

Avant-propos

Ce livre a été écrit pour faire partager une conviction : la géologie devient une science fascinante quand elle vise à comprendre plutôt qu'à décrire. Certes, la première étape des recherches géologiques, encore inachevée aujourd'hui, est nécessairement d'exploration et d'inventaire. Mais les Sciences de la Terre sont aussi devenues, au cours des quarante dernières années, autant des applications de la physique et de la chimie qu'une branche des Sciences Naturelles. Ainsi est née la « géodynamique », qui analyse les forces et les mouvements animant notre Planète à sa surface et en profondeur.

Plus précisément, cet ouvrage traite de la géodynamique de la lithosphère, c'est-à-dire de l'enveloppe superficielle et rigide du globe. S'adressant à des lecteurs soucieux d'enrichir leur culture plutôt que leur savoir, il a été débarrassé autant que possible du vocabulaire spécialisé qui les décourage trop souvent. Il vise à expliquer les phénomènes naturels par les lois physiques élémentaires, dont les termes sont rappelés dans un « glossaire » préparé par J. Boutler et placé en fin de volume.

Il reste que la géodynamique est avant tout une science naturelle, fondée sur des observations « de terrain ». Pour mieux tenir compte de cette spécificité, le texte des premières éditions du livre, corrigé et mis à jour par G. Boillot avec l'aide de ses co-auteurs, a été enrichi, dans la troisième puis cette quatrième édition, par des exemples naturels décrits dans des

« fiches » à la fin des chapitres. Ph. Huchon et Y. Lagabrielle se sont chargés du choix et de la présentation de ces exemples. Les auteurs espèrent ainsi favoriser une double lecture de leur ouvrage, selon le niveau de connaissance et de spécialisation souhaitées :

- le « corpus » du livre offre les clefs donnant accès aux illustrations présentées dans les fiches. Il a été écrit pour être lu et pas seulement consulté, les chapitres s'enchaînant comme dans un récit, celui du fonctionnement de notre planète ;
- les documents réunis dans les fiches visent à apporter au lecteur les arguments concrets à l'appui des concepts exposés dans le corpus.

Ainsi composé, le livre s'adresse aux étudiants, aux enseignants ou plus généralement au grand public intéressé par la géologie, et désireux de mieux connaître et comprendre l'univers dans lequel nous vivons, et à mieux situer l'homme dans cet univers.

Remerciements : Gilbert Boillot remercie ses amis et collègues G. Grau, J. Kornprobst et M. Lemoine, qui ont lu la première version de ce livre, en lui apportant de multiples corrections et en lui faisant de très utiles suggestions. G. Bellaiche, Y. Boillot, J. Deverchère, Ph. Gillet, J. Girardeau, J. et P. Lamarque, F. Michaud, D. Mougenot, J.-Y. Royer et C. Sabouraud l'ont également aidé par de précieux commentaires. V. Gourbaud et Y. Descatoire ont établi le texte et les dessins issus des éditions précédentes.

Jacques Boutler remercie particulièrement G. Grau et P. Mechler qui ont suggéré de judicieuses améliorations au glossaire. Enfin, Y. Lagabrielle et Ph. Huchon sont reconnaissants à M. Lagabrielle-Juguet pour sa contribution efficace à la relecture des fiches et remercient pour leur contribution à l'illustration des fiches M.-O. Beslier, G. Cabioch, V. Courtillot, E. Garel, L. Geoffroy, L. Jolivet, S. Lallemand, M. Lemoine, J. Malavieille, S. Mazzotti.

Merci également à J. Bébien et J. Kornprobst pour leurs remarques constructives en vue de cette quatrième édition.

Chapitre I

Introduction

1.1 LE TEMPS ET L'ESPACE GÉOLOGIQUES

Souvent dans ce livre il sera question de durées apparemment immenses (des dizaines ou des centaines de millions d'années ou davantage), ou de processus agissant à des vitesses qui peuvent sembler dérisoires (des fractions de millimètre, au mieux des centimètres par an ou par siècle). Ceci compense cela : les fantastiques bouleversements subis par la face de la Terre depuis sa naissance ne se comprennent que si on les inscrit dans la durée géologique : un océan reliant le pôle Nord au pôle Sud qui s'ouvrirait à l'équateur à la vitesse de huit centimètres par an recouvrirait toute la planète en 500 millions d'années. Or, la Terre est née il y a 4,55 milliards d'années... Dans ces conditions, des phénomènes physiques ou chimiques extrêmement lents finissent par avoir des effets prodigieux aux yeux de l'Homme.

Une comparaison souvent faite de la vie de notre planète avec une année civile fera mieux percevoir notre place dans ce temps géologique. Supposons que la formation du système solaire (et donc la naissance de la Terre), il y a 4,55 milliards d'années, corresponde au premier jour de l'année. La vie apparaît au début du printemps (il y a 3,8 milliards d'années, l'âge de traces organiques trouvées dans la formation d'Isua, au Groenland). Après la Toussaint naissent les premiers êtres pluricellulaires

(– 670 millions d’années, comme le montrent les fossiles trouvés à Ediacara, en Australie) et vers le 20 novembre les premiers vertébrés (– 500 Ma). L’océan Atlantique commence à s’ouvrir le 18 décembre (– 160 Ma). Enfin le genre *Homo* paraît le 31 décembre vers huit heures du soir (– 2 Ma), tandis que le Christ meurt quatorze secondes avant minuit. Quant à la vie d’un homme de soixante-dix ans, elle ne dure qu’une demi-seconde...

Il faut donc largement tenir compte du facteur temps lorsque l’on cherche à appliquer aux processus géologiques les lois de la physique et de la chimie. Une dalle de marbre soumise pendant quelques dizaines ou quelques centaines d’années à une contrainte faible mais permanente peut se déformer. L’observation est facile à faire sur les pierres tombales dans les cimetières. À plus forte raison, les terrains réputés les plus rigides sont-ils facilement déformables, surtout si la pression et la température s’élèvent, et si des contraintes s’exercent pendant plusieurs millions d’années. De nos jours, les Alpes et l’Himalaya se soulèvent chaque année de quelques millimètres. Qui l’aurait soupçonné avant la multiplication des nivellements géodésiques ? La nature même de son objet d’étude oblige le géologue à raisonner dans un « espace-temps » immense, tout à fait différent de celui auquel nous sommes habitués.

Comment mesure-t-on le temps en géologie ? Jusqu’au milieu de ce siècle, on ne disposait le plus souvent que d’une échelle relative, établie à partir de l’idée d’évolution des êtres vivants (la paléontologie) et de quelques principes simples permettant d’interpréter les observations de terrain : une couche sédimentaire non déformée est plus jeune que les formations géologiques sur lesquelles elle repose ; le plissement de cette couche est un événement plus récent que sa formation sur le fond marin ; un filon de roche volcanique est plus jeune que les terrains qu’il traverse, etc. Les couches sédimentaires contiennent d’autre part les restes fossiles d’êtres vivants, animaux ou végétaux, qui sont apparus sur le globe à un moment de son histoire, se sont multipliés, puis se sont éteints tandis que d’autres formes vivantes apparaissaient. En étendant sans cesse les collectes des restes fossiles et les observations sur la disposition relative des terrains à la surface de la planète, les géologues sont peu à peu parvenus, en 150 ans de recherche, à corréliser ces terrains à grande distance et à établir une *chronologie relative* des événements géologiques et paléontologiques qui ont bouleversé la face de la Terre depuis sa naissance. Toutefois cette approche purement naturaliste de l’histoire de la Terre avait ses limites : les idées restaient très incertaines sur la durée et l’âge réels des événements rapportés au temps universel. Et la mémoire des terrains étant d’autant plus

fidèle qu'ils sont plus récents, les débuts de cette histoire restaient tout à fait hypothétiques. Cette première étape de la recherche a toutefois permis d'établir une échelle « chronostratigraphique » où le temps géologique est divisé en ères, en systèmes (tableau 1.1) et finalement en étages.

TABLEAU 1.1 ÉCHELLE DES TEMPS GÉOLOGIQUES
d'après G.S. ODIN, 1994, *CR Acad. Sc.*, Paris, t. 318, p. 59-71.

Millions d'années (Ma)	Ères géologiques	Systèmes géologiques
0		
65	CÉNOZOÏQUE (Tertiaire et Quaternaire)	QUATERNAIRE ————— 1,7 Ma NÉOGÈNE ————— 23 Ma PALÉOGÈNE
250	MÉSOZOÏQUE (Secondaire)	CRÉTACÉ ————— 135 Ma JURASSIQUE ————— 203 Ma TRIAS
540	PALÉOZOÏQUE (Primaire)	PERMIEN ————— 295 Ma CARBONIFÈRE ————— 355 Ma DÉVONIEN ————— 408 Ma SILURIEN ————— 435 Ma ORDOVICIEN ————— 500 Ma CAMBRIEN
4 550	PRÉCAMBRIEN	PROTÉROZOÏQUE ————— 2 500 Ma ARCHÉEN

À partir des années 1950 (mais il y eut auparavant des précurseurs), la chimie de la Terre (la géochimie) est venue en aide à la géologie, et nous a progressivement proposé une *échelle absolue du temps géologique*. Fort heureusement, les terrains n'ont pas seulement gardé la mémoire de leur histoire sous la forme de fossiles ou de structures superposées. Ils sont constitués d'éléments chimiques qui ont évolué depuis la formation initiale de l'univers selon des lois que l'on commence à bien connaître. Un peu comme le monde vivant, le monde minéral a changé au cours des temps géologiques. La physique nucléaire nous apprend que l'élément premier, élaboré peu de temps après le « Big Bang », est l'hydrogène, avant que ne se forme, à la suite de collisions d'atomes, l'hélium. Tous les autres éléments ont été produits beaucoup plus tard, après la formation des galaxies, par coalescence d'atomes d'hélium ou par fusion des nouveaux éléments dans les étoiles. Les spécialistes discutent encore aujourd'hui sur l'âge du « Big Bang », qu'ils situent entre 10 et 15 milliards d'années. Ils sont d'accord en revanche sur celui du système solaire dont la Terre fait partie, apparu il y a 4,55 milliards d'années environ.

À partir de là, le relais a été pris par ces sortes d'horloges que sont les isotopes instables des éléments chimiques. Le principe est simple : la quantité d'isotopes radioactifs « pères », instables, suit une loi de décroissance exponentielle définie. Enfermés dans un système chimique clos, ils se transforment en isotopes « fils », le plus souvent stables, suivant un « calendrier » précis. Inversement, le dosage du rapport « père »/« fils » dans une roche ou dans un minéral de cette roche permet de mesurer le temps écoulé depuis la « fermeture » du système géochimique (c'est-à-dire depuis la naissance ou le refroidissement de la roche ou du minéral), à la condition toutefois de connaître par d'autres moyens sa composition isotopique initiale. La géochimie isotopique permet ainsi de donner un « âge absolu » aux événements auparavant situés seulement les uns par rapport aux autres dans une échelle chronologique relative. C'est à partir de toutes les données ainsi réunies depuis un demi-siècle que la comparaison entre une année civile et l'histoire de la planète a pu être tentée au début de ce chapitre, et que l'échelle des temps géologiques, établie naguère par la « chronostratigraphie », a pu être « calibrée » et exprimée désormais en milliards, millions ou milliers d'années (tableau 1.1).

Quant à l'espace géologique, il est plus facile à concevoir, sinon à explorer. Les dimensions de la planète sont à échelle humaine, malgré l'immensité des domaines océaniques et continentaux (rayon moyen de la Terre : 6 371 km ; surface totale : 510×10^6 km²). Naturellement, les trois

dimensions de cet espace sont inégalement accessibles. La surface des continents a été la première à être explorée par les géologues, avant le fond des mers et des océans, accessibles depuis peu grâce aux progrès de la technologie sous-marine. Ainsi peut-on comparer aujourd'hui la profondeur des plus grands fonds océaniques (11 000 m dans la fosse des îles Mariannes) à l'altitude des plus hauts sommets (l'Everest culmine à 8 850 m). Mais la difficulté principale reste dans l'accès à la troisième dimension. Comment connaître la nature et la structure de terrains enfouis à plusieurs dizaines, centaines ou milliers de kilomètres, jusqu'au centre de la Terre ? Sur les continents, le forage le plus profond jamais réalisé, et à très grands frais, n'a pas dépassé 14 km, et dans le tréfonds des océans, 3 km seulement.

Pour contourner l'obstacle, les géologues ont d'abord usé de méthodes indirectes. En observant en surface les roches à l'affleurement, l'inclinaison des couches, la forme des plis et des failles, ils ont cherché à reconstituer la nature et la structure des terrains enfouis. Ainsi ont-ils pu dessiner des coupes géologiques, qui décrivent l'arrangement (la structure) du sous-sol. La méthode a permis de démontrer que, dans les chaînes plissées, les terrains constituant les « nappes de charriage » ont subi des déplacements relatifs de plusieurs dizaines de kilomètres. Mais imaginer ce qui se passe en profondeur à partir de la surface n'est pas un exercice facile, et les coupes établies de cette manière comportent, par nature, une part d'interprétation et d'hypothèse. De plus, elles sont forcément limitées à la couche superficielle du globe.

Pour aller plus loin, il a fallu faire appel aux méthodes indirectes de la géophysique. Les terrains, en ce cas, sont caractérisés non par le prélèvement d'échantillons, mais par l'acquisition d'images, ou par la mesure, depuis la surface terrestre, de leurs propriétés physiques (densité, température, aimantation, etc.). La sismique, comme l'échographie en médecine, produit des images des terrains enfouis, tandis que la mesure des vitesses de propagation des ondes acoustiques dans les roches, la gravimétrie (la mesure du champ de pesanteur), et la magnétométrie (la mesure du champ magnétique terrestre) permettent de caractériser ces terrains par des paramètres physiques. Mais cette auscultation du globe, quels que soient ses succès, laisse subsister une inconnue : parce que les mêmes paramètres physiques sont communs à plusieurs sortes de roches, la nature des terrains en présence demeure souvent un objet de spéculation et de discussion.

C'est la géochimie, encore elle, qui permet un retour aux « cailloux ». Puisque les géologues ne peuvent aller eux-mêmes recueillir des échan-

tillons à grande profondeur, le mieux est de confier ce travail à un agent naturel qui le fait pour eux. Les volcans, par exemple, « échantillonnent » à plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres sous la surface terrestre, dans la région où naissent les magmas (les roches en fusion) qui les nourrissent. Certes, les terrains ainsi prélevés ont été profondément transformés par la fusion et par toutes les modifications subies au cours de leur voyage vers la surface terrestre. Mais ils ont gardé dans leur composition chimique la mémoire des roches dont ils sont issus ou qu'ils ont traversées, et renseignent ainsi sur la nature des matériaux qui constituent notre planète. Enfin les météorites et les autres planètes informent sur la composition moyenne des roches du système solaire, et par conséquent sur celle de la Terre tout entière dont la surface seule nous est accessible.

1.2 LITHOSPHERE ET ASTHENOSPHERE

La *lithosphère* est située sous l'atmosphère ou sous l'hydrosphère (l'océan, les glaciers). L'étymologie du mot (du grec *lithos*, pierre) donne une première définition : il s'agit de l'enveloppe la plus rigide du globe, celle sur laquelle nous marchons et nous bâtissons. Par exemple, la lithosphère est capable de supporter la surcharge de volcans, de deltas fluviaux, de calottes glaciaires, etc., sans beaucoup se déformer : en ce cas, elle fléchit seulement, et tend à reprendre sa forme si la charge disparaît. On dit que sa viscosité est forte. Au contraire, le milieu sur lequel elle repose se déforme lentement par fluage sous l'effet d'efforts faibles mais prolongés : c'est l'*asthénosphère* (du grec *asthenès*, sans force). Mais attention : sauf en quelques rares endroits, l'asthénosphère reste à l'état solide. Il ne s'agit pas, comme on l'a cru longtemps, d'un magma liquide fait de roches fondues. Toutefois, sa viscosité est plus faible que celle de la lithosphère, en raison des pressions et des températures élevées qui règnent en profondeur, de sorte que sa déformation plastique irréversible est aussi plus facile.

À première vue, les concepts de lithosphère et d'asthénosphère paraissent donc assez simples. Pourtant, le mot « lithosphère » peut revêtir plusieurs significations selon les phénomènes et l'échelle de temps que l'on considère. Dans tous les cas, il s'agit bien du même matériau, des mêmes roches, mais trois grands types de lithosphère peuvent être définis selon que l'on considère (1) les réactions aux forces qui lui sont appliquées, (2) sa façon de transmettre les ondes acoustiques, ou bien (3) la répartition des températures suivant la profondeur.

1.2.1 La lithosphère élastique (fiches 1.1 à 1.5)

C'est l'enveloppe superficielle du globe qui peut subir une déformation réversible. La figure 1.1 en montre un exemple : le poids d'un volcan (A) provoque un affaissement local (B), compensé par un bombement (C) à cent ou deux cents kilomètres du point d'application de la surcharge. Si la charge du volcan était supprimée, la lithosphère reprendrait à peu près sa forme initiale. L'épaisseur de cette lithosphère élastique peut être calculée d'après la longueur d'onde et l'amplitude de la déformation observée en surface. Elle dépend de l'âge et de la nature (océanique ou continentale) de la lithosphère. Dans tous les cas, l'épaisseur de la lithosphère élastique diminue sous l'effet d'un réchauffement, et inversement augmente avec l'âge et le refroidissement qui en résulte. On admet en effet que la base de la lithosphère élastique se situe entre les isothermes 400 et 600 °C. Dans les océans, cette isotherme est tout près du fond marin à l'axe des dorsales, là où la lithosphère est en voie de formation (Ch. II, § 2.2) ; elle s'abaisse ensuite à mesure que cette lithosphère vieillit, et se stabilise vers 40 km de profondeur après 100 millions d'années. Sous les continents, l'épaisseur de la lithosphère élastique est en moyenne de 60 km, mais peut augmenter jusqu'à 150 km sous les plus vieux « cratons ».

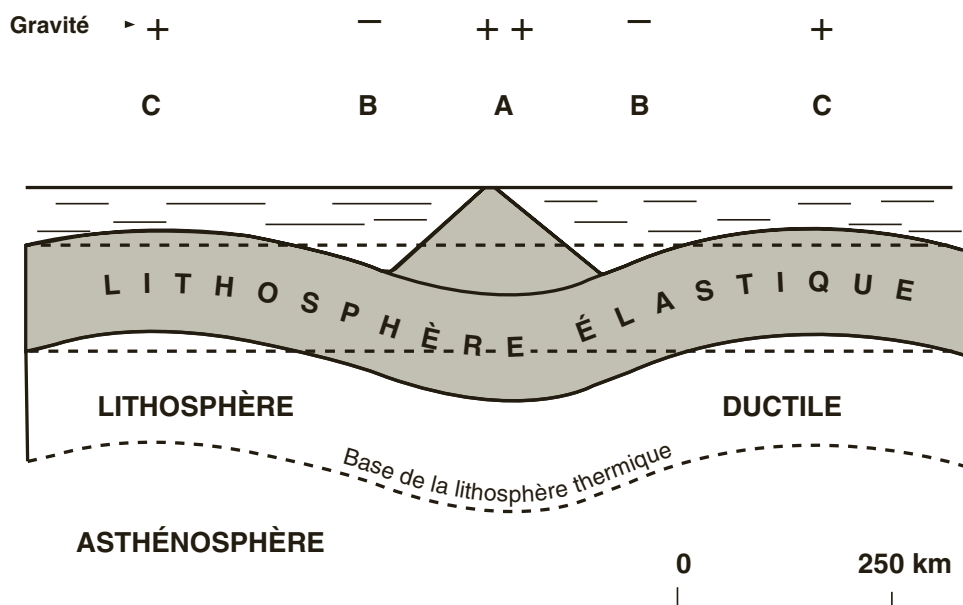


Figure 1.1 Les effets d'une surcharge (ici l'archipel des îles Hawaii) appliquée à la lithosphère élastique (échelles non respectées).

A, B, C : repères utilisés dans le texte. Les anomalies positives et négatives de la gravité sont commentées dans le paragraphe 3.4 du chapitre III.

1.2.2 La lithosphère sismique

Une autre façon de délimiter la lithosphère et l'asthénosphère est de faire appel aux données de la sismologie : vers 100 km de profondeur (souvent moins sous les océans), la vitesse de propagation des ondes sismiques (les ébranlements provoqués par les tremblements de terre) diminue d'environ 10% (fig. 1.2 B). C'est la « zone à moindre vitesse » (*low velocity zone* – LVZ – en anglais), qui est l'indice d'un changement dans les propriétés physiques du milieu à ce niveau.

Rappelons que les ondes sismiques sont de deux sortes : les ondes longitudinales P font faire aux particules d'une roche un aller/retour dans le sens de propagation de l'ébranlement (compression-dilatation). Ce sont celles qui sont le plus utilisées pour caractériser les terrains, parce qu'elles se transmettent aussi bien dans les milieux liquides que dans les milieux solides. Les ondes transversales S, près de deux fois moins rapides (fig. 1.2 B) sont perpendiculaires à la direction de propagation de l'ébranlement et ne se transmettent pas dans les milieux liquides (sauf indication contraire, les vitesses citées dans ce livre sont toujours celles des ondes P). Mais qu'elles soient transversales ou longitudinales, ces ondes se propagent dans la lithosphère et plus profondément à l'intérieur de la Terre d'une façon qui dépend des propriétés physiques des milieux qu'elles rencontrent successivement. Leur vitesse de propagation notamment s'accroît avec la densité des terrains, et, à densité égale, diminue au contraire si la rigidité (la viscosité) de ces terrains diminue ; de sorte qu'elles sont réfléchies ou réfractées par les discontinuités géologiques où des terrains de densité ou de viscosité différentes sont en contact. L'analyse des temps de propagation des ondes sismiques renseigne ainsi sur la structure interne du globe. Tels sont les fondements de la sismologie, la science des tremblements de terre, à la fois irremplaçable instrument de connaissance de la planète, et outil précieux de maîtrise du risque naturel.

Si l'on revient à la lithosphère et à l'asthénosphère, on comprend comment la sismologie peut aider à les distinguer : la diminution de la vitesse des ondes observée à une centaine de kilomètres sous la surface de la lithosphère n'est probablement pas due à un changement dans la nature des terrains en profondeur (§ 1.4), mais plutôt à l'accroissement de température et de pression et à la diminution de densité et de viscosité qui en découle. La base de la « lithosphère sismique » est ainsi définie par la zone à moindre vitesse sismique, qui appartient quant à elle à l'asthénosphère.

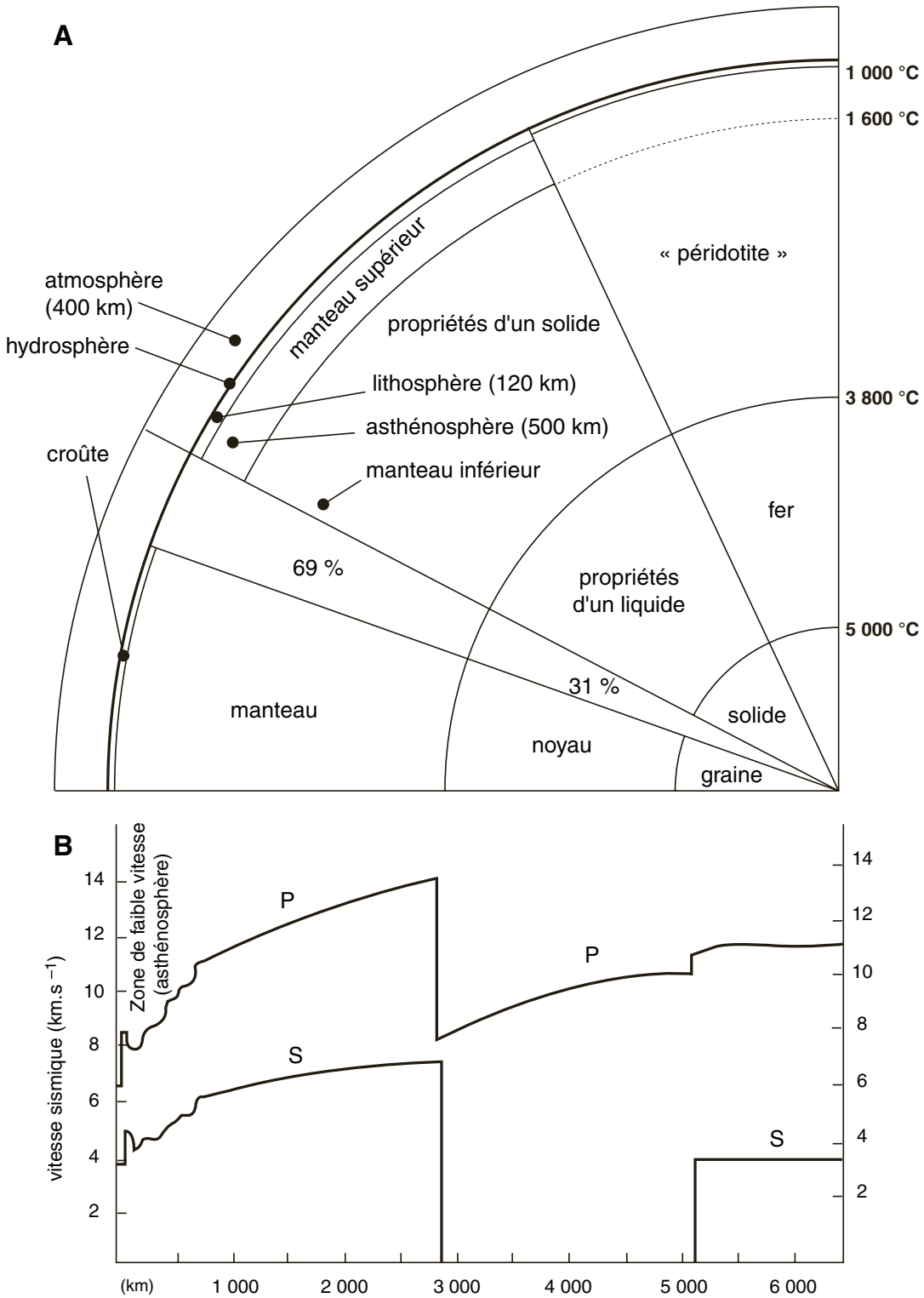


Figure 1.2 La structure interne de la Terre (A), avec quelques indications sur la répartition des vitesses sismiques (B) dans les différentes enveloppes (ondes P et S).

Reproduit d'après J.-M. CARON, A. GAUTHIER, A. SCHAAF, J. ULYSSE et J. WOZNIAK, 1995. *Comprendre et enseigner la planète Terre*, 3^e édition, Ophrys, Paris, 172 p.

1.2.3 La lithosphère thermique

Dans l'asthénosphère, nous avons dit que la résistance des terrains aux contraintes est faible; elle est insuffisante en tous cas pour empêcher un objet géologique de migrer vers la surface ou au contraire de « couler » vers le bas, selon que sa densité est inférieure ou supérieure à celle du milieu ambiant. En ce cas, c'est une force de gravité qui provoque le mouvement (la poussée d'Archimède), grâce à la différence de densité entre l'objet immergé et l'asthénosphère. De la même façon, des mouvements peuvent naître entre les portions d'asthénosphère « froide », relativement dense, et d'autres portions plus chaudes et moins denses. Ainsi naît la *convection* qui tend, par un lent brassage, à homogénéiser la température dans l'asthénosphère. On estime à 1 300 °C la température minimum permettant l'initiation des courants de convection asthénosphériques (fig. 1.3), et à quelques centimètres ou quelques dizaines de centimètres par an la vitesse de ces courants. Le toit de l'asthénosphère coïncide donc avec l'isotherme 1 300 °C, que l'on place en moyenne vers 120 km de profondeur.

Dans la lithosphère au contraire, où la viscosité est élevée, les différences de densité dues aux gradients de température engendrent des forces de gravité trop faibles pour provoquer la mobilité de ces terrains. Cela tient essentiellement à l'augmentation de la résistance des roches aux contraintes quand on se rapproche de la surface de la Terre et que diminuent la pression et la température. La convection n'est alors pas possible, et la chaleur se transmet par *conduction* depuis la base (1 300 °C) jusqu'à la surface (0 °C). Le transfert d'énergie est en ce cas très lent. Il dépend de la conductivité thermique des roches, et s'exprime par l'apparition d'un gradient géothermique (une diminution progressive de la température de bas en haut; fig. 1.3). En surface, le flux thermique correspond à de l'énergie perdue par la Terre et libérée dans l'atmosphère (ce flux toutefois provient pour une part de la chaleur transmise depuis l'asthénosphère, et pour une autre part de la chaleur dégagée par la radioactivité naturelle des roches de la lithosphère).

Mais il faut le redire avec insistance : l'asthénosphère, contrairement à une idée très répandue, n'est généralement pas un milieu liquide. Certes, si une fusion partielle se produit, alors les terrains affectés appartiendront à l'asthénosphère. C'est ce qui se passe, par exemple, sous les dorsales océaniques, entre deux plaques divergentes (chap. II, § 2.2). Mais la plus grande partie de l'asthénosphère est à l'état solide. Sa faible résistance aux contraintes et les courants de convection qui l'animent résultent le plus

souvent de la température et de la pression élevées du milieu et non pas d'une fusion des roches qui la constituent.

On le voit, la frontière entre asthénosphère et lithosphère n'est pas une limite géologique entre des terrains de compositions différentes. Il s'agit d'une frontière physique, qui dépend essentiellement des conditions de pression et de température du milieu, et que l'on situe d'ailleurs, on vient de le voir, à des profondeurs assez différentes selon le paramètre que l'on considère (température, vitesse de propagation des ondes sismiques, élasticité des terrains). Dans le temps et dans l'espace, cette frontière peut donc se déplacer si les conditions viennent à changer. Par exemple, une élévation régionale de température sous l'effet d'une bouffée de chaleur issue des profondeurs du globe (un « panache » : cf. chap. IV, § 4.2) a pour effet de faire remonter la frontière lithosphère-asthénosphère vers la surface, c'est-à-dire d'amincir la lithosphère, quelle que soit sa définition. Inversement, un refroidissement provoque une augmentation de l'épaisseur lithosphérique.

Dans ce livre, c'est la définition thermique de la lithosphère qui a été adoptée. La limite avec l'asthénosphère, avons-nous dit, correspond alors approximativement à l'isotherme 1 300 °C, située en moyenne vers 120 km de profondeur sous un continent (fig. 1.3 A). Mais nous verrons par la suite que l'épaisseur de la lithosphère thermique varie considérablement (fig. 1.3 B), jusqu'à s'annuler à l'axe des dorsales océaniques ou dépasser 150 ou 200 km sous les vieux continents.

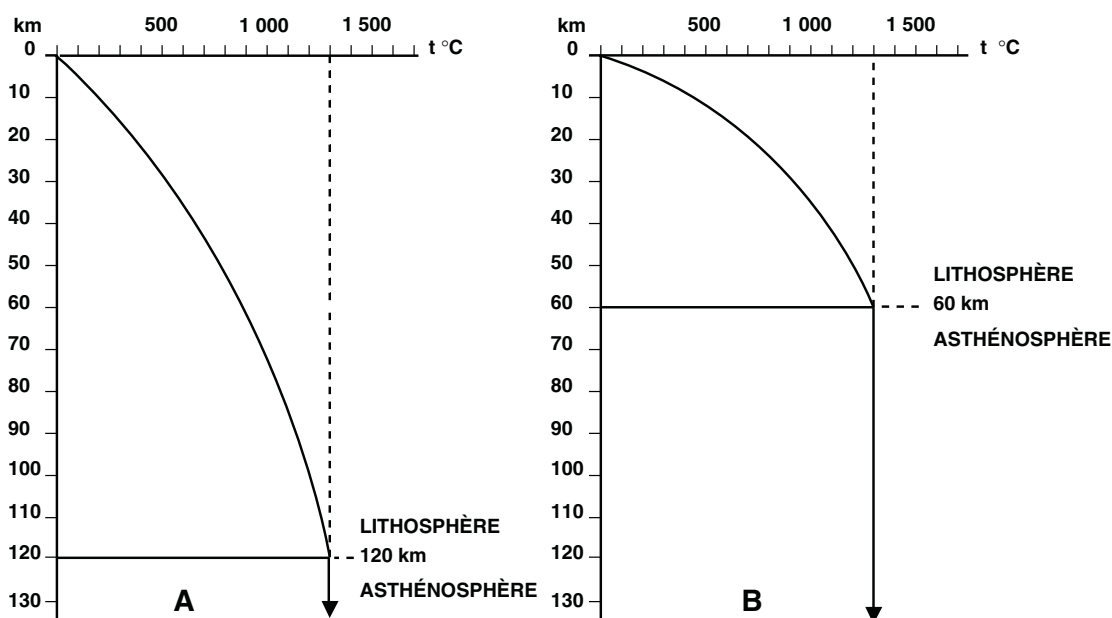


Figure 1.3 Répartition des températures dans une lithosphère « thermique » d'épaisseur normale (A) ou amincie (B) et dans l'asthénosphère (1 300 °C).

1.3 LA TECTONIQUE DES PLAQUES (fiches 1.6 et 1.7)

La lithosphère n'est pas une enveloppe continue (fig. 1.4 et 1.5). Elle est fragmentée et divisée en calottes sphériques de vastes dimensions (plusieurs millions ou même dizaines de millions de kilomètres carrés) nommées « plaques », qui se déplacent les unes par rapport aux autres. Si l'on s'en tient aux plus grandes, il existe aujourd'hui une quinzaine de plaques (fig. 1.6 A, où les noms des principales plaques sont donnés); mais leur nombre a varié au cours de l'histoire géologique.

Entre les plaques, trois mouvements relatifs sont possibles (fig. 1.4) :

- la *divergence* (l'écartement, perpendiculaire ou oblique par rapport à la frontière commune de deux plaques);
- la *convergence* (elle aussi perpendiculaire ou oblique);
- le *coulissement* bord à bord (la frontière des plaques est alors parallèle à leur mouvement relatif).

La divergence entraîne la création de nouvelle surface lithosphérique; la convergence implique au contraire une disparition de surface lithosphérique, tandis que le coulissement s'effectue sans destruction ni création de surface lithosphérique, le long de structures nommées « failles transformantes ». Naturellement tous les intermédiaires existent entre ces divers mouvements relatifs : par exemple on parle de mouvements transformants « transpressifs » ou « transtensifs » selon que les plaques qui coulissent l'une contre l'autre ont tendance à légèrement se rapprocher ou au contraire à s'écarter.

Chaque plaque est un ensemble rigide dont le mouvement à la surface du globe peut être décrit comme une rotation autour d'un axe passant par le centre de la sphère (fig. 1.5). Son mouvement est défini par les pôles de l'axe (les points où cet axe perce la sphère), et par une vitesse angulaire de rotation. Les paramètres de rotation changent d'une plaque à l'autre, chaque plaque ayant son mouvement propre. Les déplacements des plaques lithosphériques sont lents (quelques centimètres ou quelques dizaines de centimètres par an, tout au plus, comme les courants de convection asthénosphériques), nuls au pôle de rotation, et d'autant plus rapides que l'on s'éloigne de ce pôle. Leur mesure directe exige par conséquent des outils géodésiques de grande précision (GPS, par exemple), disponibles seulement depuis peu de temps.

Les frontières de plaques, quant à elles, peuvent être localisées grâce aux phénomènes géologiques spectaculaires qui s'y produisent. Du fait de sa rigidité, une plaque est capable de transmettre les forces appliquées à ses limites; c'est donc principalement à ses frontières avec d'autres

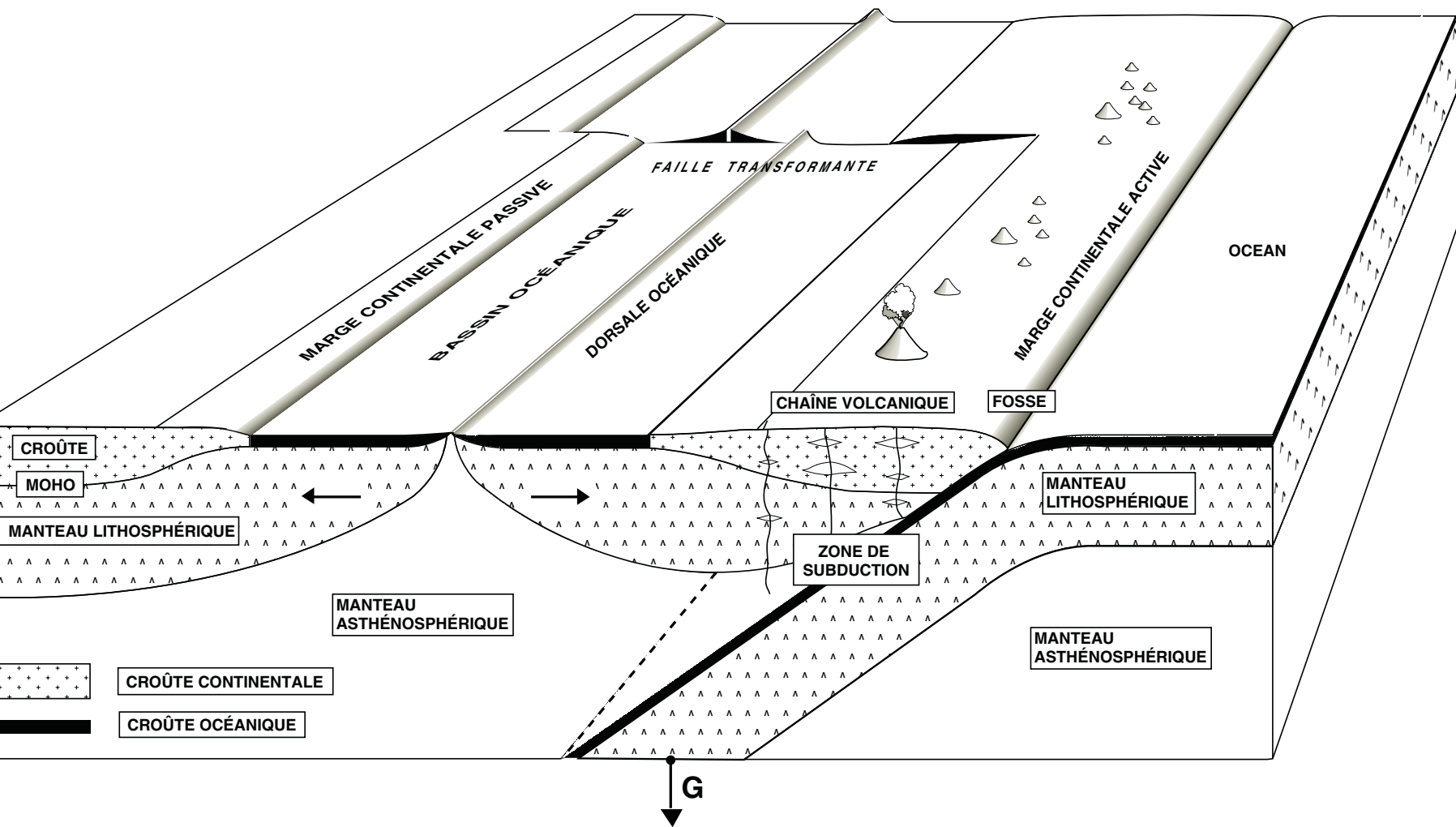


Figure 1.4 La tectonique des plaques. La dorsale océanique est la frontière de plaques divergentes, la marge continentale active celle des plaques convergentes, et la faille transformante celle des plaques qui coulisent l'une contre l'autre. G : force de gravité entraînant dans l'asthénosphère la lithosphère océanique.

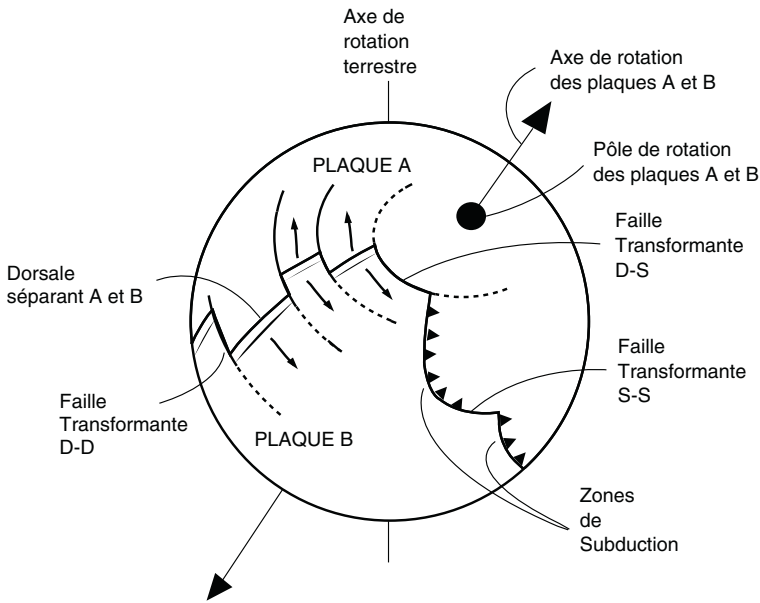


Figure 1.5 La rotation de deux plaques à la surface de la Terre.

L'axe et le pôle de rotation des plaques sont différents de l'axe de rotation terrestre. Les failles transformantes suivent de petits cercles centrés sur l'axe de rotation des plaques. D : dorsale (divergence); S : subduction (convergence). D'après C. ALLÈGRE, 1983. *L'Écume de la Terre*. Librairie Arthème Fayard, Paris, 366 p.

plaques que se produisent les phénomènes géologiques consommateurs d'énergie. Là des fusions des terrains lithosphériques ou asthénosphériques donnent lieu à du volcanisme en surface; le frottement entre plaques

Figure 1.6 *Vignette du haut*: Frontières actuelles des plaques lithosphériques, vitesses relatives de déplacement des plaques, et régions où la lithosphère est en voie de déformation (grisés). Les vitesses relatives des plaques sont indiquées par des flèches. La longueur des flèches montre ce que serait le déplacement s'il continuait à vitesse et trajectoire constantes pendant 25 millions d'années. Le taux de divergence des plaques de part et d'autre des dorsales océaniques est indiqué par des flèches divergentes et symétriques, le taux de convergence des plaques est indiqué par des flèches asymétriques pointées vers la plaque chevauchante.

AN : Antarctique; AR : Arabie; AU : Australie; B : Bornéo; CA : Caraïbes; CL : Carolines; Co : Cocos; EU : Eurasie; JF : Juan de Fuca; I : Indochine; IN : Inde; NA : Amérique du Nord; NB : Afrique; NC : Chine du Nord; NZ : Nazca; OK : Okhotsk; PA : Pacifique; PH : Philippines; SA : Amérique du Sud; SC : Mer de Scotia; SM : Somalie; Y : Yang Se (Chine du Sud).

Vignette du bas: Emplacement des épicentres des séismes (la projection en surface des foyers où se sont produites les ruptures) situés à moins de 50 km de profondeur et de forte intensité survenus entre 1963 et 1967.

(Suite de la légende page en vis-à-vis.)

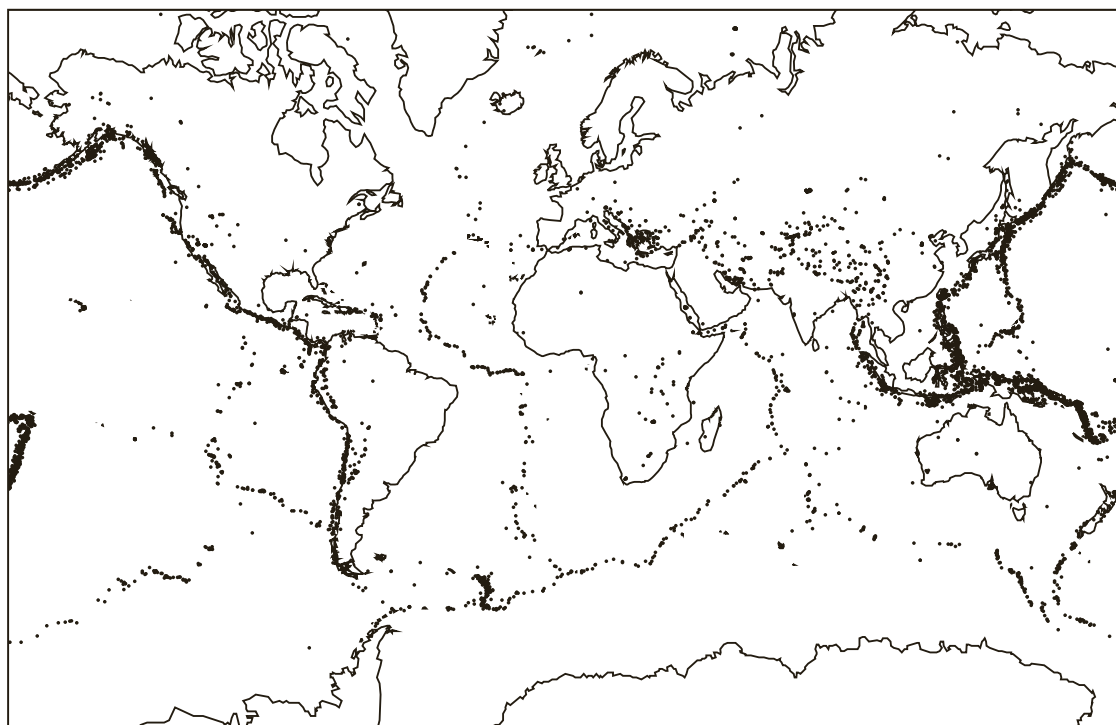
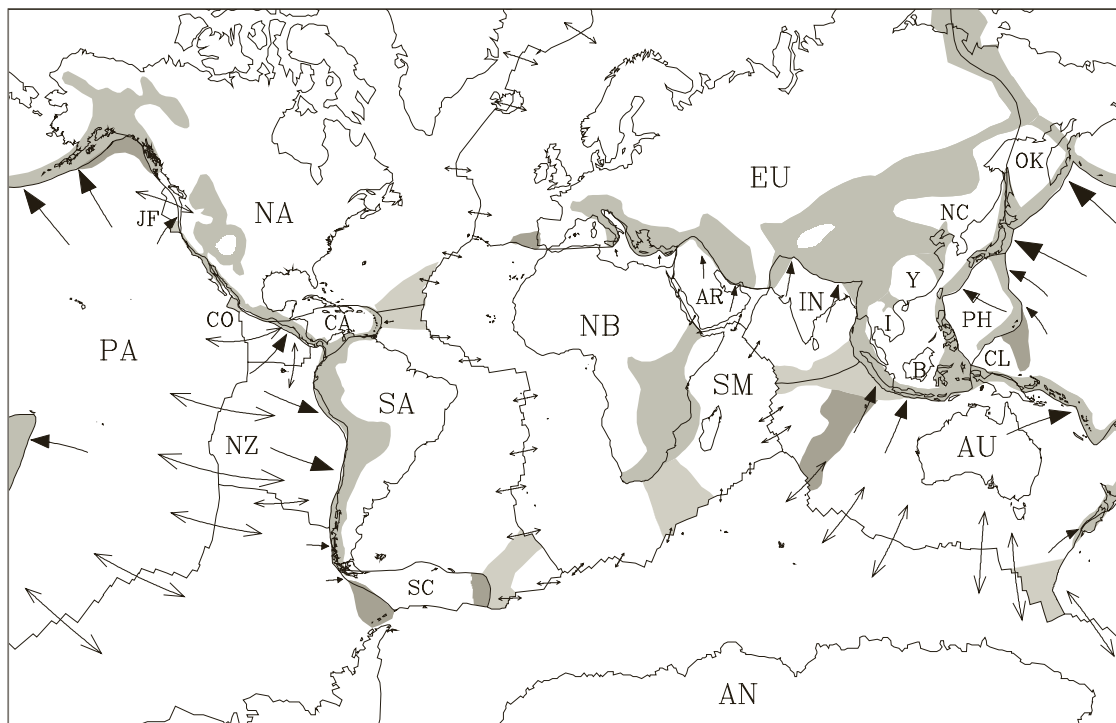


Figure 1.6 — (Suite) La répartition de ces séismes indique les limites des plaques actuelles. Reprinted with permission from R.G. GORDON and S. STERN, 1992. Global tectonics and space geodesy. *Science*, 256, 333-342. Copyright 1992. American Association for the Advancement of Science.

provoque des déformations (des plis, des failles, etc.) et des ruptures (des séismes). Ainsi peut-on dessiner la configuration actuelle des limites de plaques (fig. 1.6 A) par une cartographie de l'activité géologique (principalement de l'activité sismique, fig. 1.6 B), qui est bien plus intense aux bordures des plaques que dans les régions « intraplaques ». *La tectonique des plaques* (du grec *tecton*, le constructeur en grec : il s'agit de construire la charpente de la Terre, constituée par la lithosphère) est la théorie qui explique les phénomènes géologiques par le déplacement des plaques lithosphériques. La description de ces déplacements constitue la *cinématique des plaques*.

Le moteur du déplacement des plaques est principalement gravitaire. Sous les océans (chap. II, § 2.2), la lithosphère est presque entièrement constituée des mêmes matériaux que l'asthénosphère mais plus froids et donc plus denses (densité estimée de la lithosphère océanique « normale » : 3,3 ; densité estimée de l'asthénosphère : 3,25). On doit donc s'attendre à voir les plaques formées de lithosphère océanique « couler » dans l'asthénosphère. C'est le phénomène de la *subduction* (chap. V, § 5.1). En ce cas, la force de gravité (G sur la fig. 1.4) tire vers le bas la plaque, qui ploie avant de plonger dans l'asthénosphère. Plus longue sera la frontière d'une plaque où se produit une subduction, plus facile et plus rapide sera cette subduction (cas des plaques Nazca et Pacifique, voir fiche 1.6). C'est ainsi que disparaissent des surfaces océaniques (la lithosphère portant des continents « flotte » au contraire sur l'asthénosphère, parce qu'elle est moins dense qu'elle, et n'est donc en général pas affectée par le phénomène de subduction ; cf. chap. II, § 2.3 et chap. V, § 5.3).

Inversement, l'asthénosphère, mobile et moins dense en général que la lithosphère océanique, a tendance à remonter vers la surface. Pour cela, il faut toutefois que la lithosphère rigide lui offre un chemin par une déchirure. L'asthénosphère parvient ainsi à proximité de la surface du globe dans les zones de divergence des plaques (les dorsales océaniques, fig. 1.4). Mais alors elle se refroidit très vite (du moins à l'échelle des temps géologiques), et se transforme en lithosphère. L'isotherme 1300 °C, qui correspond approximativement à la frontière entre la lithosphère et l'asthénosphère, s'approfondit progressivement en s'éloignant de la surface, jusqu'au retour à l'équilibre thermique, qui n'est atteint qu'après 70 ou 80 millions d'années quand la lithosphère a retrouvé son épaisseur « normale » de 120 km. C'est le phénomène de l'« accréation océanique » par lequel se créent de nouvelles surfaces et de nouveaux volumes lithosphériques (cf. chap. II, § 2.2 et chap. IV, § 4.4).

D'autre part, qu'ils soient divergents ou convergents, les mouvements des plaques retentissent sur ceux de l'asthénosphère. Parce que celle-ci est « chauffée » à sa base et perd de la chaleur à son sommet au contact de la lithosphère, les axes des principales cellules de convection y sont horizontaux. Il est vrai que les géophysiciens hésitent encore sur la forme de ces cellules, qui peuvent, selon les époques géologiques, se répartir sur un ou deux étages (fig. 1.7, où ces cellules sont réparties en deux étages). Mais de toute manière, les mouvements lithosphériques et asthénosphériques sont couplés. Les zones où divergent sous la lithosphère les cellules de convection asthénosphériques correspondent ainsi aux frontières de plaques divergentes (les dorsales océaniques), tandis que les zones où elles convergent sont associées à la convergence et à la subduction des plaques (fig. 1.7).

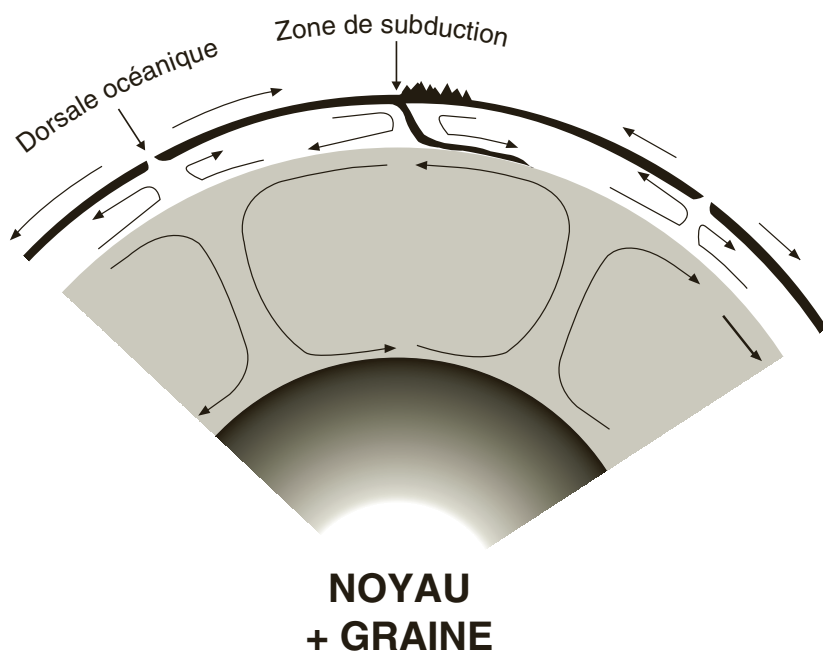


Figure 1.7 Hypothèse de l'organisation en deux étages des cellules de convection dans le manteau. La lithosphère est en noir. Reproduit d'après A. NICOLAS, 1990. *Les Montagnes sous la mer*. BRGM, Orléans, 188 p.

Enfin, après les frontières de plaques convergentes, associées à la subduction, et les frontières divergentes, lieux de l'accrétion océanique, les failles transformantes (fig. 1.4 et 1.5) constituent un troisième type de frontières, celui où les plaques coulissent l'une contre l'autre (on utilise le terme de faille au singulier, bien que le mouvement relatif entre les plaques soit distribué sur un faisceau de failles large de quelques dizaines

de kilomètres). Les failles transformantes joignent des dorsales océaniques (D-D sur la fig. 1.5), des zones de subduction (S-S), ou bien une frontière convergente à une frontière divergente (D-S). Elles « transforment » (transfèrent) donc un mouvement de convergence ou de divergence d'un lieu à l'autre. Jouant un peu le rôle de rails pour les plaques en mouvement, les failles transformantes décrivent des arcs de cercle sur la sphère, qui renseignent sur la trajectoire des deux plaques en contact (fig. 1.5).

Ainsi, les failles transformantes sont des structures actives; mais elles sont prolongées par des faisceaux de failles où le mouvement coulissant a cessé, et qui ne constituent plus des frontières de plaque. Une « zone de fracture océanique » est l'ensemble de la structure active (la faille transformante proprement dite) et de ses prolongements « intraplaques » où ne se produisent plus que des mouvements verticaux (chap. IV, § 4.3).

1.4 LA CROÛTE ET LE MANTEAU

La lithosphère, jusqu'ici considérée comme un ensemble homogène, en réalité est constituée de deux couches superposées, différentes à la fois par la nature des terrains qui les composent et par leur épaisseur : la croûte (ou écorce) en surface; le manteau lithosphérique, en profondeur (fig. 1.8).

a) L'épaisseur et les propriétés de la *croûte terrestre* sont connues grâce notamment aux données de la sismique. Un signal acoustique d'origine naturelle (un séisme) ou artificielle (une explosion, par exemple) est enregistré en de multiples lieux, après un trajet plus ou moins complexe à la surface ou à l'intérieur de la Terre. Nous avons dit (§ 1.2) que les temps de propagation et les chemins parcourus par ce signal dépendent notamment de la densité des terrains traversés et de ses réflexions ou de ses réfractions sur les discontinuités physiques rencontrées dans la lithosphère. Partant de là, on peut formuler des hypothèses raisonnables sur la densité des terrains en présence (il existe une assez bonne corrélation entre vitesses sismiques et densité), leur nature (bien que des roches différentes puissent avoir la même densité), leur volume et leurs rapports géométriques (la « structure lithosphérique »).

On sait ainsi, grâce aux données sismiques (tableau 1.2), que sous les continents l'épaisseur de la croûte est de 35 km en moyenne (elle peut atteindre 80 km sous les chaînes de montagne, à la suite de raccourcissements horizontaux dus à la convergence des plaques; cf. chap. V), et que la densité moyenne des roches y est de 2,8. Sous la couche d'eau des océans, la croûte, à quelques exceptions près, est épaisse de 7 km

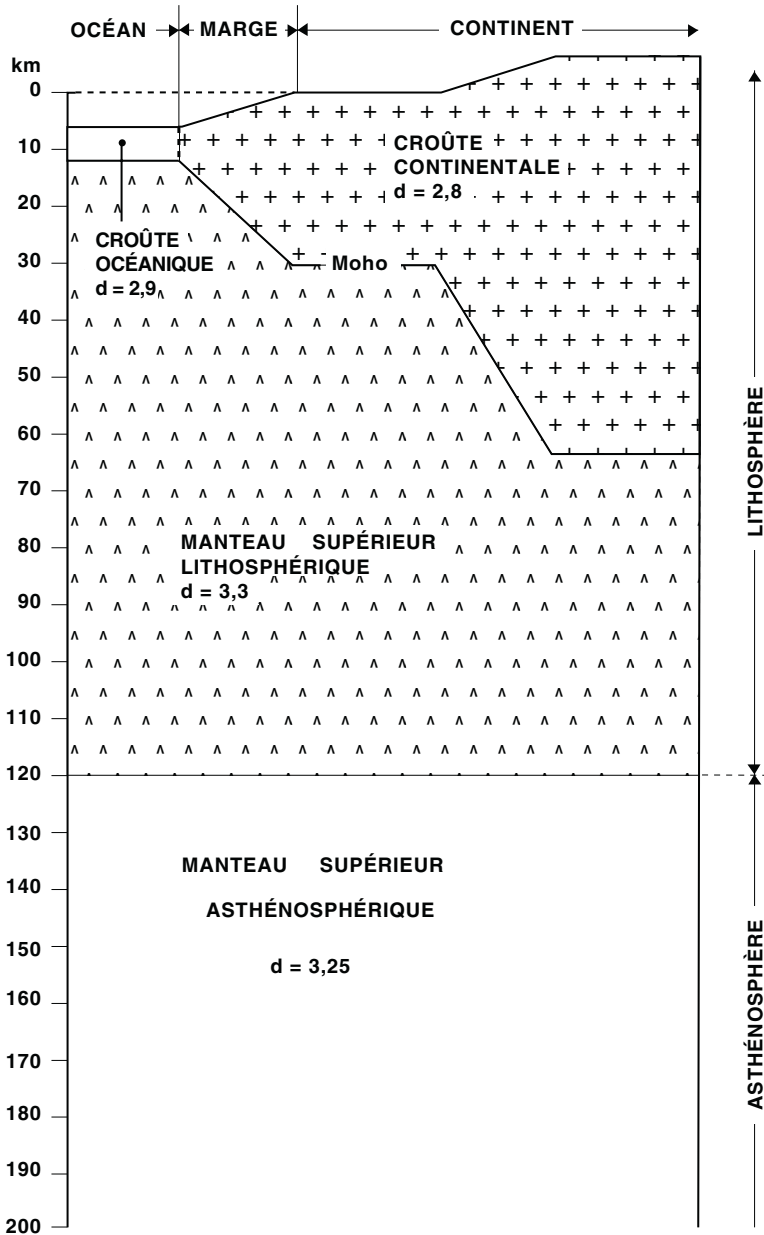


Figure 1.8 Structure de la lithosphère.

d = densité. Le manteau supérieur appartient soit à l'asthénosphère, soit à la partie inférieure de la lithosphère. La croûte océanique ($d = 2,9$) est mince (7 km); la croûte continentale ($d = 2,8$) est épaisse (30 km sous les plaines côtières, jusqu'à 60-80 km sous les reliefs montagneux). La marge continentale est le lieu où la croûte continentale est amincie, faisant ainsi transition avec la croûte océanique.

seulement, et sa densité moyenne est de 2,9. Dans les deux cas, la croûte est séparée du manteau situé en dessous par la discontinuité sismique de Mohorovicic (c'est le nom du géophysicien qui l'a découverte au début

du XX^e siècle), nommée aussi Moho, partout présente au sein de la lithosphère.

TABLEAU 1.2 RELATIONS ENTRE LA NATURE DES TERRAINS, LEURS DENSITÉS ET LA VITESSE DES ONDES SISMIQUES LONGITUDINALES (ONDES P) QUI LES TRAVERSENT.

Nature des terrains	Densités	Vitesses sismiques (km/s)
Sédiments meubles (non consolidés)	1,6 - 2,3	1,5 - 2,5
Sédiments lithifiés (consolidés)	1,8 - 3,2	2,0 - 6,5
Terrains crustaux non sédimentaires — Moho —	2,4 - 3,5	3,5 - 7,5
Manteau lithosphérique	> 3,1 (3,3)	> 8 (8,2)

L'épaisseur de la croûte permet ainsi de séparer deux ensembles complètement différents : l'océan, où la croûte est mince, le continent, où elle est cinq fois plus épaisse en moyenne. Nous verrons dans le chapitre suivant (chap. II, § 2.1) que ces deux croûtes s'opposent aussi par leur composition et par leur origine.

b) Le *manteau terrestre* est situé sous la croûte. Il forme une couche beaucoup plus épaisse (3 000 km; fig. 1.2 A), qui enveloppe le noyau de la Terre. Le manteau est tout entier constitué de péridotite, une roche cristalline où le minéral le plus caractéristique est un péridot (l'olivine) associé à des pyroxènes et à des oxydes métalliques. Plus des deux tiers de la masse de la planète sont ainsi formés de péridotite. Les pétrologues et les géochimistes ont certes séparé ces péridotites en plusieurs catégories, d'après leur composition chimique et les minéraux qu'elles contiennent. De même, les sismologues ont défini deux ensembles superposés : le manteau supérieur et le manteau inférieur. Mais en première approximation, le manteau peut être considéré comme un milieu de nature homogène.

Le *manteau supérieur*, le seul concerné par ce livre, est lui-même subdivisé en deux couches de comportement mécanique différent, qui ont déjà été présentées dans le paragraphe 1.2 : la couche la plus rigide et la moins profonde appartient à la lithosphère : c'est le *manteau lithosphérique*, qui repose sur l'asthénosphère, beaucoup plus facilement déformable. Le tableau 1.3 et les figures 1.2 et 1.8 résument ces définitions.

TABLEAU 1.3 LES ENVELOPPES DU GLOBE TERRESTRE ET LEUR ÉPAISSEUR.

		Hydrosphère et atmosphère	
		Croûte (océanique ou continentale) (7-80 km)	Lithosphère (0-150 km)
		(Moho)	
Manteau (2 850 km)	Manteau supérieur (650 km)	Manteau lithosphérique	
	Manteau inférieur (2 230 km)	Asthénosphère	
		Noyau (3 470 km)	

1.5 LE COMPORTEMENT MÉCANIQUE DE LA LITHOSPHERE

Nous avons vu que la lithosphère est l'enveloppe rigide du globe. Toutefois le comportement mécanique des terrains lithosphériques sur lesquels s'exercent des contraintes n'est pas partout le même, et dépend notamment de la profondeur (c'est-à-dire des conditions de pression et de température) et de la composition de ces terrains : il peut être « fragile » ou « ductile ». Pour bien comprendre la différence entre ces deux comportements, il faut rappeler ce qu'est une « contrainte », ainsi que les divers modes de la déformation des solides :

- La contrainte est l'équivalent des pressions au sein des liquides. Dans un solide toutefois, et à la différence des liquides, la contrainte peut être orientée (anisotrope), c'est-à-dire non égale dans toutes les directions. Plus la viscosité augmente, et plus le milieu supporte des contraintes anisotropes.
- La déformation *élastique* est réversible, c'est-à-dire que la roche déformée reprend sa forme initiale si la contrainte est supprimée (fig. 1.9 A et C).
- La déformation *plastique* est au contraire irréversible. Elle se produit quand la contrainte dépasse la « limite élastique » (l_1 sur la fig. 1.9 B), un seuil qui dépend de la nature de la roche, des conditions de pression et de température auxquelles elle est soumise, et enfin de la vitesse de déformation. En ce cas, la roche se déforme quand augmente la contrainte (fig. 1.9 B), ou si une contrainte constante est appliquée pendant un certain temps (fig. 1.9 C), ce qui est le cas le plus fréquent dans la nature (§ 1.1).
- La *rupture* fait suite une déformation élastique ou à une déformation plastique : elle se produit quand est franchi un autre seuil de contrainte et de déformation appelé « limite de plasticité » (l_2 sur la fig. 1.9 B).

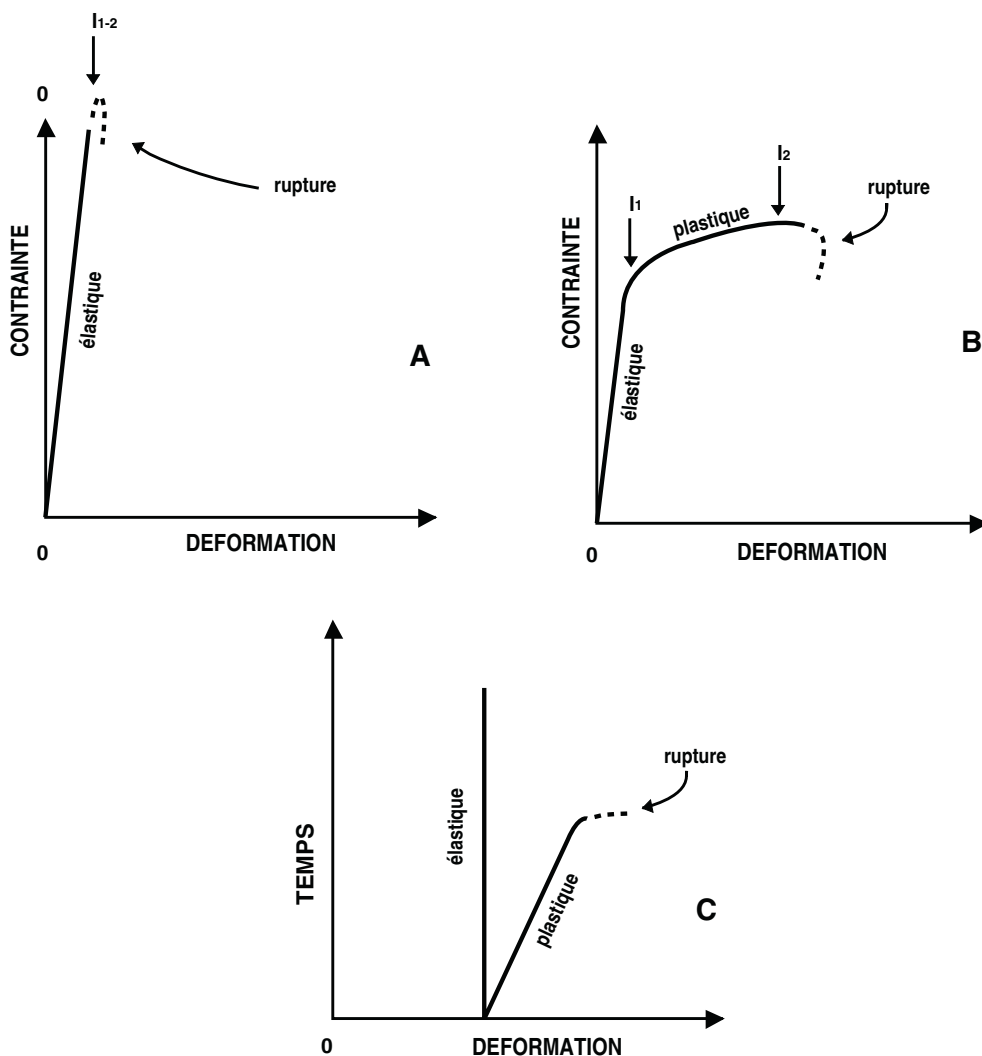


Figure 1.9 Déformation d'une roche en fonction de la contrainte.

A : comportement fragile; **B** : comportement ductile. I_1 : limite d'élasticité; I_2 : limite de plasticité. **C** : déformation élastique et plastique en fonction du temps, à contrainte constante. D'après A. NICOLAS, 1989.

Principe de tectonique, 2^e édition, Masson, Paris, 224 p.

Le comportement des terrains lithosphériques est *fragile* lorsque la rupture suit presque immédiatement la déformation élastique (fig. 1.9 A). Il en résulte une cassure, une faille en géologie.

Au contraire, le comportement des terrains est *ductile* lorsque se produit principalement une déformation plastique avant la rupture (fig. 1.9 B). La déformation est alors plus largement répartie dans le milieu que dans le cas précédent. On continue pourtant à utiliser le terme de faille, mais dans un sens quelque peu différent : il désigne alors la zone de cisaillement ductile occupant un certain volume (en coupe, une certaine épaisseur),

où se concentre et se localise la déformation, probablement aidée en cela par une circulation localisée de fluides. La température et les contraintes augmentant, c'est le milieu tout entier qui peut être affecté par la déformation ductile, alors associée à un important métamorphisme (chap. V, § 5.5). Ainsi naît la « foliation » des gneiss et des micaschistes par exemple.

Les tremblements de terre ou *séismes* ont lieu quand la rupture des terrains suit une importante accumulation d'énergie sous la forme d'une déformation élastique, et libère ainsi brutalement cette énergie. En principe, les séismes se produisent donc dans les terrains fragiles, et non dans les terrains à comportement ductile. Toutefois une certaine déformation élastique précède la déformation plastique des terrains ductiles (fig. 1.9 B), de sorte que leur rupture peut aussi donner naissance à des secousses sismiques, mais de faible énergie.

Trois facteurs principaux contrôlent la résistance mécanique des roches constituant la lithosphère : leur composition, la pression et la température.

a) La croûte continentale est constituée principalement de roches riches en silice (chap. II, § 2.3), c'est-à-dire en quartz et en feldspath (alumino-silicates potassiques ou calco-sodiques). En première approximation, on peut admettre que son comportement mécanique est proche de celui des minéraux qui la constituent. Pour se faire une idée de ce qui se passe en profondeur, on a donc provoqué la déformation du quartz et du feldspath dans des enceintes soumises à des pressions et des températures croissantes. Les résultats ont montré que, dans une croûte continentale « normale » (épaisseur : 35 km ; continent géologiquement stable), le quartz perd son élasticité et se déforme de façon exclusivement plastique à partir d'une pression et d'une température correspondant à une profondeur de 10 à 15 km, le feldspath un peu plus profondément. Ce résultat est en bon accord avec les observations des sismologues, qui placent les foyers des séismes, quand ils existent, dans la moitié supérieure de la croûte continentale, entre la surface et une quinzaine de kilomètres de profondeur. On peut donc définir une *croûte continentale supérieure fragile* et une *croûte continentale inférieure ductile* (fig. 1.10). Tout ceci, répétons-le, pour un continent où l'épaisseur crustale et la distribution des températures en profondeur sont normales. Sinon, l'épaisseur des niveaux fragiles peut changer, diminuant si la température augmente ou s'accroissant en cas contraire.

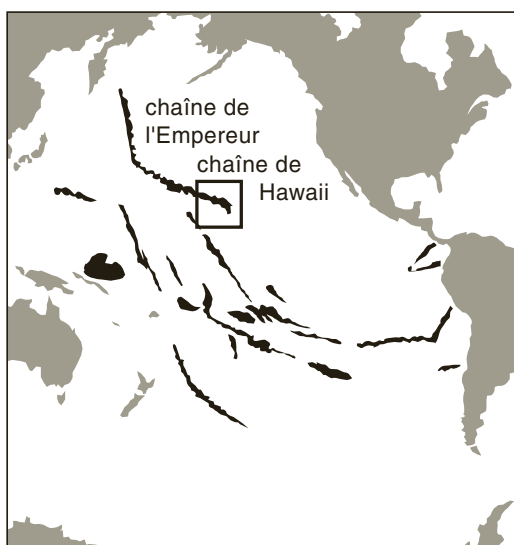
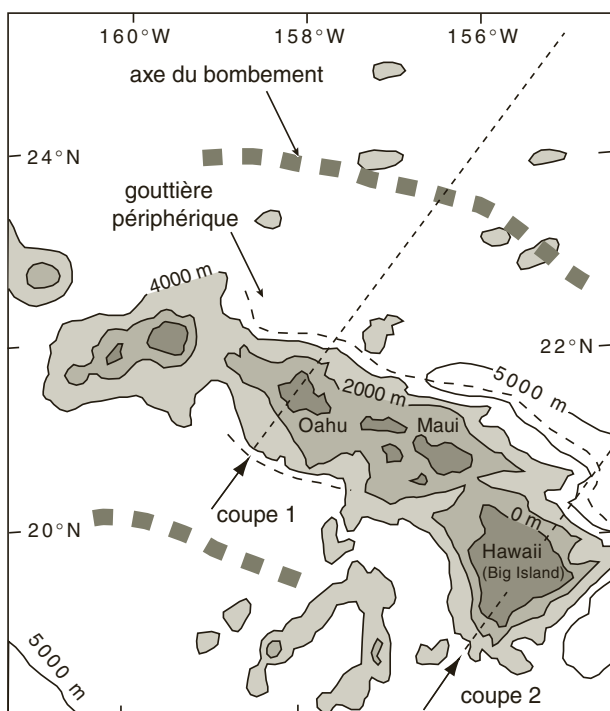
b) Pour ce qui est des péridotites du manteau, c'est l'olivine (le péridot) qui est le minéral représentatif sur lequel ont porté les expériences de déformation à haute pression et haute température. De ces expériences,

la lithosphère océanique est plus simple : sous la croûte superficielle mince (7 km), le milieu est entièrement constitué de péridotite. La profondeur de la limite fragile-ductile ne dépend alors que des conditions de pression et de température, et du comportement de l'olivine. Cette limite, qui coïncide à peu près avec l'isotherme 600-800 °C, s'approfondit à mesure que la lithosphère vieillit et se refroidit (chap. III, § 3.3), jusqu'à se stabiliser vers 40 ou 60 km de profondeur.

La présence dans la croûte et dans le manteau lithosphérique de niveaux fragiles n'est évidemment pas sans rapport avec l'existence d'une « lithosphère élastique » (§ 1.2) dont la base coïncide approximativement avec celle du niveau fragile du manteau (dans les deux cas, l'isotherme 600 °C ou 800 °C).

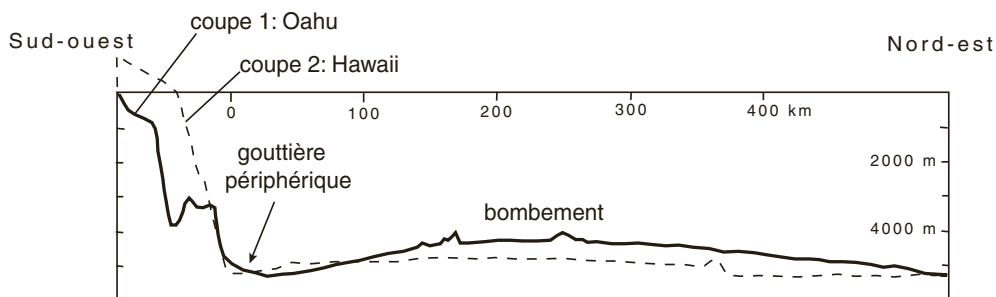
Fiche 1.1 : Hawaii

La surcharge due à des îles volcaniques est l'exemple le plus classique de comportement élastique (flexural) de la lithosphère. La carte bathymétrique de l'archipel d'Hawaii montre, de part et d'autre de l'alignement des îles, une « gouttière » périphérique puis, à 300 km environ des îles, un vaste bombement qui peut atteindre 1 000 m de hauteur. Pour estimer l'amplitude de la flexure, il faut cependant tenir compte des sédiments accumulés dans les « gouttières ». Ces sédiments proviennent des glissements sous-marins sur les pentes souvent raides autour des îles. La modélisation de la flexure, en tenant compte non seulement de la bathymétrie mais aussi de la gravimétrie, permet d'estimer à environ 25 km l'épaisseur élastique de la plaque océanique qui supporte les îles (la plaque Pacifique).



Localisation des alignements d'îles et des plateaux intra-océaniques de l'océan Pacifique.

Carte bathymétrique de l'archipel d'Hawaii.



Profils bathymétriques perpendiculaires à l'alignement des îles Hawaii.

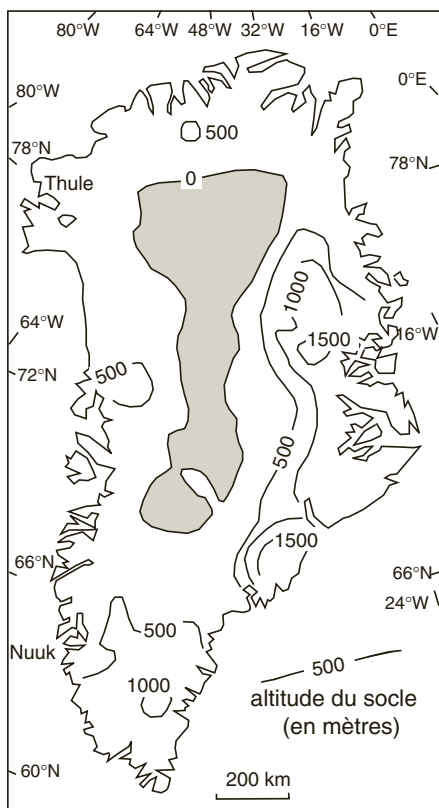
Fiche 1.2 : Groenland-Scandinavie

De la même manière que la plaque océanique Pacifique fléchit (se courbe) sous la charge des îles volcaniques de la chaîne d'Hawaii, une plaque, continentale cette fois, peut fléchir (ou se flexurer) sous la charge d'un inlandsis (calotte glaciaire). Ceci est démontré, par exemple, par l'altitude négative du socle au centre du Groenland, alors que les zones cotières sont soulevées.

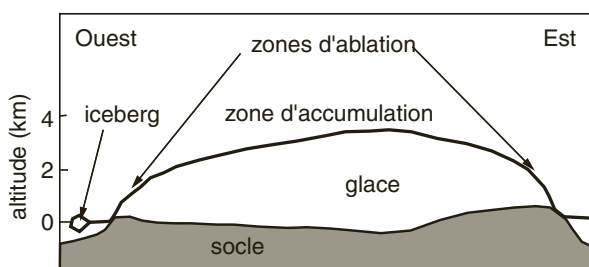
Qu'advient-il quand la glace disparaît, ce qui s'est passé sur l'Europe du Nord après le dernier maximum glaciaire (vers 15 000 ans BP), lorsque l'inlandsis qui la recouvrait a disparu? La flexure due au poids de la glace étant de nature élastique, la plaque est progressivement revenue à son état initial, a en quelque sorte « rebondi » vers le haut : c'est le rebond post-glaciaire.

Ce mouvement vertical est attesté par la présence autour du golfe de Botnie d'anciennes plages soulevées à des altitudes pouvant atteindre 250 m. Pour expliquer ce rebond post-glaciaire, il faut faire intervenir l'asthénosphère. En effet, le mouvement vertical (d'enfoncement ou de soulèvement) de la lithosphère élastique crée un mouvement horizontal dans le milieu visqueux sous-jacent : c'est ainsi que les premières estimations de la viscosité de l'asthénosphère ont été réalisées.

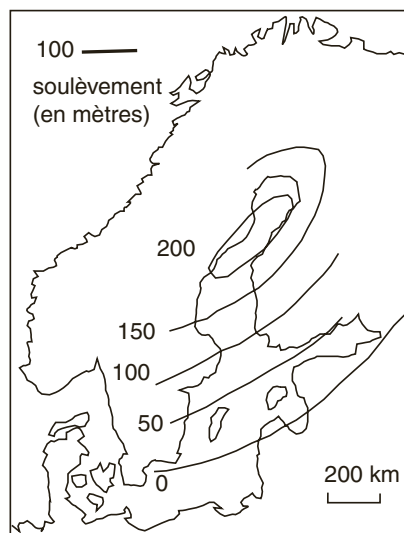
Le rebond post-glaciaire permet également d'expliquer la sismicité des régions qu'il affecte, car les plages soulevées montrent clairement que ce rebond n'est pas continu, mais s'effectue par saccades sur une mosaïque de blocs.



Altitude du socle sous l'inlandsis du Groenland.



Coupe schématique de l'inlandsis groenlandais.

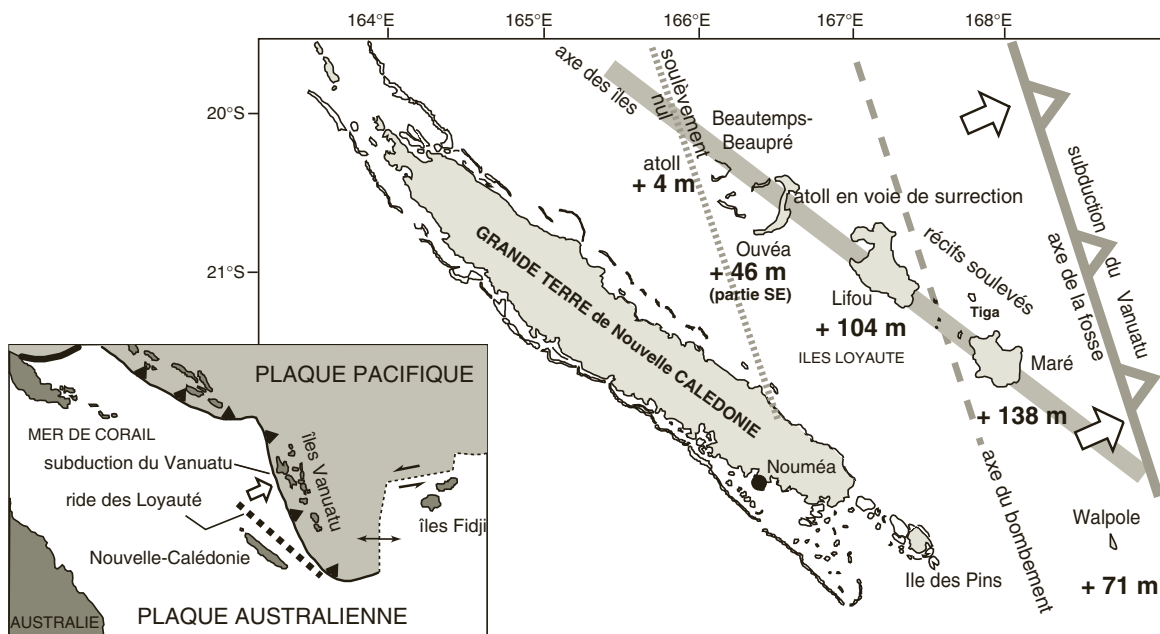


Soulèvement depuis 6 000 ans des plages autour du golfe de Botnie.

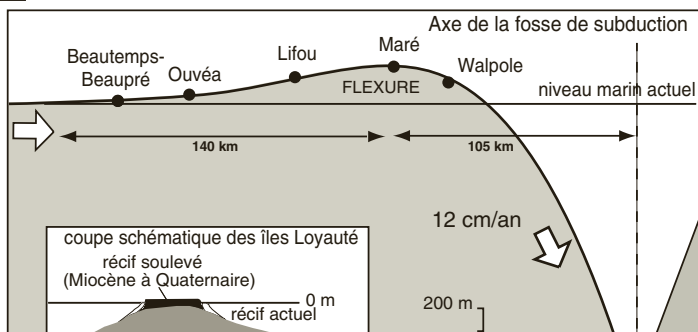
Fiche 1.3 : Îles Loyauté

Le même phénomène de charge appliqué à une plaque élastique se produit dans les zones de subduction, mais cette fois-ci la charge (celle de la plaque chevauchante) s'exerce en surface sur le bord de la plaque plongeante. Il se crée donc non seulement une fosse, mais également un bombement de la plaque en subduction. Ce bombement provoque la rupture en extension de la partie supérieure de la plaque plongeante et les séismes sont nombreux dans ces régions. Dans certains cas très favorables comme celui présenté ici, on peut suivre la trace du bombement à l'avant de la fosse grâce aux volcans portés par la plaque. Entre la Nouvelle-Calédonie et la zone de subduction du Vanuatu (ex-Nouvelles-Hébrides) se trouvent les îles Loyauté, parties émergées de volcans sous-marins portés par la plaque australienne. Le relief le plus éloigné de la zone de subduction (Beautemps-Beaupré) est au stade d'atoll, alors que les plus proches (Lifou, Maré) présentent des récifs soulevés à plus de 100 m d'altitude. L'île d'Ouvéa est un cas intermédiaire présentant un atoll en voie de surrection. Ces îles ont donc été progressivement soulevées à l'approche de la zone de subduction, en passant sur le bombement dû à la flexure de la plaque. On peut noter que l'île de Walpole, la plus proche de la fosse, est à une altitude moindre car elle a déjà passé l'axe du bombement et se trouve dans la partie fléchiée vers la fosse.

La surrection a été rapide, puisque la distance de 140 km entre la zone non soulevée et l'axe du soulèvement maximum correspond, compte tenu de la vitesse de subduction (12 cm/an, soit 120 km par million d'années) à une durée d'un peu plus d'un million d'années. On peut donc estimer la vitesse de surrection à environ 120 m par million d'années, ce que confirment les datations effectuées sur les coraux.

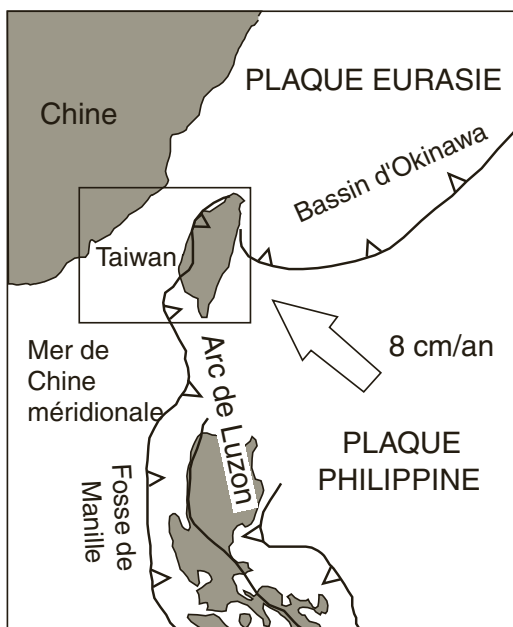


Altitude des récifs soulevés dans les îles Loyauté.

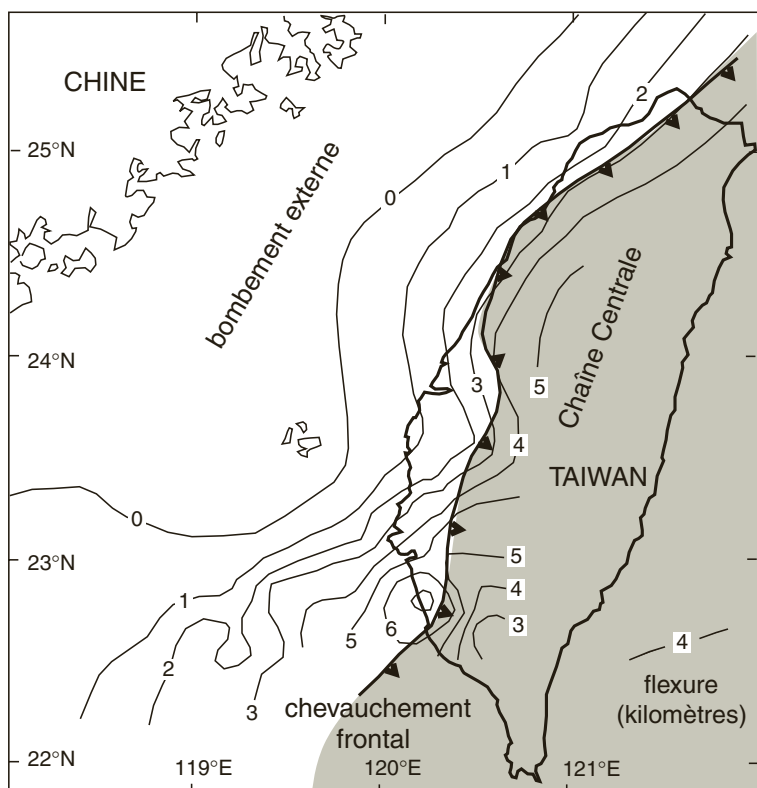


Fiche 1.4 : Taiwan

Comme la subduction, la collision de deux plaques provoque une réponse flexurale à cause de la charge supplémentaire liée à l'épaississement crustal. Ce phénomène de flexure au front d'une chaîne de montagnes est général : c'est ainsi qu'est née la plaine molassique suisse au front des Alpes, ou encore le bassin du Gange, au front de l'Himalaya. Il se produit à toutes les échelles et ne dépend que de la surcharge et du comportement mécanique de la plaque inférieure. À l'ouest de Taiwan, on peut ainsi observer un bassin flexural de plus de 5 km de profondeur, entièrement rempli de sédiments détritiques issus de l'érosion de la Chaîne Centrale de Taiwan. Cette île résulte de la collision oblique de l'arc volcanique de Luzon (plaque Philippine) avec la marge passive de la mer de Chine méridionale (plaque eurasiatique). Cet arc volcanique est lui-même dû à la subduction de la Mer de Chine méridionale sous la plaque Philippine dans la fosse de Manille.



Localisation de l'île de Taiwan



Profondeur du socle continental sous le bassin d'avant-chaîne de Taiwan.

La sédimentation dans le bassin flexural est étroitement contrôlée par la tectonique : la flexure crée une dépression où s'accumulent les sédiments qui proviennent de l'érosion de l'orogène en voie de soulèvement. À Taiwan, la flexure de la marge eurasiatique commence au début du Pliocène, vers 5 Ma, mais le taux de sédimentation dans le bassin flexural n'augmente brutalement que lorsque le soulèvement de la Chaîne Centrale s'accélère avec le développement de la collision (voir la fiche 5.11).

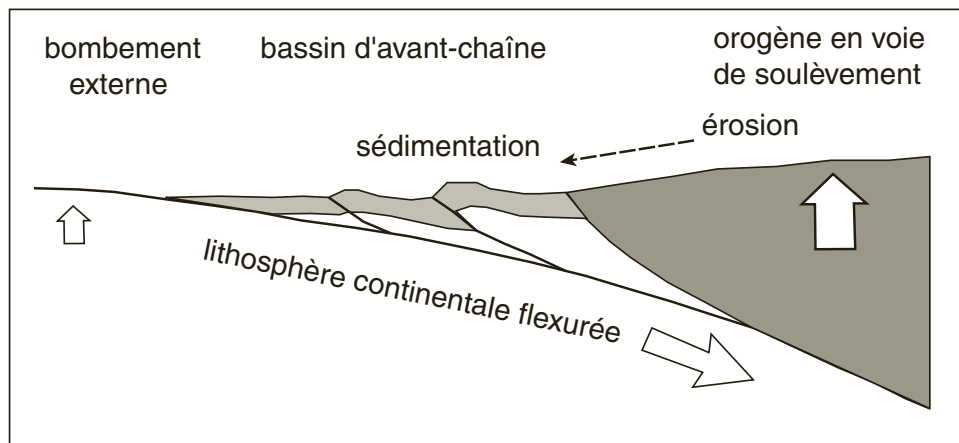
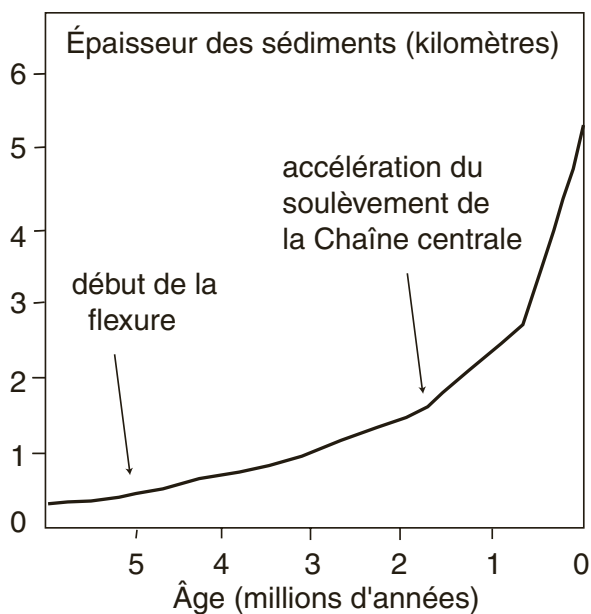


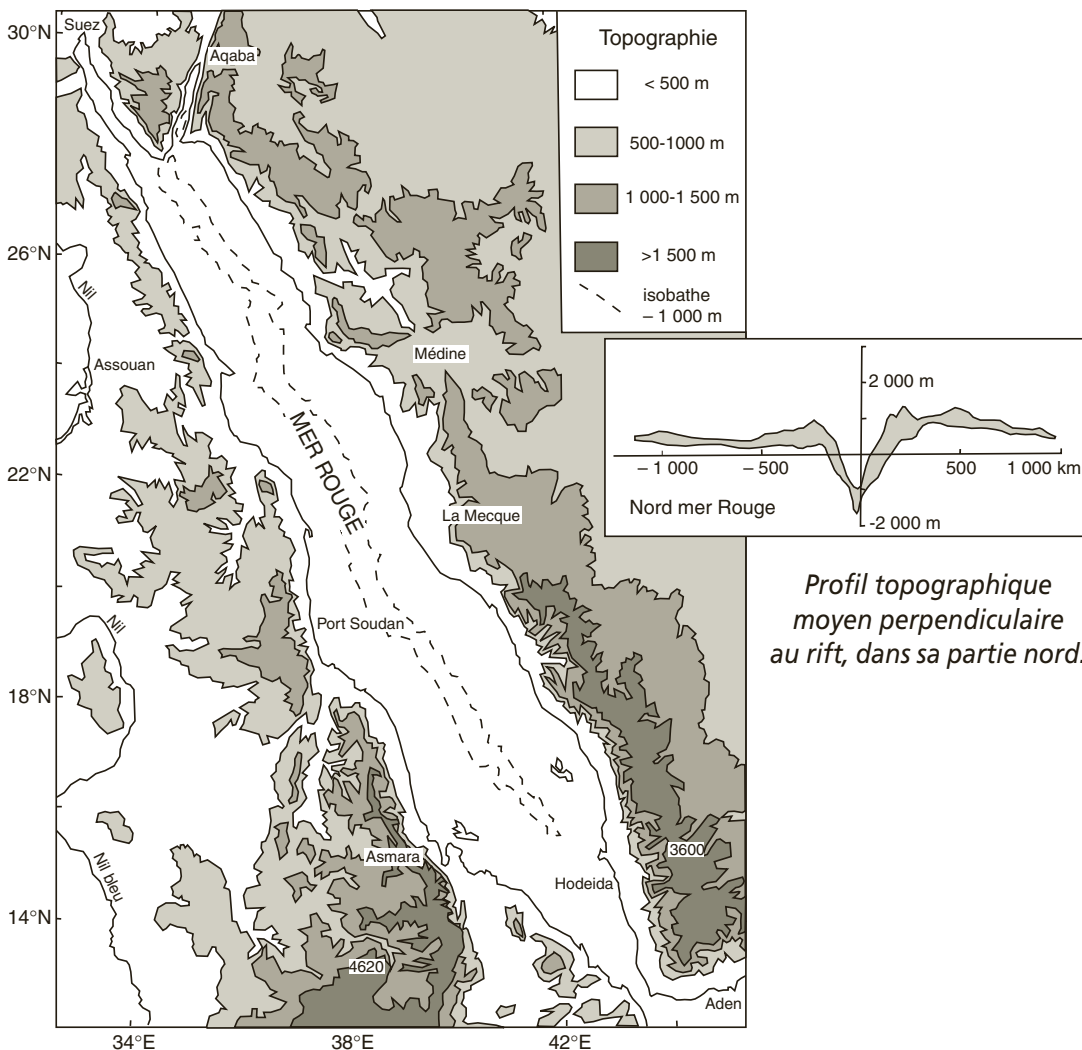
Schéma des relations tectonique-sédimentation dans un bassin d'avant-chaîne.



Fiche 1.5 : Mer Rouge et Fossé rhénan

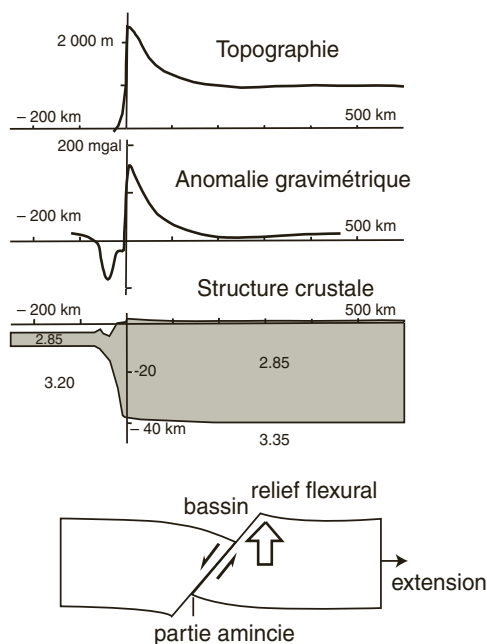
Un autre cas, moins intuitif, de réponse flexurale de la lithosphère se produit dans les rifts, où l'on observe généralement, de part et d'autre du fossé central, des zones soulevées appelées « épaulés ». Le soulèvement des épaulés du rift est particulièrement bien marqué de part et d'autre de la mer Rouge, où leur altitude, généralement de l'ordre de 1 000 m, atteint 2 000 m dans la partie méridionale (plateaux d'Éthiopie et du Yémen), près du point chaud de l'Afar. L'effet de soulèvement général dû à la remontée asthénosphérique est donc bien marqué.

On peut également noter une dissymétrie est-ouest, avec des altitudes nettement plus importantes sur le bord de la plaque arabe, comparées à celles du côté africain (Égypte et Soudan). La remontée asthénosphérique liée au point chaud de l'Afar ne suffit pas à expliquer la totalité du soulèvement des épaulés du rift; il existe également une cause tectonique, par réponse flexurale à l'extension horizontale.

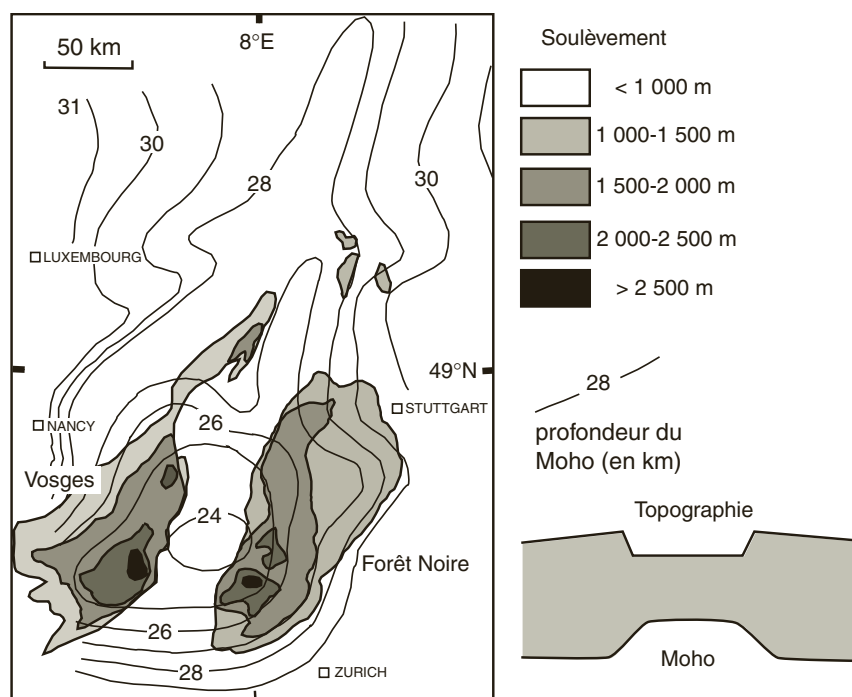


Carte topographique du rift de la Mer Rouge

L'analyse comparée de la topographie des épaules de la mer Rouge et des données de géophysique montre que le relief n'est dû qu'en partie à la remontée asthénosphérique. L'effet supplémentaire, d'origine élastique résulte des forces verticales cisailantes se développant dans la zone de transition entre les parties amincies et non amincies de la lithosphère. Elles ont pour conséquence une flexure de la portion non amincie. Celle-ci tend à « rebondir » vers le haut. La gravimétrie montre que, sous les épaules du rift, il n'y a pas compensation isostatique locale. Les fortes valeurs positives de l'anomalie gravimétrique impliquent donc bien un soulèvement dynamique lié à la flexure de la plaque, entraînant un excès de matière sous les épaules.



Le long d'un rift, il y a généralement coïncidence entre les zones de soulèvement maximum des épaules et celles d'amincissement lithosphérique maximum. Dans le cas du rift rhénan, on constate que les altitudes élevées des massifs des Vosges et de la Forêt Noire, auxquelles il faut ajouter la tranche de terrains érodés depuis la formation du rift, se trouvent au droit de la zone où la croûte est la plus amincie, jusqu'à atteindre seulement 24 km, l'épaisseur normale étant de 35 km.

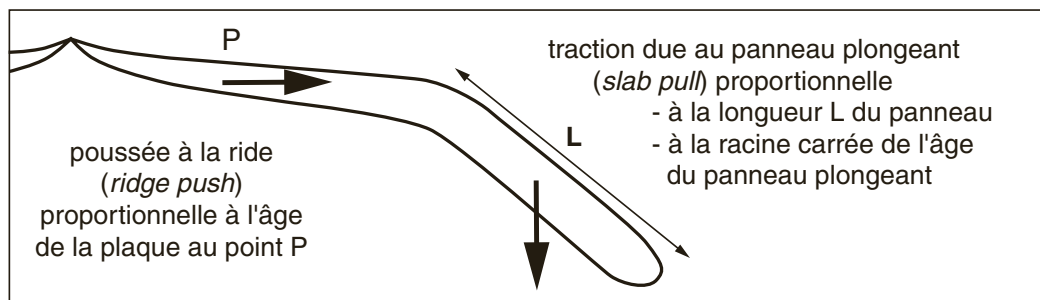
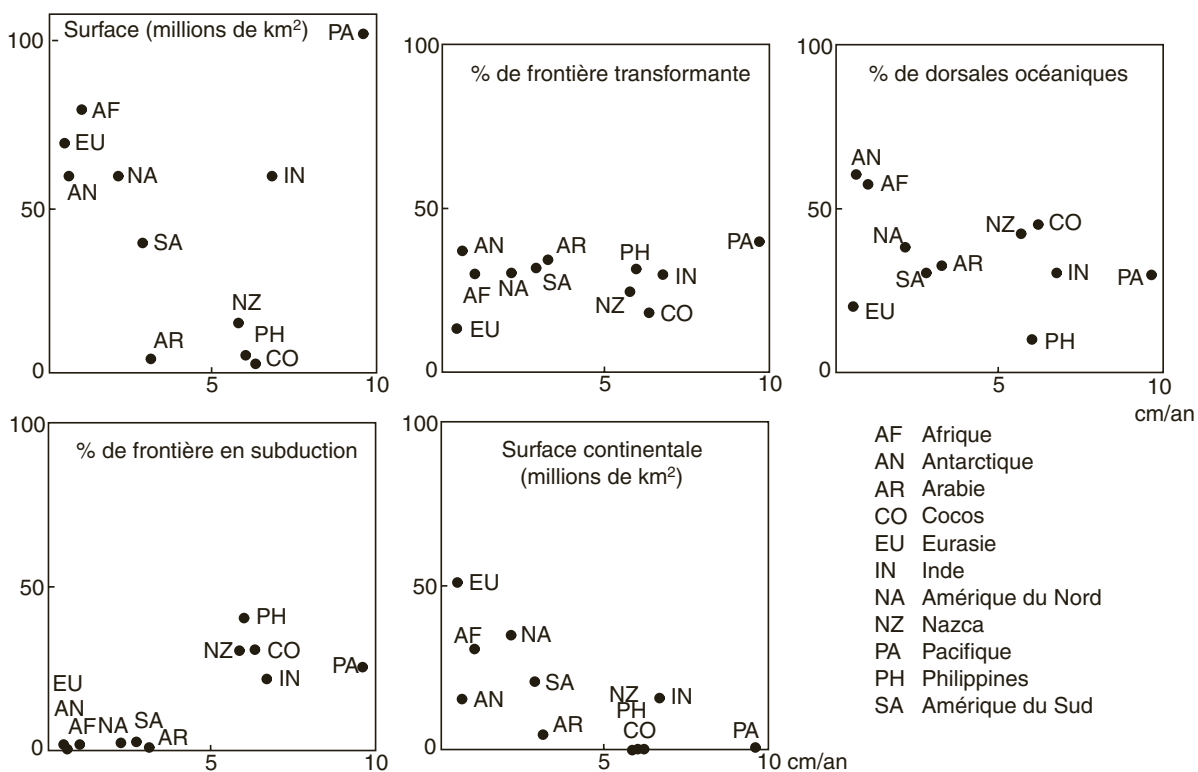


Fiche 1.6 : Subduction et moteur des plaques

L'examen des relations entre la vitesse moyenne des plaques par rapport au système de référence formé par les points chauds (donc le manteau profond) et quelques paramètres caractérisant ces plaques permet d'illustrer simplement quelles sont les forces en jeu dans leur mouvement. Par exemple, on constate que la vitesse moyenne est indépendante de la surface de la plaque : celle-ci n'est donc ni entraînée, ni freinée à sa base, ou du moins l'effet est globalement nul. De la même manière, on n'observe pas de corrélation entre la vitesse moyenne et le pourcentage de frontière de plaque de nature transformante : la résistance au mouvement (par friction) le long des failles transformantes est donc négligeable devant les autres forces.

En revanche, une corrélation nette apparaît lorsque l'on examine le pourcentage de frontière constituée d'une zone de subduction. Les plaques les plus rapides (Pacifique, Inde, Cocos, Philippines, Nazca) sont aussi celles qui ont le plus de frontières en subduction. La force de traction d'une plaque plongeante est due à la différence de densité entre la plaque, froide donc dense, et le manteau environnant, plus chaud et moins dense.

La corrélation avec le pourcentage de frontière en accrétion (dorsales) est moins nette, alors qu'il existe en principe une force gravitaire due aux différences d'élévation et de densité entre l'axe de la dorsale et les portions plus âgées de la plaque. Cette force, qui s'exerce perpendiculairement à l'axe de la dorsale, est souvent (et improprement) appelée « poussée à la ride ». En fait, la corrélation est mauvaise car les forces tendent pour certaines plaques à s'annuler : ainsi l'Antarctique subit-elle une poussée nette très faible car les poussées en sens contraire des dorsales qui l'entourent tendent à s'annuler. Enfin, la corrélation entre vitesse moyenne et pourcentage de la surface de la plaque de nature continentale montre que les grands continents (Eurasie, Afrique, Amérique du Nord...) sont lents (par rapport au manteau), mais cette corrélation est sans doute biaisée par le fait qu'ils ne sont pas attachés à des plaques plongeantes, qui apparaissent finalement comme le principal moteur du mouvement des plaques.



Les deux principales forces motrices des plaques lithosphériques.

Fiche 1.7 : Conceptions récentes sur les points chauds et sur la convection du manteau

La théorie de la Tectonique des plaques rend compte convenablement de la répartition des ceintures de sismicité à la surface du globe (frontières convergentes, divergentes et de coulissement) et de la répartition du volcanisme des dorsales et des zones de subduction. Il n'existe qu'un phénomène global que cette théorie n'explique pas : le volcanisme intra-plaque de type point chaud (voir chap. IV, § 4.2). Ce volcanisme est caractérisé par des laves provenant de la fusion d'un manteau d'origine profonde. Ces laves, appelées OIB (*ocean island basalts*), sont plus enrichies en éléments incompatibles (ou magmatophiles) que les MORB (*mid-ocean ridge basalts*), laves typiques des dorsales et issues du manteau supérieur. On doit à J.T. Wilson, en 1965, d'avoir proposé une origine profonde pour ce volcanisme et à W.J. Morgan, en 1972, d'avoir formalisé l'hypothèse des points chauds : des panaches issus de la base du manteau inférieur remontent vers la surface ; le volcanisme résultant forme alors une chaîne linéaire d'édifices sur la plaque qui dérive lentement au dessus. Depuis, les connaissances et les idées ont évolué et on pense que les zones du manteau sources des points chauds ne sont pas toutes profondes, et que la base du manteau supérieur peut aussi émettre des panaches, donnant des points chauds moins volumineux et plus éphémères. Une école encore plus radicale, menée par D.L. Anderson, renie l'hypothèse profonde, et à l'aide de divers arguments géologiques et géophysiques, notamment la tomographie sismique¹, propose que la plupart des points chauds ne résulte que de la fusion de manteau superficiel provoquée par des déchirures lithosphériques. On voit donc qu'aujourd'hui plusieurs hypothèses semblent s'opposer et il apparaît nécessaire d'en faire le bilan.

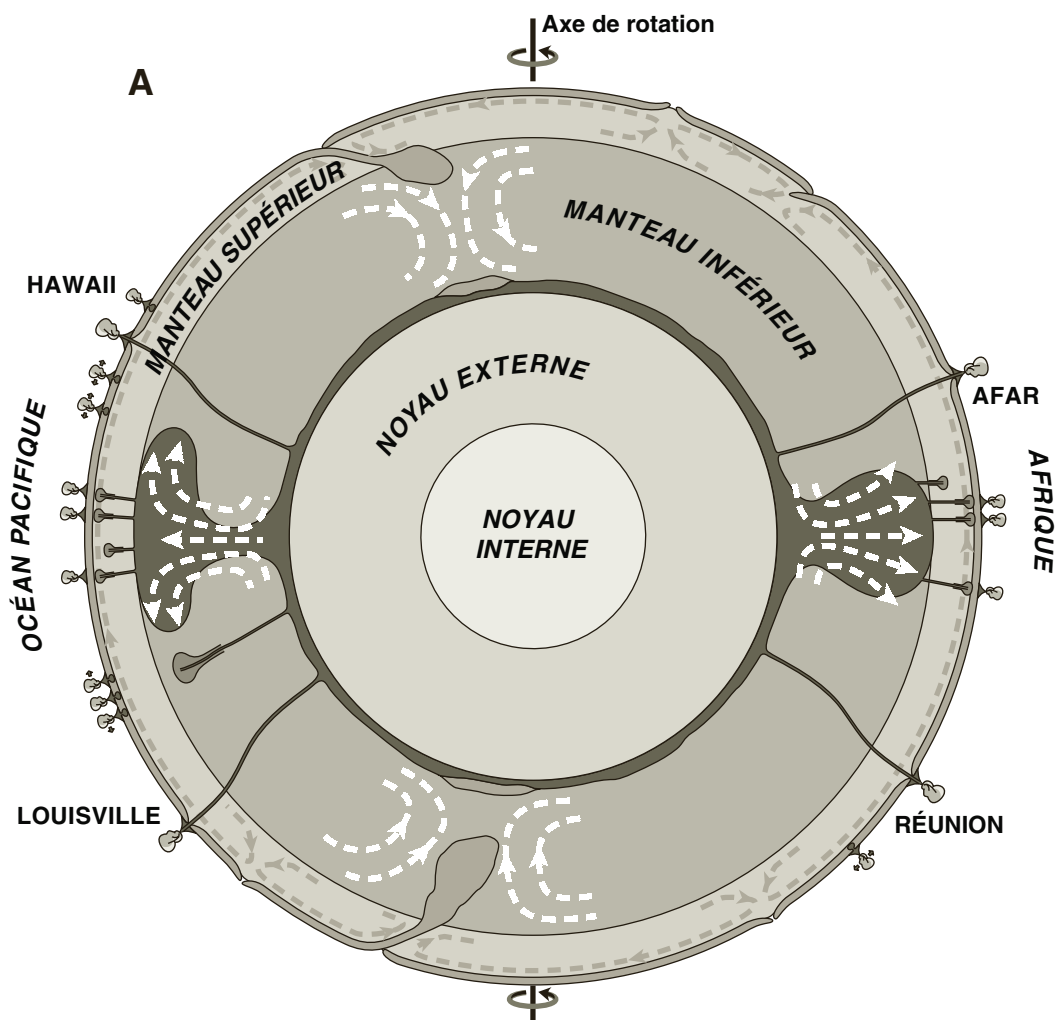
Critères de sélection des points chauds d'origine profonde

Un point sur la question a été réalisé en 2003 par V. Courtillot, A. Davaille, J. Besse et J. Stock². Ces auteurs cherchent d'abord à isoler 5 critères indépendants permettant de caractériser une origine profonde des points chauds suggérant un ancrage dans le manteau inférieur au niveau de la couche D'' (base du manteau inférieur, au contact avec le sommet du noyau). Ces critères sont :

- l'existence de traps basaltiques volumineux au point d'impact initial (c'est la preuve que la tête du panache était importante) (voir chap. IV § 4.2, fig. 4.5) ;
- l'existence d'une chaîne de volcans inactifs bien développée (preuve d'une durée de vie importante de la queue du panache après l'impact de la tête, et donc d'une origine profonde ; on estime que la durée de vie d'une queue de panache est de l'ordre de 130 Ma) ;
- l'existence d'une zone de flux de chaleur élevée dans la région du point chaud (ceci permet de ne retenir que les panaches assez chauds, donc d'origine profonde, capables de maintenir une anomalie de température sur le long terme) ;

1. Les images tomographiques montrent que certains points chauds ne sont pas enracinés dans le manteau profond, mais la résolution de la méthode n'est pas suffisante encore pour que l'on puisse décrire dans le détail des traces de panaches dans le manteau inférieur.

2. V. Courtillot, A. Davaille, J. Besse & J. Stock, 2003. « Three distinct types of hotspot in the Earth's mantle ». *Earth and Planetary Science Letters*, 205, p. 295-308.



Coupe schématisique de la Terre selon les conceptions de Courtillot et al. (2003).

Il existe deux zones de remontées de manteau chaud profond, des super-panaches, sous l'Afrique et sous le Pacifique. Ces deux zones ne sont pas fixes entre elles. Sur ces deux panaches majeurs « bourgeonnent » des panaches de moindre importance enracinés à la limite entre manteau inférieur et supérieur représentés par des cercles noirs sur la figure suivante.

- des rapports isotopiques élevés en $4\text{He}/3\text{He}$ et $21\text{Ne}/22\text{Ne}$ (ces isotopes sont considérés comme de bons marqueurs permettant de différencier le réservoir du manteau profond (qui fournit les OIB) par rapport au manteau supérieur (qui fournit les MORB) ;
- l'existence d'une zone à faible vitesse des ondes S (imagée par la tomographie sismique), située sous le point chaud à la transition manteau inférieur-supérieur (à 670 km de profondeur). La résolution de la tomographie actuelle ne semble pas capable d'imager les queues des panaches profonds dont le diamètre est petit (100-200 km ?) et surtout qui ont été déformés et défléchis par les courants mantelliques.

Exemples de points chauds d'origine profonde

Courtillot et ses collègues appliquent ces critères à une liste de 49 points chauds. Seuls 9 d'entre eux – Afar, Île de Pâques, Hawaï, Islande, La Réunion, Samoa, Caroline,

Louisville, et Tristan da Cunha – satisfont à 3 ou 4 de ces critères. Tous les autres ont des scores inférieurs ou égaux à 2. Les auteurs affinent la sélection en considérant que la présence des traps basaltiques est un critère déterminant et éliminent de la liste Samoa et Caroline. Ils considèrent donc que seulement 7 points chauds sont d'origine profonde, 3 dans l'hémisphère Pacifique : Hawaï, Île de Pâques et Louisville et 4 dans l'hémisphère Indo-Atlantique : Afar, Tristan da Cunha, Islande et La Réunion.

Si ces points chauds sont ancrés dans la couche D'', ils doivent répondre au critère de Morgan et être fixes les uns par rapport aux autres. Or, on a montré que depuis 65 Ma, le point chaud de Hawaï s'est déplacé par rapport aux points chauds de l'hémisphère Indo-Atlantique à une vitesse de 10 à 20 mm/an. On a également montré que le déplacement relatif des points chauds indo-atlantiques ou pacifiques pris séparément est toujours resté faible, en dessous de 5 mm/an. Ainsi ces deux groupes de points chauds forment chacun de leur côté des cadres très peu déformables, mais qui dérivent lentement l'un par rapport à l'autre. Pour mieux comprendre ce phénomène, il faut rappeler que l'on considère à ce jour que la convection dans le manteau inférieur est dominée par un mode quadripolaire dans lequel 2 super-panaches forment deux dômes qui s'élèvent sous l'Afrique et sous le Pacifique alors que le matériel plus froid redescend au niveau de deux ceintures méridiennes, dont l'enveloppe mime grossièrement les zones de subduction circum-pacifique¹. Les 3 points chauds profonds du Pacifique et les 4 points chauds profonds Indo-Atlantiques seraient donc ancrés de façon quasi-fixe à la bordure de ces deux super-panaches légèrement mobiles l'un par rapport à l'autre.

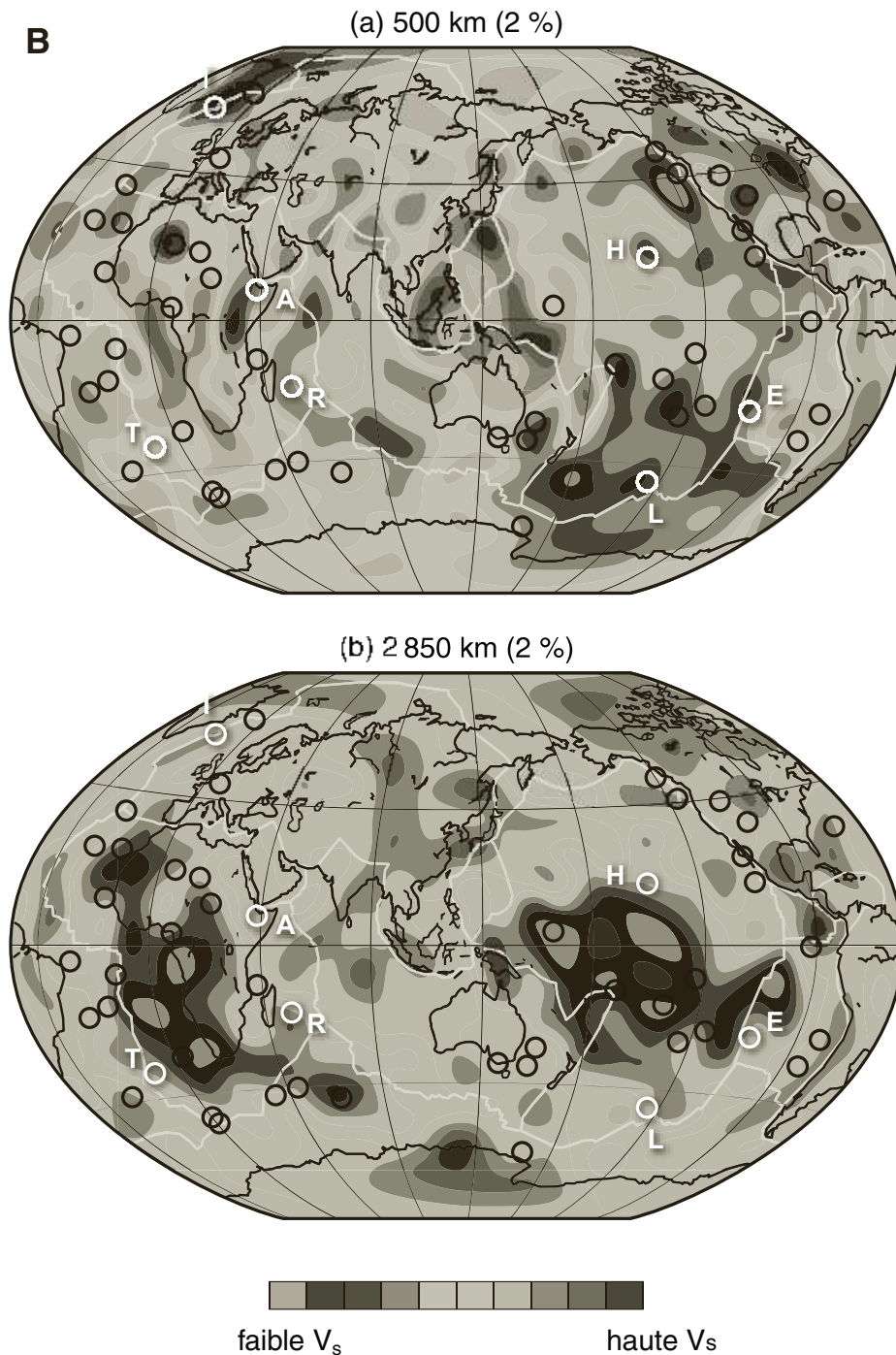
Les autres points chauds

Qu'en est-il des autres panaches et points chauds ? Ils ont tous une origine plus superficielle que la couche D'' : soit à la transition manteau inférieur-manteau supérieur, soit encore plus superficiels. On remarque que la plupart des points chauds se regroupent au-dessus des deux super-panaches sous le Pacifique et sous l'Afrique. Courtillot et ses collègues proposent donc qu'une seconde catégorie de points chauds prend naissance à la limite des 670 km, là où les super-panaches viennent rencontrer le manteau supérieur (cas des points chauds de Tahiti, Pitcairn, Samoa, Mc Donald, Caroline). Les autres points chauds sont considérés, à la suite d'Anderson, comme des zones de fusion partielle intense du manteau supérieur induites passivement par la déchirure lithosphérique.

Conclusion

Finalement, il apparaît illusoire de vouloir considérer un seul type de point chaud. La diversité des types de points chauds reflète la diversité des possibilités d'origine : chaque couche limite du globe pouvant fournir des panaches : la limite noyau-manteau, la limite manteau inférieur-manteau supérieur et la limite lithosphère-asthénosphère.

1. X. Le Pichon & P. Huchon, 1984. « Pangea, geoid and convection ». *Earth and Planetary Science Letters*, 67, p. 123-136.



Tomographie sismique de la Terre basée sur les ondes S, à deux niveaux de profondeur : 500 km (a), un peu au-dessus de la limite manteau inf.-manteau sup. et 2 850 km (b), à la limite manteau-noyau. Les lettres représentent les sept points chauds d'origine profonde selon les conceptions de Courtillot et al. (2003) : 3 dans l'hémisphère Pacifique : Hawaï (H), Île de Pâques (E pour Easter Island) et Louisville (L) et 4 dans l'hémisphère Indo-Atlantique : Afar (A), Tristan da Cunha (T), Islande (I) et La Réunion (R). Les cercles noirs représentent les points chauds enracinés à faible profondeur sur les deux super-panaches profonds (voir texte pour les explications). Cette figure est reproduite sur les pages en couleur au milieu de l'ouvrage (Planche 1).

Chapitre II

Océan et continent

2.1 LA FABRICATION DE LA CROÛTE AUX DÉPENS DU MANTEAU

Qu'elle soit océanique ou continentale, la croûte terrestre est produite à partir du manteau soit par serpentinitisation (§ 2.2), soit par fusion partielle. La fusion partielle et progressive des minéraux de la péridotite donne en effet naissance à du magma (de la roche fondue), qui va former ou enrichir la croûte. Or, pour faire fondre une péridotite, la nature dispose de plusieurs méthodes (fig. 2.1), que l'on peut énumérer de la façon suivante :

a) *Faire chuter la pression dans le manteau à température quasi constante* (fig. 2.1 A cas 1a). Cela se produit en cas de remontée des péridotites dans les zones de divergence lithosphérique. Là, les roches de l'asthénosphère ou du manteau lithosphérique migrent vers la surface sans avoir le temps de se refroidir en transmettant de la chaleur au milieu environnant. Cette montée, qui s'effectue à des vitesses de l'ordre du centimètre ou de la dizaine de centimètres par an, a pour effet une baisse de pression sans importante chute de température, et la péridotite commence alors à fondre et à produire un magma de composition basaltique. Le liquide de fusion est moins dense que la roche encaissante, notamment à cause du changement de l'état solide à l'état liquide. Il chemine vers la surface et, dans le cas d'une « dorsale océanique » (fig. 2.2), une partie s'accumule

dans un « réservoir magmatique » situé à l'axe de la dorsale, cristallise sur place et donne ainsi naissance à des gabbros (des roches « grenues », c'est-à-dire entièrement cristallisés, ayant la même composition chimique que les basaltes). Comme l'injection de nouveau magma par le bas est permanente, la composition chimique du contenu du réservoir change peu, et ce sont toujours des gabbros qui cristallisent à mesure que les plaques s'écartent. Une part du magma monte toutefois vers le plancher océanique sans avoir séjourné longtemps dans la chambre magmatique et se fige avant cristallisation complète sous la forme de filons injectés les uns dans les autres (c'est le complexe filonien) et de tubes superficiels, les uns et les autres constitués de basaltes (§ 2.2).

Ainsi se forme la *croûte océanique basaltique* par fusion *anhydre* des roches du manteau (c'est-à-dire sans intervention d'eau). Cette première méthode toutefois n'est efficace que si la montée de la péridotite est relativement rapide; sinon la roche a le temps de se refroidir pendant son voyage vers la surface, et la quantité de magma extraite est diminuée (cas 1b de la fig. 2.1 A). Finalement les roches crustales de l'océan fabriquées de cette façon (les gabbros et les basaltes) contiennent jusqu'à 50 % de silice (SiO_2), alors que les péridotites avant leur fusion partielle n'en contiennent que 40 %. La fusion partielle agit donc, on le voit, comme « pompe à silice » vis-à-vis du manteau. Ajoutons qu'un phénomène comparable quoique d'ampleur moindre (la fusion partielle des péridotites par décompression à température constante) se produit aussi sous les déchirures continentales (les rifts) qui précèdent l'ouverture océanique (cf. chap. IV, § 4.3).

b) *Opérer à partir d'un manteau dont la température est anormalement élevée*. En ce cas comme dans le précédent (§ a), la fusion partielle de la péridotite est anhydre. Mais elle est considérablement facilitée par la température élevée (ligne 2 de la fig. 2.1 A) et les produits de la fusion sont de ce fait beaucoup plus abondants. La croûte océanique s'épaissit alors jusqu'à 15 ou 20 km, comme sous l'Islande aujourd'hui. Il s'agit toutefois d'un phénomène exceptionnel (chap. IV, § 4.2).

c) *Sans faire chuter la pression ni élever la température, introduire de l'eau en profondeur dans les terrains mantelliques*, ce qui abaisse leur température de fusion (fig. 2.1 B). En ce cas, l'eau est apportée par une plaque océanique « plongeante » sous une autre plaque, dite « chevauchante ». La plaque plongeante (c'est-à-dire en voie de subduction, fig. 1.4) transporte avec elle beaucoup d'eau riche en éléments alcalins héritée de son long contact avec l'océan, piégée dans les sédiments ou dans des minéraux produits

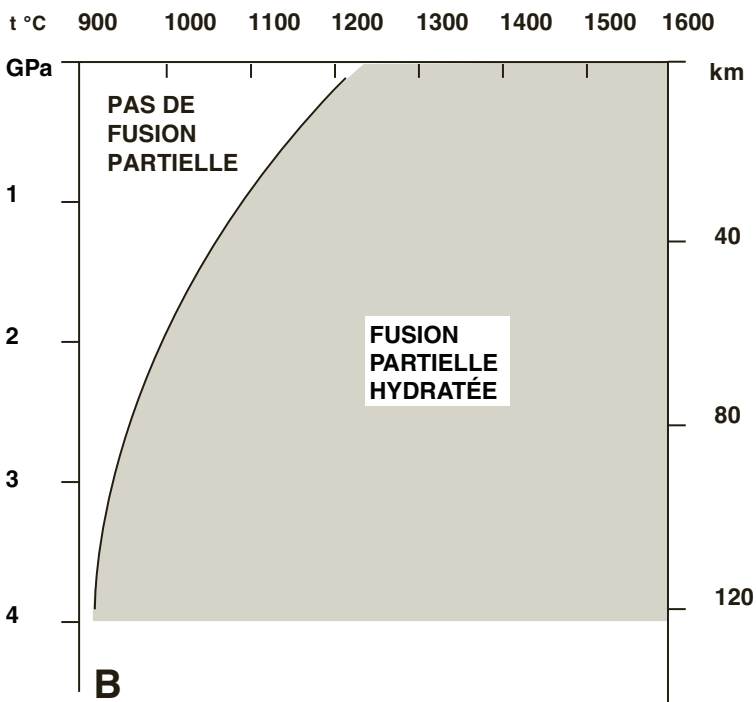
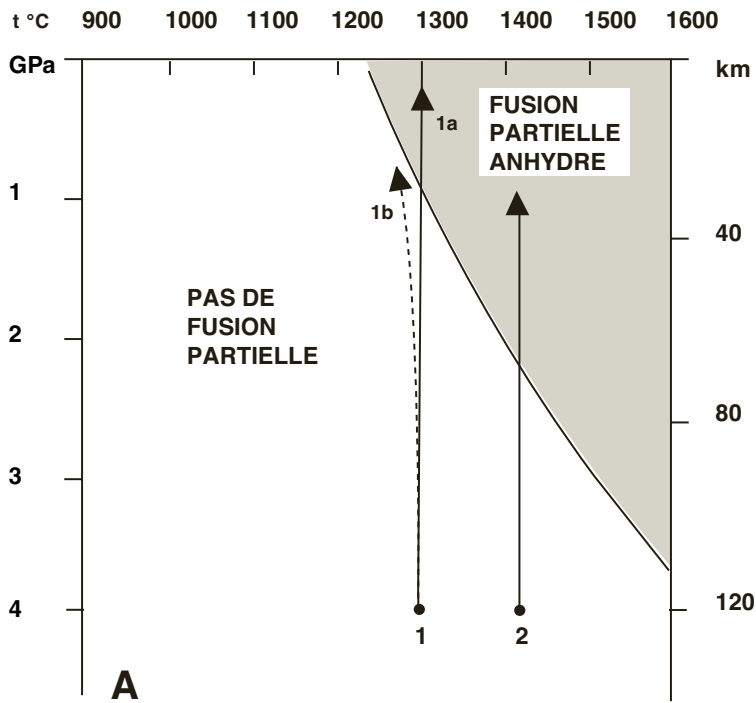


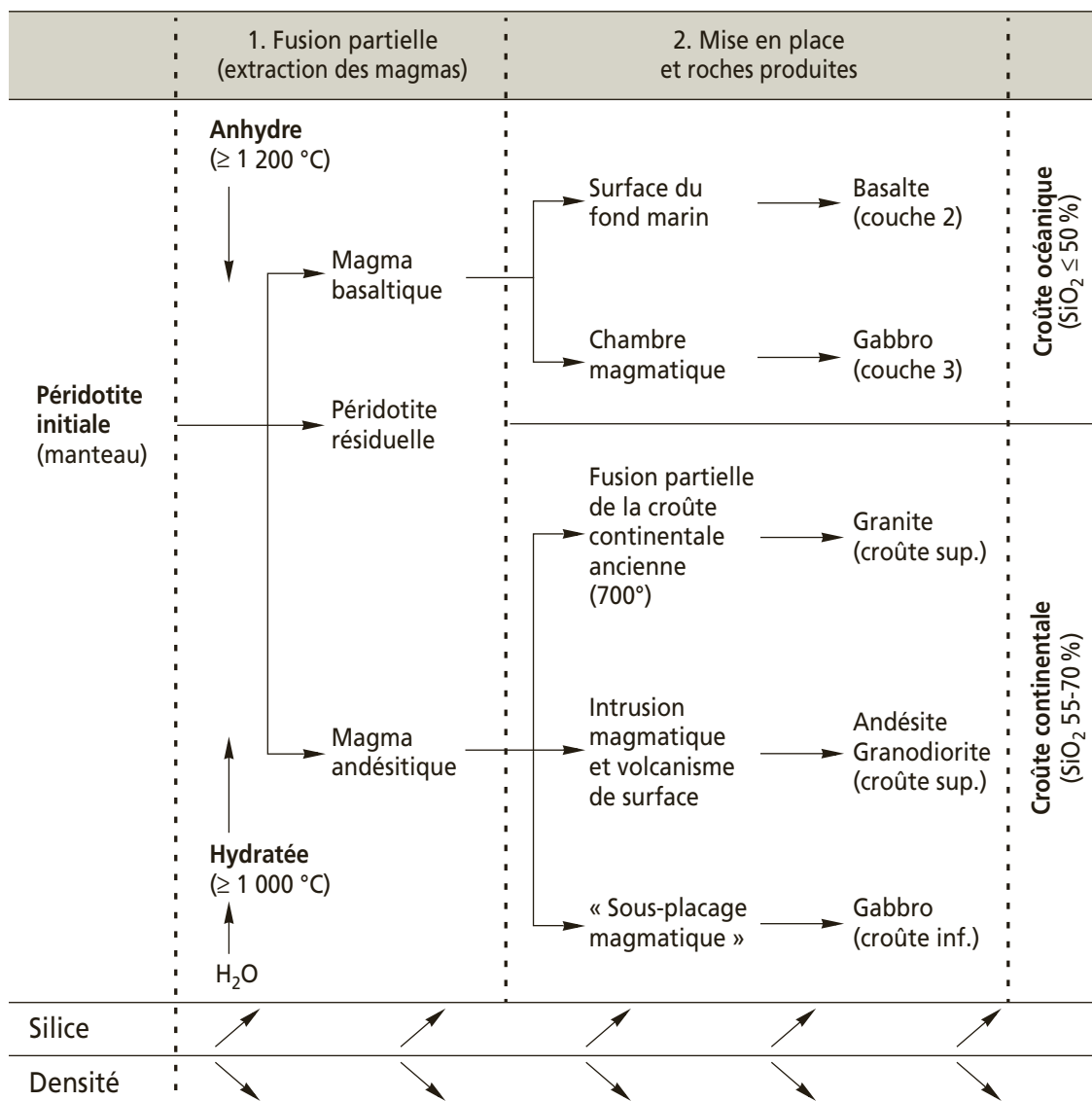
Figure 2.1 Diagramme de la fusion hydratée et anhydre des péridotites du manteau supérieur.

A : zones de divergence lithosphérique (fusion anhydre); 1a : sans perte de chaleur; 1b : avec perte de chaleur.

B : zones de convergence lithosphérique (fusion hydratée). Dans les conditions où la pression de vapeur d'eau égale la pression totale (B), le champ de fusion partielle des péridotites est beaucoup plus vaste que dans les conditions anhydres (A). D'après J. KORNPROBST, 1989. Interactions entre pétrologie et tectonique des plaques. In : *Terre 88, Biologie-géologie*. Association des professeurs de biologie et géologie de l'enseignement public, Paris, N° 2bis, 202 p.

dans la croûte et la partie tout à fait supérieure du manteau sous-crustal par l'hydrothermalisme océanique (§ 2.2). De plus, la source en eau est inépuisable, dans la mesure où de la nouvelle lithosphère océanique arrive sans cesse dans la zone de subduction, du moins tant que dure la convergence des plaques. Quant au manteau lithosphérique de la plaque chevauchante, traversé en profondeur par les fluides issus de la plaque plongeante, il subit

TABLEAU 2.1 LA FORMATION DE LA CROÛTE AUX DÉPENS DU MANTEAU.



La fusion partielle des péridotites, puis la cristallisation fractionnée du liquide de fusion, agissent comme des « pompes à silice ». Couches 2 et 3 de la croûte océanique : cf. tableau 2.2.

une fusion partielle *hydratée* (c'est-à-dire en présence d'eau), qui produit un magma basaltique plus hydraté que sous les dorsales.

Pour atteindre la surface, ce magma doit cependant traverser toute la lithosphère de la plaque chevauchante, et parcourt ainsi un plus long chemin dans une croûte déjà différenciée que le basalte qui s'épanche à l'axe d'une dorsale océanique. Il évolue alors sous l'influence de deux phénomènes concomitants : (1) un fractionnement entre les minéraux les plus réfractaires qui cristallisent dans les chambres magmatiques étagées et le liquide résiduel qui continue à monter vers la surface. Et comme les premiers minéraux à se former sont aussi les plus riches en magnésium et en fer et les plus pauvres en silice, le magma résiduel devient de plus en plus riche en silice et de moins en moins dense ; et (2) une assimilation partielle de la croûte que ce magma traverse et dont il provoque une fusion à son contact, ce qui l'enrichit encore en silice. Ce double phénomène est nommé « assimilation-cristallisation fractionnée ». Cette seconde « pompe à silice » (la fusion hydratée) est, pour toutes ces raisons, plus efficace que la première (fusion anhydre ; § a et b). Le produit final est aussi très différent. Il s'agit de roches qui peuvent contenir jusqu'à 60 % de silice, et qui construisent peu à peu la *croûte continentale* (principalement des granodiorites, entièrement cristallisées en profondeur, et des andésites, épanchées en surface et partiellement cristallisées).

Dans tous les cas cependant (fusion anhydre donnant de la croûte océanique ; fusion hydratée donnant de la croûte continentale), le manteau situé sous la croûte a subi une fusion partielle. Il a donc perdu une partie de sa matière par extraction de magma (jusqu'à 25 %). On parle alors, à propos des roches qui le constituent, de péridotites « résiduelles » (tableau 2.1).

2.2 LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE (fiches 2.1 à 2.4)

La structure de la croûte océanique est connue à la fois par l'auscultation sismique et par la prise d'échantillons géologiques sur le fond sous-marin (par dragages, forages, carottages et submersibles) (tableau 2.2).

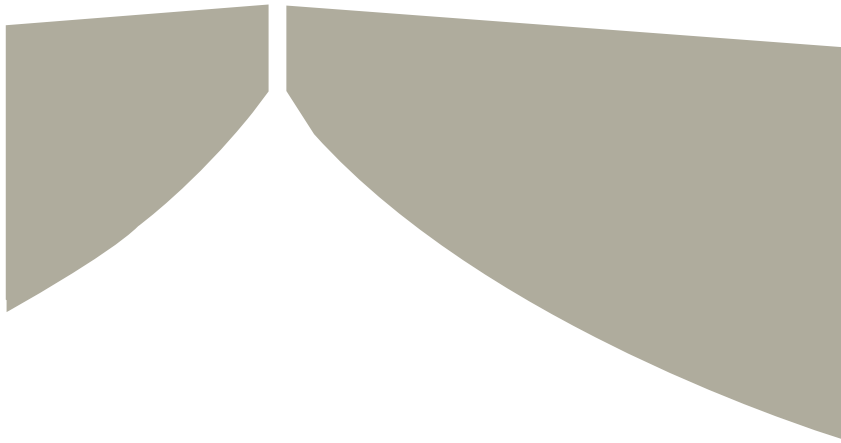
À cause de la difficulté de prélever des échantillons en mer, les géologues ont d'abord analysé la structure de la croûte océanique seulement par les méthodes sismiques. Et comme ce qu'ils trouvaient par cette méthode (tableau 2.2) était assez semblable quel que soit l'océan étudié, l'idée a longtemps prévalu que la croûte océanique était à peu près la même partout. Pour traduire les données de la géophysique en données géologiques, ces

TABEAU 2.2 CARACTÉRISATION PAR LA SISMIQUE DES COUCHES
CONSTITUANT LA CROÛTE OCÉANIQUE.

Nature des roches	N° couche crustale	Épaisseur moyenne (km)	Vitesse sismique moyenne (km/s)	Densité moyenne
Eau de mer	0	5,0	1,5	1,0
Sédiments	1	0,5	2,0	2,1
Basalte ou serpentinite	2	1,5	5,5	2,6
Gabbro ou serpentinite	3	5,0	7,0	3,0
Péridotite		Moho Manteau	8,1	3,3

mêmes géologues ont été obligés dans un premier temps, faute de disposer d'échantillons récoltés en mer, de rechercher à terre des lambeaux de lithosphère océanique ancienne pincés dans les zones de suture (chap. V, § 5.3) entre des plaques entrées en collision (il s'agit des « ophiolites », ainsi nommées à cause de leur aspect de peau de serpent ; du grec *ophis*, le serpent ; cf. fiches 5.13 à 5.16, à la fin du chap. V). Cette démarche a abouti à la construction d'un modèle unique de lithosphère océanique, décrit dans la figure 2.2. Ce modèle reste valide aujourd'hui, mais il n'a plus la valeur universelle qu'on lui prêtait naguère. Grâce aux progrès techniques qui ont permis de mieux échantillonner le tréfonds des océans, notamment par forage, on sait maintenant que la croûte océanique est diverse, tous les intermédiaires existant entre une croûte créée par le seul phénomène magmatique (§ a), et une croûte principalement créée par l'hydrothermalisme océanique (§ b).

a) La croûte produite par la fusion anhydre du manteau (§ 2.1, a et b) est faite de basalte en surface (c'est la couche 2 du tableau 2.2) et de gabbros plus profondément (c'est la couche 3 du tableau 2.2). Selon le modèle décrit sur la figure 2.2, les magmas issus du manteau, nous l'avons dit, se rassemblent dans la chambre magmatique située juste sous l'axe de la dorsale océanique. Une partie monte vers la surface par des filons verticaux qui s'injectent les uns dans les autres (c'est le « complexe filonien ») et s'épanche sur le fond marin en donnant naissance à des coulées de lave et à des volcans sous-marins. Les laves se figent alors au contact de l'eau



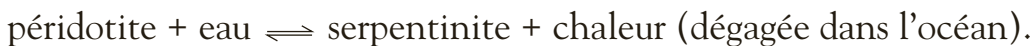
de mer sous la forme de tubes enchevêtrés et superposés. C'est le « basalte en coussin » (les tubes apparaissent en coupe comme des coussins empilés). Plus profondément, une autre partie du magma basaltique cristallise entièrement et se transforme en gabbro au toit de la chambre magmatique. En ce cas, le Moho coïncide donc avec la surface de contact entre les gabbros « lités », cristallisés dans la chambre magmatique, et le manteau sous-jacent, fait de péridotites résiduelles (*cf.* fiche 5.16).

Cette première sorte de croûte océanique est donc entièrement créée par la fusion partielle du manteau, ce qui implique, avons-nous dit, une remontée rapide des péridotites à l'axe de la dorsale (fig. 2.1 A, cas 1a). Elle correspond aux dorsales océaniques « rapides » (écartement des plaques dépassant 10 cm/an, soit 5 cm de chaque côté de l'axe). Normalement,

son épaisseur totale est de l'ordre de 7 km. Mais il arrive aussi qu'une élévation locale de température dans l'asthénosphère provoque un accroissement de la fusion partielle des péridotites et de la production de magma basaltique. C'est ce qui se passe au-dessus des « panaches » qui seront décrits dans le chapitre IV, paragraphe 4.2 (voir aussi la fiche 1.7). Ce cas a déjà été évoqué (§ 2.1, b) : la croûte océanique s'épaissit alors considérablement (le meilleur exemple est l'Islande où la dorsale est émergée et où l'épaisseur crustale atteint 20 km).

b) Sous les dorsales « lentes », au contraire, les péridotites ont le temps de se refroidir au cours de leur migration vers la surface. Plus l'écartement des plaques est lent, moins la quantité de basaltes produite est abondante (fig. 2.1 A, cas 1b). Localement, les péridotites parviennent à la surface du fond marin sans avoir fondu, et donc sans être recouvertes de basalte.

Ces péridotites toutefois, dès que leur température s'abaisse au-dessous de 400 °C environ à quelques kilomètres sous l'axe de la dorsale, réagissant avec l'eau de mer qui s'infiltre le long des failles et s'hydratent. Elles sont alors transformées en une autre roche moins dense : la *serpentine*, selon la réaction (réversible) :



En surface la transformation est totale; en profondeur, elle n'est que partielle. De sorte que la densité des terrains constitués de péridotites plus ou moins serpentinisées varie du haut vers le bas entre 2,5 à 3,1 (vitesses sismiques correspondantes : 5 à 7,8 km/s). La structure « sismique » (tableau 2.2) est donc la même que dans le cas précédent, et cependant la nature des terrains est complètement différente. Les couches 2 et 3 de la croûte océanique correspondent simplement à des péridotites plus ou moins hydratées, qui ont subi une serpentinitisation d'autant plus avancée qu'elles se trouvaient plus près du fond marin. Le Moho en ce cas constitue la limite entre les péridotites « fraîches » et « serpentinisées » (cf. fiches 4.4 et 5.15). La profondeur quasiment constante de cette limite, presque partout située à 7 km sous le fond marin, suggère que c'est jusqu'à ce niveau que l'eau de mer pouvait circuler et réagir avec les terrains encaissants, au moment de la serpentinitisation, ou bien que c'est là que se situait l'isotherme (400 à 500 °C) au-delà de laquelle la formation de serpentine devient impossible parce que la température est trop élevée. La serpentinitisation des péridotites joue ainsi, dans la constitution de la croûte océanique, un rôle d'autant plus grand que la couche superficielle d'origine magmatique (les gabbros et les basaltes) est plus mince.

La serpentinisation des péridotites n'est en fait qu'une des facettes d'un phénomène plus général : l'*hydrothermalisme océanique*. L'eau de mer est en effet facilement entraînée par convection au sein de la lithosphère superficielle, à la fois chaude et fracturée (fig. 2.3). Elle y entre froide (2 à 4 °C), se réchauffe rapidement en devenant chimiquement très active : elle transforme alors (on dit : elle métamorphise) les roches encaissantes, qu'il s'agisse de basalte, de gabbro ou de péridotite. En échange, l'eau échauffée se charge en sels minéraux, et remonte vers la surface pour jaillir sous la forme de sources hydrothermales, à la fois chaudes (jusqu'à 350 °C) et minéralisées. La dernière étape du circuit est le retour à la pression et à la température de l'océan, ce qui provoque la précipitation d'une partie des sels dissous pris à la lithosphère : là est l'origine des fumées noires ou blanches qui jaillissent des événements hydrothermaux à l'axe des dorsales océaniques, et des dépôts métallifères qui s'accumulent autour de ces événements (les précipitats ainsi formés sont riches en sels métalliques). Ainsi se sont formés certains gisements métallifères aujourd'hui exploités à terre (par exemple les mines de cuivre de l'île de Chypre ou, plus près de nous, celles de Saint-Véran, dans les Alpes du Queyras), que l'on trouve associés à des ophiolites, c'est-à-dire à une ancienne croûte océanique portée à l'air libre par une collision des plaques (chap. V, § 5.3).

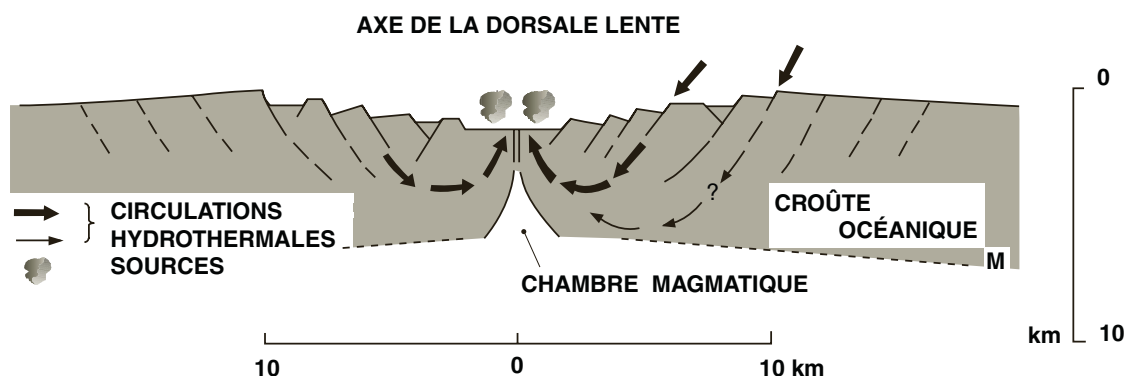


Figure 2.3 Schéma très simplifié de la circulation hydrothermale à l'axe des dorsales océaniques.

À quelque distance de l'axe, l'eau de mer froide pénètre dans la lithosphère supérieure fracturée et ressort échauffée et enrichie en sels minéraux près de l'axe. Il y a précipitation d'une partie de ces sels minéraux à l'événement des sources hydrothermales (les « fumeurs »), le reste étant dispersé dans l'océan sous forme de fines particules. Inversement, les roches encaissantes subissent une transformation (un métamorphisme) sous l'effet de la circulation hydrothermale. Par exemple, les péridotites sont partiellement transformées en serpentinites moins denses qu'elles, jusqu'au niveau M (Moho) situé à 7 km environ sous le fond marin.

Dans les océans actuels, les sources hydrothermales sont aussi un lieu de vie intense, où les chaînes alimentaires, des bactéries aux grands mollusques, ont pour point de départ la chimiosynthèse et non pas, comme partout ailleurs ou presque sur le globe, la photosynthèse. Enfin, la fraction des sels dissous des eaux hydrothermales qui reste en solution dans l'eau de mer contribue bien évidemment à la salinité de l'océan global.

Il n'existe donc pas un seul type de croûte océanique. La simplicité structurale suggérée par la sismique est trompeuse : des terrains de nature différente (basaltes, gabbros, péridotites plus ou moins serpentinisées) peuvent transmettre les ondes sismiques avec les mêmes vitesses. Et dans la nature, tous les intermédiaires existent entre les deux types de croûte qui viennent d'être décrits : l'océan Pacifique à ouverture rapide possède une croûte d'origine essentiellement magmatique, tandis que l'Atlantique, dont l'ouverture est plus lente, montre à l'affleurement près de l'axe de la dorsale un mélange en proportion variable de roches magmatiques et de péridotites serpentinisées.

c) Cette double nature de la croûte océanique pose indirectement le problème de l'origine des *anomalies magnétiques* dans les océans : comment expliquer la présence ubiquiste de ces anomalies si la croûte océanique n'est pas formée partout des mêmes terrains ?

On admet en effet que les anomalies du champ magnétique observées dans les océans sont associées au basalte et au gabbro de la croûte océanique. Quand le magma basaltique se refroidit en dessous de la « température de Curie » (580 °C pour la magnétite, le principal minéral porteur de l'aimantation des roches), certaines parties des minuscules cristaux riches en fer qu'il contient s'aimantent dans le sens du champ magnétique terrestre. Ils conservent ensuite leur aimantation, qui est en quelque sorte la mémoire du champ magnétique au moment du refroidissement de la croûte océanique d'origine magmatique. Or, on sait maintenant que ce champ s'est fréquemment inversé au cours de l'histoire géologique des océans : à certains moments, le nord magnétique était proche comme de nos jours du Nord géographique ; à d'autres époques, il était au contraire voisin du pôle Sud géographique. De sorte que l'aimantation du basalte change de polarité selon l'époque à laquelle il s'est figé. Cette aimantation à son tour induit localement un champ magnétique, certes très faible mais mesurable, qui s'ajoute (aimantation « normale ») ou se retranche (aimantation inverse) au champ magnétique terrestre actuel. D'où les « anomalies » positives ou négatives de ce champ mesurées dans les océans : les surfaces océaniques où les anomalies magnétiques sont de même sens

s'organisent en ceintures étroites et allongées, parallèles à l'axe de la dorsale ; elles correspondent à des « isochrones », c'est-à-dire à des bandes de lithosphère océanique créées pendant un intervalle de temps où l'orientation du champ magnétique est restée constante, et sont d'autant plus âgées qu'elles sont plus éloignées de l'axe de la dorsale (fig. 2.4). Si aucune inversion du champ magnétique ne se produit pendant une période géologique longue, alors la croûte créée pendant cet intervalle de temps ne montre aucune anomalie (on parle alors de zone « magnétiquement calme » pour désigner la surface océanique correspondante).

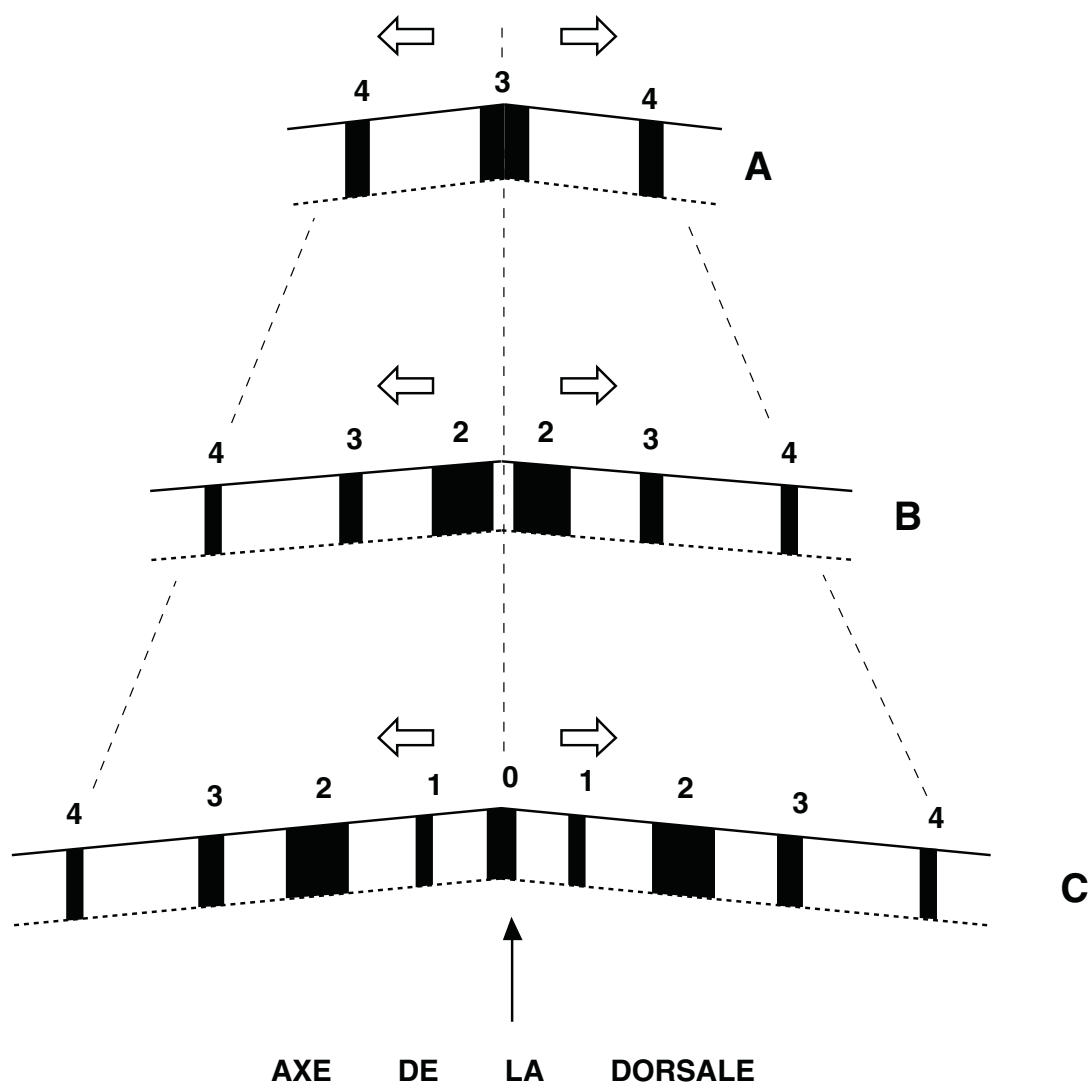


Figure 2.4 Origine des anomalies magnétiques océaniques.

Des bandes de croûte océanique (basalte et gabbro) aimantées positivement (noir) ou négativement (blanc) sont formées successivement à l'axe d'une dorsale (vue en coupe) par l'expansion océanique.

Cette interprétation des anomalies magnétiques implique donc la présence de basalte et de gabbro au toit de la lithosphère océanique, c'est-à-dire une production de magma par fusion partielle des roches du manteau à la frontière des plaques divergentes. La serpentinisation, l'autre mécanisme de formation de la croûte océanique, peut-elle enregistrer les inversions du champ magnétique terrestre ? La question n'a pas encore de réponse unanime aujourd'hui. Certes, la serpentinisation des péridotites s'accompagne de la formation de magnétite « secondaire » qui peut jouer le même rôle que la magnétite « primaire » des basaltes et des gabbros. Mais la serpentinisation est un phénomène plus lent et plus diffus que la cristallisation complète ou partielle des roches magmatiques à l'axe des dorsales ; même si les serpentinites subissent une aimantation par le champ magnétique terrestre au moment de leur formation aux dépens des péridotites du manteau, il n'est pas sûr qu'elles puissent enregistrer de façon « lisible » les inversions du champ magnétique terrestre.

En réalité, une faible contribution magmatique (une faible ou très faible fusion des roches du manteau) suffit à enregistrer la polarité magnétique du moment. Or, on sait que des venues basaltiques se produisent épisodiquement à l'axe des dorsales même en cas d'ouverture océanique lente. Les seules régions à croûte océanique où semblent manquer complètement les basaltes sont situées en bordure des continents, au pied des marges continentales passives (chap. IV, § 4.3), où ne s'observent effectivement que de rares anomalies magnétiques associées à des épanchements volcaniques localisés. Ces régions « magnétiquement calmes » correspondent en fait au tout début de l'ouverture océanique, quand la vitesse d'écartement des plaques était encore extrêmement lente, et la production magmatique par conséquent insignifiante. Elles pourraient correspondre à des régions où le fond sous-marin est constitué presque exclusivement de serpentinites. Ces régions ne doivent toutefois pas être confondues avec les autres zones magnétiquement calmes dont il a été question précédemment, c'est-à-dire les surfaces océaniques créées pendant un laps de temps où ne s'est produite aucune inversion du champ magnétique, et qui sont, pour cette raison, elles aussi dépourvues d'anomalies.

2.3 LA LITHOSPHERE CONTINENTALE

La structure de la lithosphère continentale, comme celle de la lithosphère océanique, est connue à la fois par l'auscultation géophysique (notamment par la sismique) et par les échantillons prélevés par les géologues sur

le « terrain » ou en forage. Naturellement, les roches appartenant à la croûte supérieure sont mieux connues que les autres, parce qu'elles sont plus accessibles.

Malgré les facilités d'étude offertes par les affleurements situés en milieu terrestre, la lithosphère continentale est moins bien connue, et surtout moins bien comprise, que la lithosphère océanique. À la différence de cette dernière, partout très jeune à l'échelle des temps géologiques (moins de 170 millions d'années), la lithosphère continentale est en effet le produit d'une très longue histoire, commencée il y a 4,55 milliards d'années (chap. I, § 2.1). La raison de cette longévité différente — nous y reviendrons à la fin de ce chapitre — tient au contraste de densité entre les deux sortes de lithosphère : les océans sont destinés à disparaître dans les zones de subduction peu de temps après leur formation parce que la lithosphère qui les porte est légèrement plus dense que l'asthénosphère, tandis que la lithosphère continentale, un peu moins dense, pour cette raison reste en surface et conserve ainsi toutes les archives géologiques de son histoire. La croûte continentale, notamment, garde la mémoire de sa constitution initiale et de ses agrandissements et épaisissements successifs aux dépens du manteau. Dans ces conditions, on ne doit pas s'étonner que la lithosphère continentale soit de structure et d'origine plus complexe que la lithosphère océanique.

En première approximation, le manteau lithosphérique sous-continentale ressemble beaucoup au manteau sous-océanique (chap. I, § 1.4). L'un et l'autre sont faits de péridotites de densité moyenne 3,3 qui transmettent les ondes sismiques à des vitesses de 8,0 à 8,4 km/s. Les pétrologues et les géochimistes ont toutefois décelé des différences, qui tiennent au degré et à la modalité de la fusion partielle des terrains du manteau. Sous les océans, nous l'avons vu, l'extraction de magma se fait en condition anhydre, par fusion partielle des péridotites du manteau soumises à une décompression à l'aplomb des dorsales. Sous les continents au contraire, la fusion anhydre des péridotites est plus rare. Elle se produit seulement dans les régions où la lithosphère subit un amincissement (chap. IV, § 4.1), c'est-à-dire à l'aplomb des déchirures continentales (les rifts, comme l'Afar en Afrique, ou le Massif Central en France), ou bien au-dessus des « panaches » (chap. IV, § 4.2). Partout ailleurs, la fusion partielle du manteau sous-continentale, quand elle a lieu, s'opère ou s'est opérée en condition hydratée dans les zones de subduction (fig. 2.5). C'est donc par une histoire géologique très différente dans sa durée et dans la succession des événements (fusions partielles, cristallisation fractionnée,

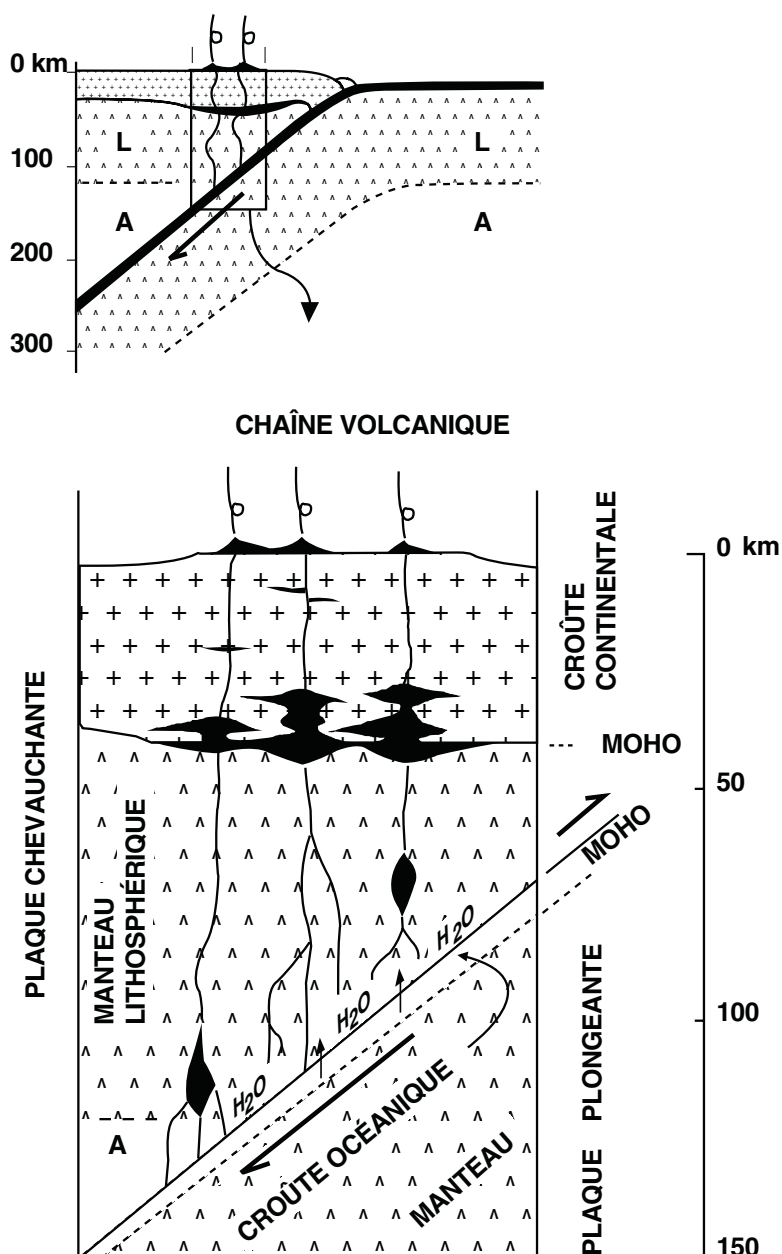


Figure 2.5 La fusion hydratée des roches du manteau.

Au-delà d'une profondeur d'environ 80 km, de l'eau est libérée par la croûte de la plaque plongeante, et provoque la fusion partielle des roches mantelliques de la plaque chevauchante. Plus profondément, les roches crustales de la plaque plongeante entrent elles-mêmes en fusion partielle. Les magmas relativement peu denses montent vers la surface, et cristallisent dans des chambres magmatiques particulièrement nombreuses à la base de la croûte (c'est le « sous-placage » magmatique). Une partie parvient en surface en donnant naissance à la chaîne volcanique des marges et des arcs insulaires actifs. L : lithosphère; A : asthénosphère.

etc.) que les géologues cherchent à expliquer les petites différences qui s'observent dans la géochimie et la pétrologie des péridotites sous-océaniques et sous-continentales. Il semble en particulier que les premières soient plus homogènes que les secondes. Mais des études récentes tendent à atténuer ces différences, grâce à un échantillonnage plus serré des fonds sous-marins qui révèle une hétérogénéité insoupçonnée jusqu'ici dans le manteau océanique. Il est donc possible que ce soit le même manteau qui est brassé depuis plusieurs milliards d'années, qu'il soit aujourd'hui sous-continentale ou sous-océanique.

En revanche, la croûte offre un plus fort contraste de part et d'autre de la frontière continent-océan. La croûte océanique a été décrite dans le paragraphe précédent. La croûte continentale, beaucoup plus épaisse (35 km en moyenne, à comparer aux 7 km d'épaisseur moyenne de la croûte océanique), peut schématiquement être divisée en deux couches superposées (fig. 2.6) : la croûte supérieure et la croûte inférieure. Ces deux couches sont différentes à la fois par leur comportement mécanique (chap. I, § 1.5), leurs vitesses sismiques, leur composition et leur densité.

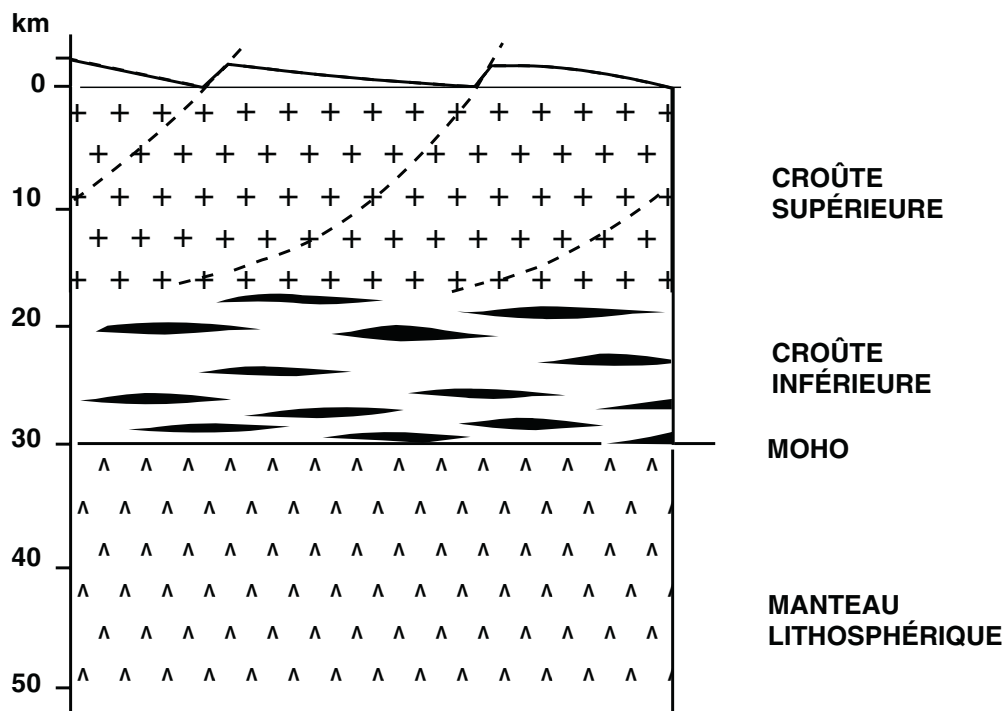


Figure 2.6 Structure schématique de la croûte continentale.

La croûte continentale supérieure est fragile, et se déforme en se cassant. La croûte inférieure est ductile, et se déforme par fluage. Les réflecteurs horizontaux et discontinus qu'on y observe résultent probablement de l'étirement et de l'aplatissement des terrains.

Entre elles, les géophysiciens ont, dans certaines régions, reconnu une discontinuité de vitesse sismique (c'est la discontinuité de Conrad, du nom du sismologue qui l'a mise en évidence pour la première fois). Mais en général, c'est plutôt un gradient de vitesse qui est mesuré au passage entre les deux.

a) La *croûte continentale*, avons-nous dit (§ 2.1), est principalement le produit de la fusion hydratée du manteau dans les zones de subduction. Toutefois de nombreux autres phénomènes ont contribué, au cours de sa longue histoire géologique, à lui donner la structure et la nature qu'on lui connaît aujourd'hui :

- les terrains enfouis sont soumis à des températures et à des pressions croissantes à mesure que la profondeur augmente. Il en résulte des recristallisations minéralogiques à l'état solide (c'est-à-dire sans fusion partielle). C'est le métamorphisme (chap. V, § 5.5), qui a généralement pour effet de réaménager la structure interne des roches dans le sens d'une plus grande compacité, et donc d'une plus forte densité, du moins quand le métamorphisme a lieu à pression croissante.
- sur toute son épaisseur, la croûte continentale subit aussi des remobilisations à l'état liquide. Les terrains qui la constituent, bien moins réfractaires que les péridotites du manteau, entrent en fusion partielle à des températures de l'ordre de 600 à 700 °C. Il suffit donc d'une élévation locale de température au-delà de ces valeurs pour que ces terrains commencent à fondre. Cela se produit, par exemple, à l'arrivée d'un magma issu du manteau, dont la température dépasse généralement 1 000 °C. La décompression des terrains crustaux à température constante peut avoir le même effet. Par exemple, quand la « racine » crustale des chaînes de montagne se résorbe à la suite de l'« effondrement gravitaire » de la chaîne (chap. V, § 5.4), les terrains qui la constituaient, auparavant échauffés, évoluent à pression décroissante sans se refroidir. Alors naît aux dépens des terrains crustaux un nouveau magma de faible densité, très riche en silice (la fusion partielle de la croûte, comme celle du manteau, donne lieu à une extraction préférentielle de SiO_2), qui migre vers le haut et se fige dans la croûte continentale supérieure. C'est ainsi que se forment les granites, qui peuvent contenir jusqu'à 70 % de silice. Mais la partie réfractaire et résiduelle du terrain crustal d'où le magma a été extrait, en échange, s'appauvrit en silice tandis que sa densité s'élève. Comme le métamorphisme, les remobilisations magmatiques expliquent donc en partie le gradient de densité et de vitesse sismique que l'on observe dans la croûte continentale depuis la surface jusqu'au Moho.

b) La *croûte continentale supérieure*, épaisse d'une quinzaine de kilomètres, est « fragile » c'est-à-dire qu'elle se déforme en se cassant si des forces lui sont appliquées (chap. I, § 1.5). Pour cette raison, elle est le lieu de la sismicité superficielle (0-15 km). Elle est constituée de roches sédimentaires, métamorphisées ou non, de roches volcaniques épanchées en surface, et de roches magmatiques cristallisées à quelques kilomètres ou quelques dizaines de kilomètres de profondeur, le plus souvent sous la forme de granites ou de granodiorites. La transformation (le métamorphisme) de tous ces terrains est en général peu avancée, parce que ni les températures ni les pressions ne sont très élevées aux profondeurs où ils sont enfouis. Il en résulte une densité moyenne relativement faible (2,7) et des vitesses sismiques qui varient entre 4 et 6 km/s. Enfin les images obtenues par sismique-réflexion montrent que les structures observées en surface (les plis, les chevauchements de terrains ou les failles) s'enracinent le plus souvent dans ou à la base de cette première couche de la croûte au niveau de zones de décollement sub-horizontales, et ne sont donc pas représentatives de la structure lithosphérique profonde.

c) La *croûte continentale inférieure*, épaisse elle aussi d'une quinzaine de kilomètres, est d'accès plus difficile, et par conséquent moins bien connue. Elle est constituée en partie des mêmes terrains que la croûte supérieure, mais qui ont connus des épisodes de fusion partielle (§ a) et surtout un métamorphisme beaucoup plus intense en raison des fortes températures et pressions qui règnent au-delà de 15 km de profondeur. De ces fusions partielles et de ce métamorphisme fort résultent une densité élevée (2,9) et une vitesse sismique relativement grande (entre 6,5 et 7,5 km/s). En outre les terrains de la croûte inférieure se déforment principalement de manière plastique. Cette partie de la croûte continentale est donc en général « asismique ».

Une autre caractéristique de la croûte continentale inférieure est l'aspect lité qu'elle offre souvent sur les images de sismique-réflexion (fig. 2.6). Les réflecteurs sismiques sont nombreux, horizontaux, mais discontinus, chacun ne dépassant pas une dizaine de kilomètres de longueur. La structure de la croûte inférieure apparaît ainsi comme lamellaire, faite de sortes de lentilles aplaties à forte réflectivité, disposées horizontalement dans des terrains de moindre densité. À quels objets géologiques une telle structure peut-elle bien correspondre ?

Une première réponse est apportée par l'observation de la croûte inférieure dans les rares régions où elle affleure à la surface de la lithosphère, par exemple dans la région d'Ivrée, dans les Alpes italiennes. Là, les

terrains qui la composent montrent les effets d'une déformation et d'un métamorphisme intenses. Les objets géologiques dont ils étaient formés initialement ont été étirés horizontalement, et sont le plus souvent séparés les uns des autres par des zones de cisaillement anastomosés et proches de l'horizontale, qui laissent entre elles des lentilles de terrain moins déformés et de densité ou de texture différentes. Une telle structure peut, au moins partiellement, rendre compte du litage et de la réflectivité observées en sismique. En quelque sorte, le litage serait l'« image sismique » du *fluage* de la couche ductile de la croûte continentale, et de l'*étirement horizontal* d'objets géologiques réfléchissants (c'est-à-dire renvoyant vers la surface une partie des ondes acoustiques produites par la sismique, un peu comme un mur renvoie un écho).

Une autre hypothèse fait appel au magmatisme. Dans les zones de rift (fusion anhydre) comme dans les zones de subduction (fusion hydratée), des magmas sont produits par fusion partielle du manteau sous-crustal et montent vers la surface en raison de leur densité plus faible que celle des péridotites encaissantes. Parvenus à la base de la croûte, ils rencontrent un encaissant moins dense, et ont alors tendance à stagner en formant là des chambres magmatiques en forme de lentilles disposées horizontalement. Leur cristallisation sur place et leur métamorphisme peuvent, à ces profondeurs, donner naissance à des corps denses réfléchissants. Ainsi, le litage de la croûte inférieure serait, à l'origine, l'« image sismique » des produits d'un phénomène magmatique. C'est l'hypothèse du *sous-placage magmatique* (en anglais : *underplating*, un mot usité en français mais impropre, puisque c'est sous la croûte et non sous la plaque que s'accumulent les produits de la fusion mantellique). Naturellement ces corps magmatiques mis en place dans ou à la base de la croûte inférieure peuvent être déformés plastiquement et aplatis après leur mise en place. Cette hypothèse n'est donc pas contradictoire avec la précédente, qui fait appel au fluage de la croûte inférieure pour expliquer son litage.

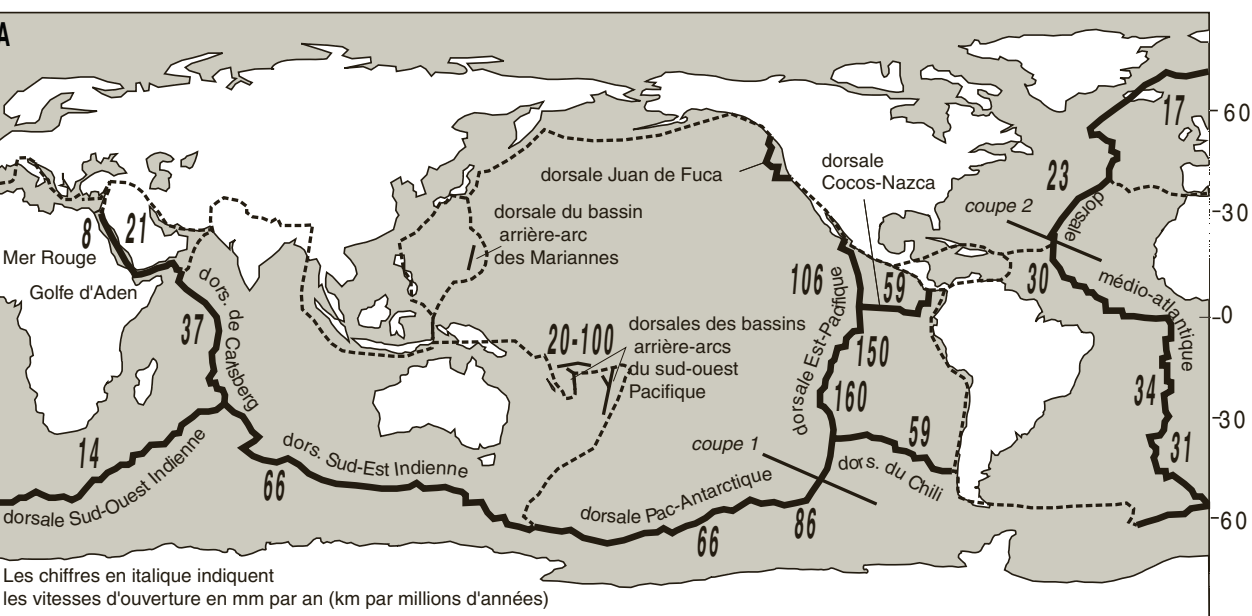
Enfin, un autre caractère de la croûte continentale inférieure, tout à fait énigmatique celui-ci, est sa conductivité électrique, plus forte que celle de la croûte supérieure. Pour certains géophysiciens, le responsable est un film continu de carbone déposé sous forme de graphite sur les minéraux des roches. Le carbone pourrait provenir du dégazage du manteau qui libère progressivement le CO_2 qu'il contient ou bien avoir précipité à différentes époques géologiques sur des plans de subduction. Selon d'autres hypothèses, la conductivité électrique de la croûte inférieure témoigne de la présence à ce niveau de fluides conducteurs. Mais actuellement le problème n'est pas résolu.

2.4 CONCLUSION : OCÉAN ET CONTINENT

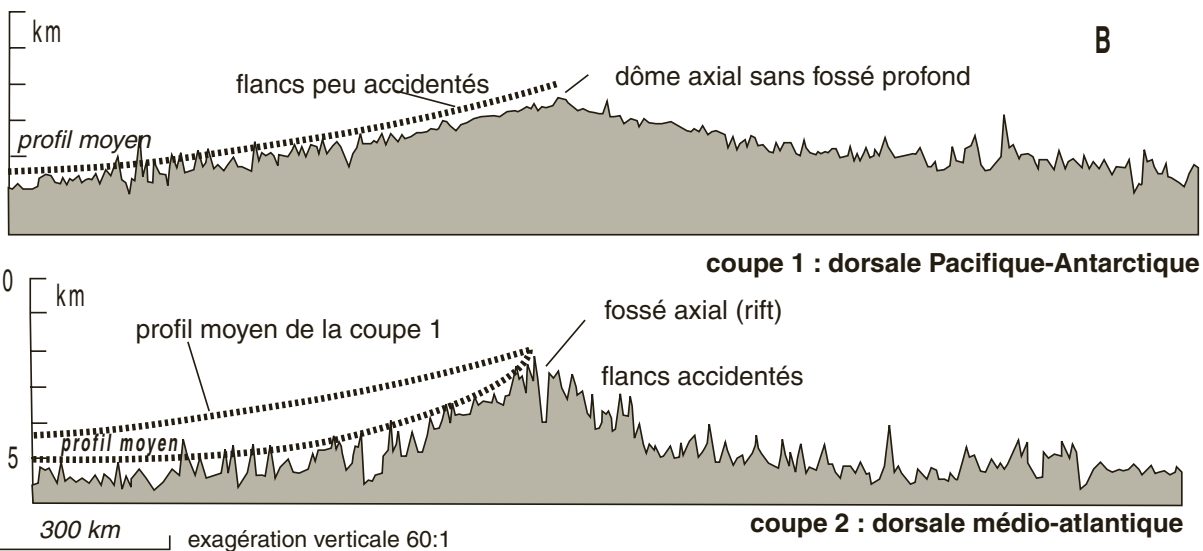
Ainsi les mots « continent » et « océan » n'ont pas seulement un sens géographique. Ils désignent aussi deux sortes de lithosphère bien différentes l'une de l'autre. La lithosphère océanique est recouverte d'une croûte mince, jeune, faite de basalte, de gabbro ou de serpentinite, créée dans les zones de divergence des plaques en partie par fusion anhydre du manteau. Au contraire la lithosphère continentale porte une croûte épaisse, faite de roches magmatiques ou métamorphiques riches en silice, où dominent les granodiorites; elle résulte aussi de la fusion partielle du manteau, mais le plus souvent en présence d'eau, dans les zones de subduction associées à la convergence des plaques. Une conséquence importante de cette dualité, à laquelle il a déjà été fait allusion, est un destin très différent pour la lithosphère océanique et la lithosphère continentale. Parce que la croûte océanique constitue seulement une mince pellicule à la surface de la lithosphère, la densité de cette lithosphère océanique est pratiquement égale à celle du manteau lithosphérique (3,3), ce qui lui permet de s'enfoncer facilement dans l'asthénosphère moins dense qu'elle. Au contraire, la croûte continentale est épaisse, relativement peu dense, et joue le rôle d'un flotteur pour la lithosphère. La densité moyenne de la lithosphère continentale, pour cette raison, n'est que de 3,2, de sorte que son enfoncement dans l'asthénosphère est très difficile, sinon impossible. Le destin de la lithosphère continentale est par conséquent de rester à la surface du globe au fur et à mesure de sa formation, tandis que celui de la lithosphère océanique est de disparaître à « brève échéance » dans les zones de subduction. Voilà pourquoi on peut trouver dans la croûte continentale des témoins très anciens de l'histoire de notre planète (l'âge le plus ancien mesuré par la géochimie isotopique sur un minéral de la croûte continentale, le zircon, est actuellement de 4,25 milliards d'années), alors qu'on ne connaît pas dans les océans actuels de lithosphère plus vieille que 170 millions d'années.

Fiche 2.1 : Vitesses d'expansion des dorsales mondiales

Les dorsales océaniques sont des reliefs sous-marins larges d'environ 2 000 à 3 000 km. Elles occupent presque la moitié de la surface des océans. En coupe, une dorsale a la forme d'une tente aplatie. Les flancs des dorsales s'élèvent en pente douce depuis le fond des bassins océaniques (– 5 000, – 4 000 m) jusqu'à une profondeur moyenne remarquablement constante de – 2 500 m. Le haut du relief, appelé axe de la dorsale, est le siège de la création de la nouvelle lithosphère océanique. L'activité sismique, volcanique et hydrothermale est en effet concentrée le long de cet axe, représenté en trait gras sur la carte A. L'axe de la dorsale est en position centrale dans le cas de l'océan Atlantique et dans l'est de l'océan Indien. Dans le Pacifique, l'axe est excentré vers l'est. On utilise également le mot de ride pour désigner ces reliefs (par exemple ride Est-Pacifique). La longueur totale des dorsales est voisine de 70 000 km.



La vitesse d'ouverture le long des dorsales est calculée grâce aux anomalies magnétiques. Comme le montre la carte A, les vitesses d'ouverture varient de 10 mm/an (dorsale ultra-lente) à 150 mm/an (dorsale rapide). L'axe de la dorsale Atlantique (dorsale lente) présente une vallée longitudinale omniprésente, ou rift axial, large de 10 à 50 km et profonde de 2 km en moyenne et limitée par des failles normales, alors que l'axe de la dorsale Pacifique (dorsale rapide) est un dôme régulier montrant, dans 20 % des cas seulement, une étroite caldéra axiale. La topographie des flancs des dorsales lentes est toujours plus accidentée que celle des dorsales rapides (voir fiches 2.3 et 2.4).



Profils bathymétriques simplifiés d'après les originaux de Heezen (1962).

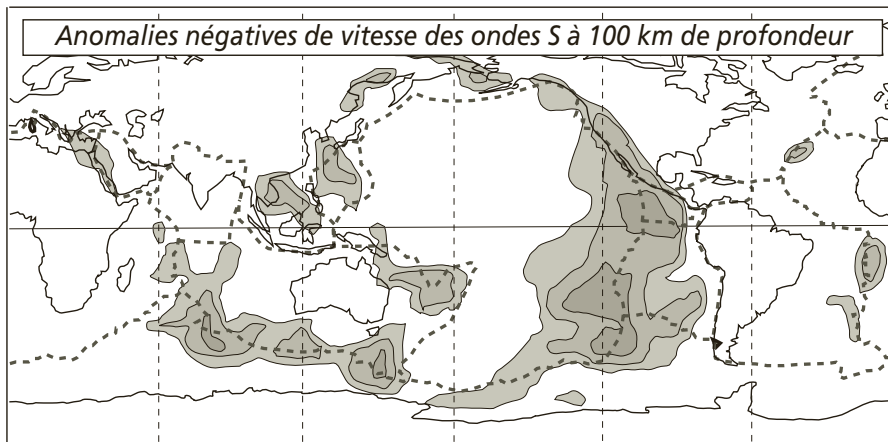
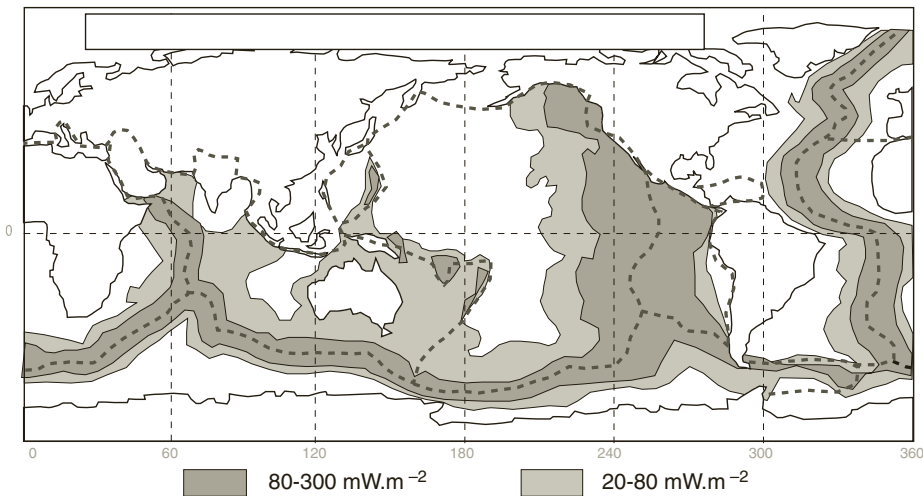
Les coupes 1 et 2 représentent des profils bathymétriques localisés sur la carte ci-contre. Elles permettent d'apprécier les différences morphologiques entre les dorsales rapides (coupe 1) et les dorsales lentes (coupe 2).



Fissures à la surface d'un lac de lave à l'axe de la dorsale est Pacifique. Les fissures sont dues à l'extension liée à la divergence des plaques Nazca et Pacifique. (Photo Ifremer)

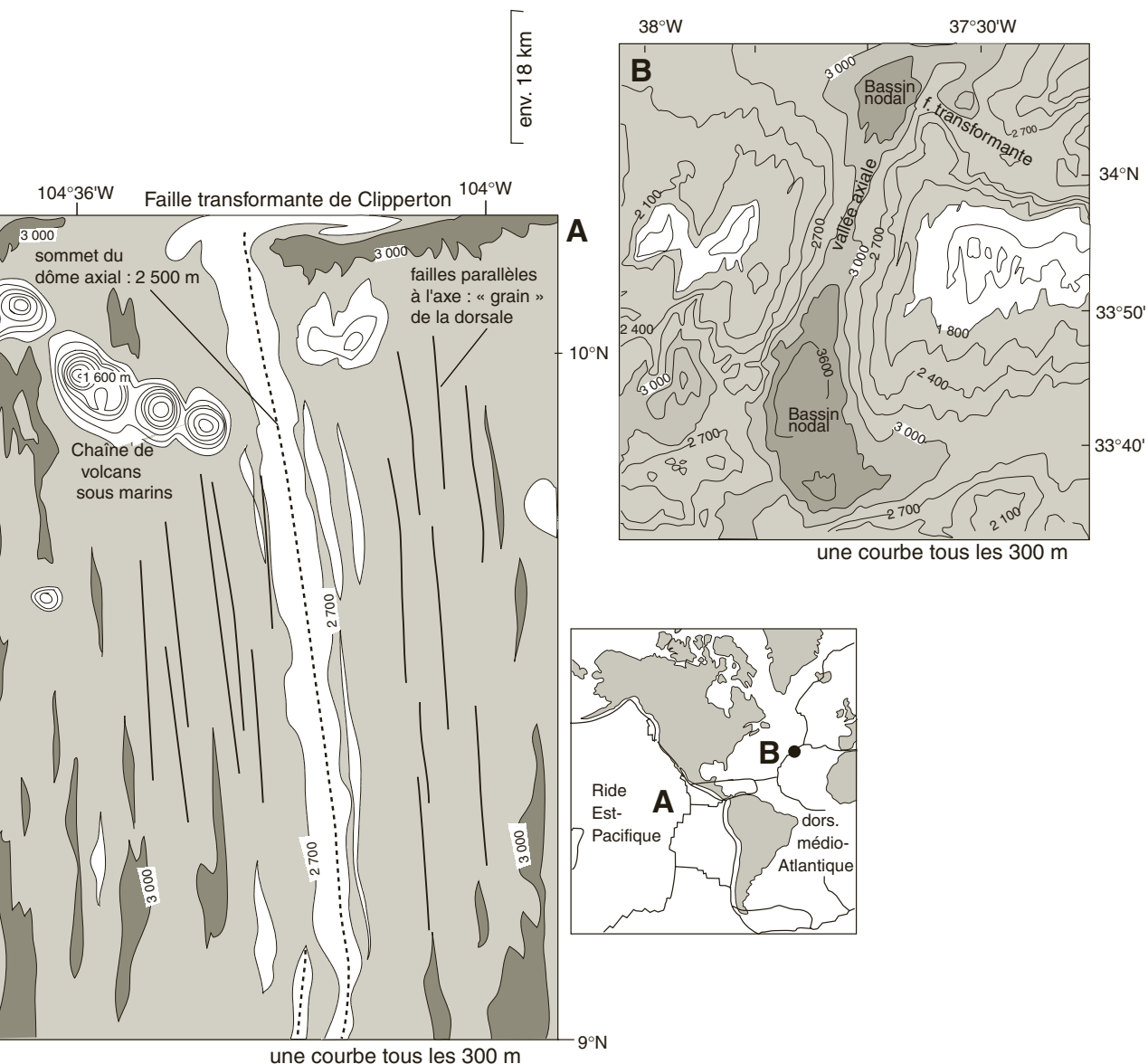
Fiche 2.2 : Dorsales océaniques, flux géothermique et tomographie sismique à 150 km

Le flux de chaleur moyen à la surface du globe est d'environ $70 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$. Il est en moyenne un peu plus élevé sur les océans (environ $80 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$) que sur les continents (environ $60 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$), mais la lithosphère océanique couvrant environ 60 % de la surface du globe, 75 % environ de la chaleur dégagée par la Terre l'est sur les océans. Alors que le flux océanique provient pour l'essentiel du refroidissement de la lithosphère, celui sur les continents est dû à la radioactivité naturelle des roches de la croûte continentale, riche en uranium, thorium et potassium radioactifs. Dans les deux cas s'ajoute un flux d'origine profonde, mantellique (de l'ordre de $25 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, soit un tiers du flux total à la surface). Le flux de chaleur océanique peut atteindre des valeurs de l'ordre de $250 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ près de l'axe des dorsales. Cependant, la distribution globale du flux océanique est inégale : les plus vastes surfaces à flux élevé se situent de part et d'autre des dorsales rapides, car la décroissance du flux suit une loi de même type que la profondeur et l'épaisseur de la lithosphère océanique, c'est-à-dire en racine carrée de l'âge de la lithosphère : on comprend ainsi la corrélation entre bande large de flux élevé le long des dorsales rapides et bande étroite le long des dorsales lentes. À cette observation s'ajoute un argument tiré de la tomographie sismique : la carte des anomalies de vitesse dans l'asthénosphère (100-150 km) montre clairement des zones plus lentes, donc moins denses et plus chaudes, sous les dorsales rapides, alors que les anomalies de vitesse sont moins marquées sous les dorsales lentes, où le flux asthénosphérique ascendant est beaucoup plus lent.



Fiche 2.3 : Bathymétrie comparée : dorsales lentes et rapides

Les deux cartes A et B représentent la bathymétrie à la même échelle de deux segments d'accrétion. Le segment A appartient à la dorsale Est-Pacifique, au sud de la zone transformante de Clipperton. Il est long et continu, et présente un relief peu marqué. Le segment B, appartenant à la dorsale Atlantique au sud immédiat des Açores (entre les zones transformantes Oceanographer et Hayes) est court et présente un relief contrasté (bassins nodaux, profonde vallée axiale, murs escarpés).



À quelques différences près, que l'on pourra considérer comme minimes ici, la composition géochimique des laves est remarquablement constante le long des dorsales lentes et rapides. Ces laves sont des MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts), issus du manteau supérieur appauvri fondant partout dans une proportion à peu près identique de 10 à 20 %. Le début de la fusion se produit vers 60 km de profondeur sous l'axe.

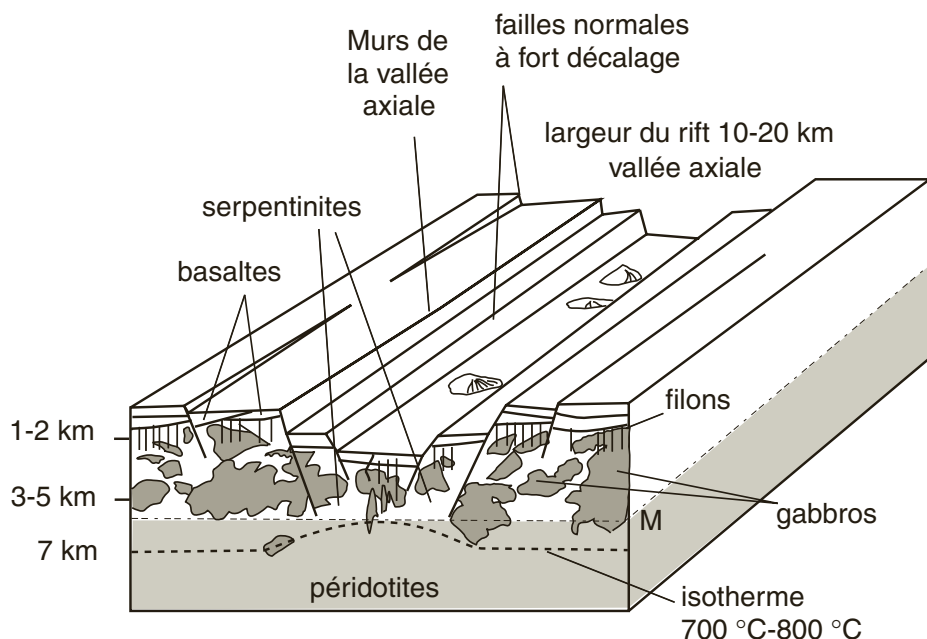
La différence entre dorsales lentes et rapides ne se lit donc pas dans la composition chimique. En revanche, la production de magmas est plus importante à l'axe des dorsales rapides car, sans augmentation du taux de fusion partielle, une vitesse d'expansion plus élevée augmente le volume de manteau soumis à la fusion partielle. Les deux cartes de la fiche 2.2 montrent en effet que la zone de manteau chaud est plus large sous les dorsales rapides que sous les dorsales lentes.



*Basaltes en coussins et tubes de lave
s'écoulant sur un escarpement de faille
de la vallée axiale de la dorsale atlantique
(photo Ifremer).*

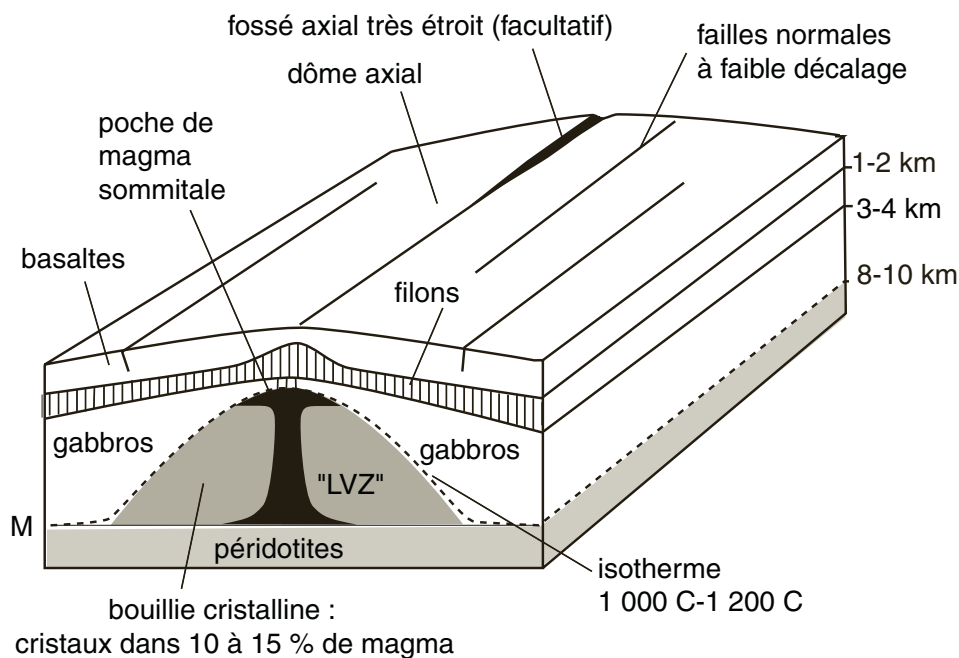
Fiche 2.4 : Structure et fonctionnement de l'axe des dorsales lentes et rapides

Les dorsales lentes présentent une vallée axiale (le rift) large de 10 à 20 km et profonde de 1 à 2 km. Cette vallée est bordée par des murs dont les crêtes se trouvent en général à - 2 500 m. Ils sont découpés en marches correspondant à des gradins de failles normales à regard vers l'axe. Le fond de la vallée est occupé par des volcans isolés plus ou moins serrés et des champs de laves parfois très fissurés. L'activité volcanique des dorsales lentes peut se réduire et s'interrompre durant de longues périodes (de l'ordre 100 000 ans). Pour autant, l'écartement des plaques ne cesse pas, ce qui conduit à la remontée sous l'axe, puis à l'exhumation tectonique de roches profondes, soit des péridotites serpentinisées, soit des gabbros (voir figure 4-10). À la reprise de l'activité magmatique, les magmas provenant du manteau peuvent ainsi cristalliser dans des chambres magmatiques de petites dimensions soit au sein du manteau serpentinisé soit au sein de gabbros plus anciens, parfois déformés par les failles de la tectonique axiale. Les chambres magmatiques ne sont pas permanentes et le complexe filonien peut manquer. La croûte des dorsales lentes, définie par la vitesse des ondes sismiques qui la traversent est donc hétérogène (basaltes, gabbros et serpentinites en proportions variables selon les lieux). À proximité des points chauds où la production magmatique est importante, se construit une croûte basaltique et gabbroïque épaisse (ex. des Açores et de l'Islande).



M : Moho pétrologique, limite entre péridotites et gabbros

*Schéma très simplifié de la structure d'une dorsale lente.
Les valeurs de profondeur en bordure de chaque bloc-diagramme
sont données à titre indicatif.*



*Schéma très simplifié de la structure d'une dorsale rapide.
Les valeurs de profondeur en bordure de chaque bloc-diagramme
sont données à titre indicatif.*

L'axe des dorsales rapides est remarquablement lisse en comparaison de l'axe des dorsales lentes et se présente comme un dôme régulier. Plus le dôme est large plus la production magmatique est forte. Sous le haut axial des dorsales rapides, on distingue une zone à faibles vitesses sismiques (LVZ, pour *low velocity zone*), en forme de tente, dont la base mesure 10 km de large au moins, appuyée sur le Moho et dont le sommet est à 2-3 km sous l'axe. Cette zone correspond au réservoir magmatique, que l'on appelle « la chambre magmatique », et contient entre 10 et 15 % de liquide magmatique enrobant des cristaux (on l'appelle aussi bouillie cristalline). Sa limite supérieure coïncide avec l'isotherme 1 000 °C. Un réflecteur sismique marquant le toit de ce réservoir a été détecté systématiquement le long de 70 % de l'axe de la dorsale du Pacifique. Il correspond à la présence d'une lentille de magma pur au sommet de la bouillie cristalline, allongée sous l'axe, de 10 à 100 m d'épaisseur et de 1 km de large au maximum. Un autre niveau de magma pur se trouverait au niveau du Moho, sous l'axe. On ne doit donc plus regarder les réservoirs magmatiques comme des chambres immenses remplies de liquide bouillonnant ! Pour la première fois en 2006, on a pu observer un réflecteur sismique au-dessus d'un réservoir magmatique à l'axe de la dorsale atlantique (site Lucky Strike). L'épaisseur de la lithosphère à l'axe des dorsales rapides est très faible, de l'ordre de 1 à 2 km, correspondant aux roches qui se trouvent au-dessus du réservoir magmatique. Cette épaisseur est 10 fois inférieure à celle des dorsales lentes.

Chapitre III

L'équilibre isostatique et les mouvements verticaux de la lithosphère

3.1 LE PRINCIPE D'ISOSTASIE ET L'ÉQUILIBRE ISOSTATIQUE LOCAL

Un fait très surprenant quand on y réfléchit, et cependant admis comme une évidence, est que la pesanteur est à peu de choses près la même quel que soit l'endroit où on la mesure à la surface du globe. Il existe bien des « anomalies » de la gravité associées à des reliefs, des creux, ou des hétérogénéités crustales, c'est-à-dire à des petits excès ou défauts locaux de masse ; mais elles ne s'écartent pas plus de 1/5 000 de la valeur moyenne de la pesanteur. En première approximation, elles peuvent être négligées, du moins dans les trois premiers paragraphes de ce chapitre.

À la surface du globe, l'attraction exercée par un volume élémentaire de la matière terrestre dépend de sa masse et de sa distance (son enfouissement). L'explication la plus simple pour rendre compte d'un champ de gravité constant à la surface du globe est donc d'admettre pour la Terre une structure en couches concentriques : si les masses rocheuses sont réparties au sein de la planète d'une manière qui ne dépend que de la profondeur, alors l'attraction qu'elles exerceront sur un corps situé à la surface sera

partout la même. Cela implique que la pression imposée en un point situé à l'intérieur de la Terre par la surcharge des terrains sus-jacents soit constante à profondeur constante.

En fait, ce modèle très simple de répartition des pressions et des masses s'applique à la partie interne de la Terre, là où la faible résistance des terrains aux contraintes permet aux pressions de s'égaliser à profondeur égale, mais pas à l'ensemble constitué par la lithosphère et l'hydrosphère. À quelques kilomètres sous la surface du globe, la pression en effet n'est pas nécessairement la même à profondeur égale. Si l'on se place par exemple à 10 km sous un continent d'altitude zéro (point A de la fig. 3.1), la pression est de 2,8 kbar (densité de la croûte continentale : 2,8) ; à la même profondeur mais en plein océan (point B de la fig. 3.1), dans un endroit où la tranche d'eau est de 5 km, elle n'est plus que de 1,95 kbar (effets de la charge cumulée de 5 km d'eau et de 5 km de croûte océanique de densité 2,9). Entre ces deux points, pourtant situés à la même profondeur sur la surface S_1 de la figure 3.1, la rigidité de la lithosphère interdit tout mouvement pour que les pressions s'égalisent.

Et pourtant, répétons-le, la gravité est quasiment la même partout, à la surface des continents comme des océans, y compris au-dessus des points A et B de l'exemple précédent. Il faut donc que les différences dans la répartition superficielle des masses soient compensées d'une manière ou d'une autre : après un certain temps permettant le retour à l'équilibre, cela implique qu'un déficit en surface soit comblé en profondeur, et que, inversement, un excès superficiel soit corrigé par un déficit en profondeur. C'est le principe de l'*isostasie*, selon lequel il existe dans ou sous la lithosphère une *surface de compensation* où les pressions s'égalisent. En première approximation, cette surface est parallèle à celle du globe, et au-dessus d'elle, le poids cumulé de la colonne rocheuse et de la colonne d'eau est le même, à section égale, en tous les points de la planète. Naturellement ce principe d'isostasie n'est pas respecté partout, et les petits écarts observés localement par rapport à la loi théorique sont d'un très grand intérêt pour l'étude détaillée de la lithosphère (chap. III, § 3.4 et chap. V, § 5.1).

Où placer cette « surface de compensation » S (qui, sur une coupe, devient un « niveau de compensation ») ? En toute rigueur, dans l'asthénosphère. C'est à ce niveau en effet que les pressions deviennent pratiquement « hydrostatiques » (c'est-à-dire isotropes), grâce à l'absence de rigidité du milieu, et qu'elles ne dépendent donc plus que de la profondeur. Mais dans de nombreux cas on peut aussi simplifier le problème en plaçant le niveau de compensation dans le manteau lithosphérique. Cela

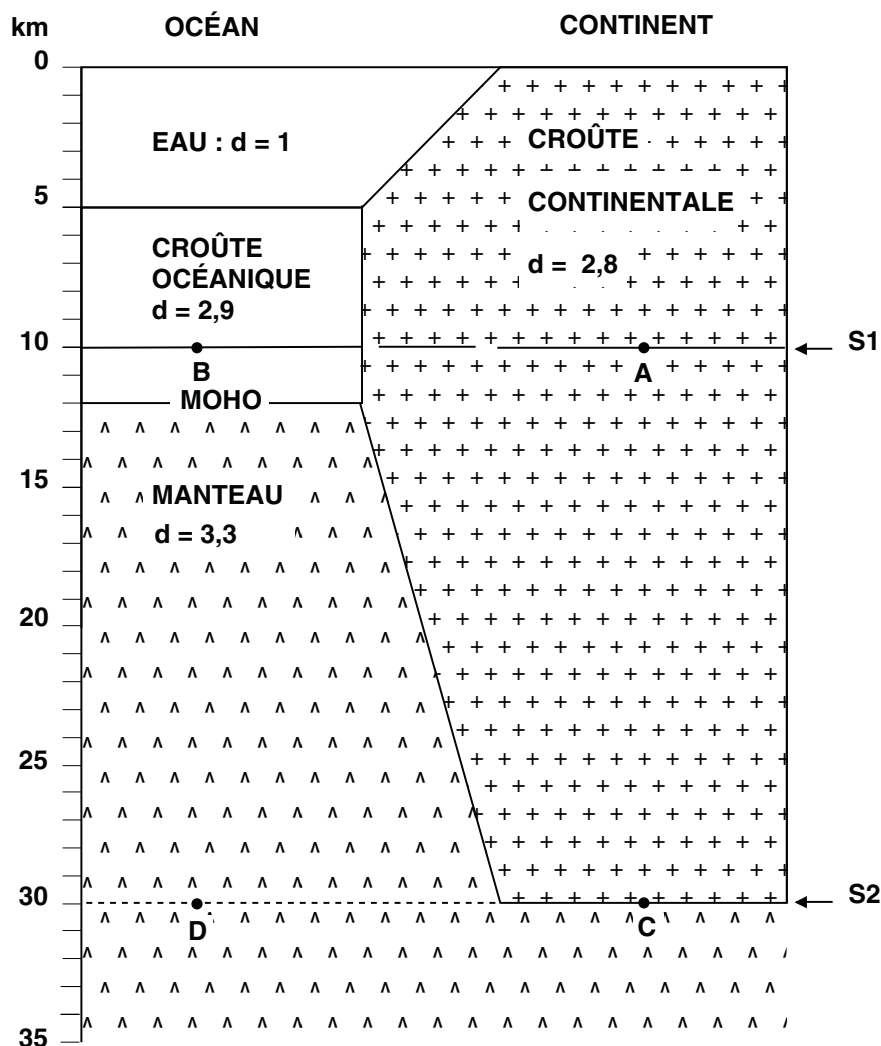


Figure 3.1 Comparaison des pressions imposées par les terrains situés au-dessus du point A (dans la croûte continentale) et du point B (dans la croûte océanique), tous deux situés à 10 km de profondeur sur la surface S_1 , et au-dessous des points C et D situés sur la surface S_2 à 30 km de profondeur dans le manteau lithosphérique (explications dans le texte).

est possible si la base de la lithosphère est horizontale, c'est-à-dire si l'épaisseur lithosphérique est constante à l'échelle régionale : en ce cas, remonter la surface de compensation horizontale depuis le toit de l'asthénosphère S jusqu'à la base de la croûte la plus épaisse (la surface S_2 des fig. 3.1 et 3.2) revient à diminuer partout la pression d'une même valeur, le milieu étant homogène entre S et S_2 . La nouvelle surface S_2 répond alors à la définition d'une surface de compensation, puisqu'à son niveau les pressions sont égales, tandis que, plus près de la surface, des inégalités apparaissent selon les lieux.

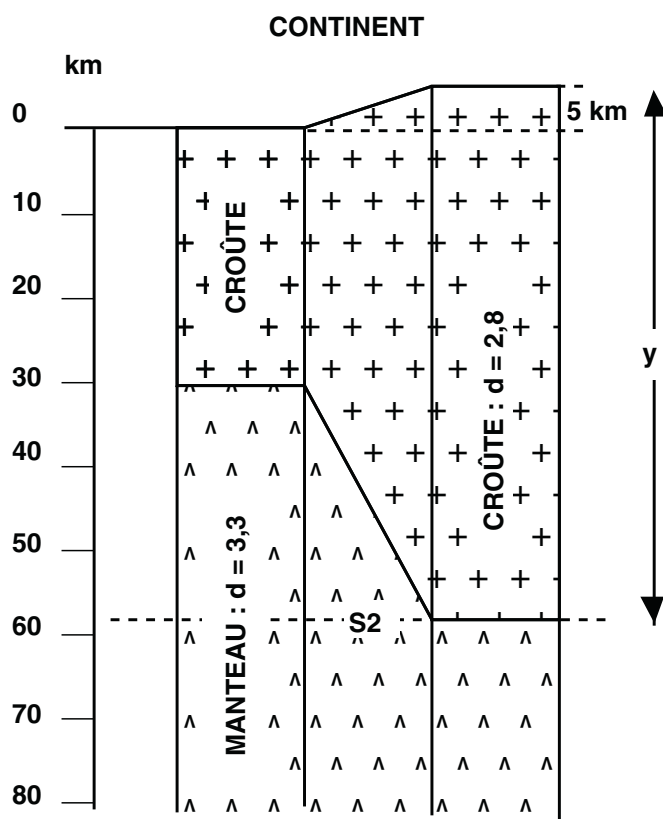


Figure 3.2 Épaisseur de la croûte continentale sous une chaîne de montagne haute de 5 km.

$y = 63$ km. S_2 = surface de compensation isostatique située dans le manteau lithosphérique.

Le poids de colonnes rocheuses de mêmes sections situées au-dessus des points C et D de la fig. 3.1 doit donc être le même. Sachant que l'altitude d'une croûte continentale ($d = 2,8$) d'épaisseur 30 km est nulle et que la densité des roches du manteau est 3,3, on peut facilement calculer l'épaisseur x de la tranche d'eau dans un océan dont la croûte ($d = 2,9$) est épaisse de 7 km : le poids par unité de surface des colonnes d'eau, de croûte océanique et de manteau situées au-dessus du point D est égal au poids par unité de surface de la colonne de croûte continentale située au-dessus du point C, soit :

$$(x \times 1) + (7 \times 2,9) + [(30 - 7 - x) \times 3,3] = 30 \times 2,8$$

ce qui donne $x = 5,3$ km.

De la même manière, il est possible de calculer l'épaisseur y d'une croûte continentale formant un relief de 5 km (fig. 3.2) :

$$y \times 2,8 = (30 \times 2,8) + [(y - 30 - 5) \times 3,3]$$

ce qui donne $y = 63$ km.

Les lois de l'isostasie sont donc une simple application du principe d'Archimède : la croûte (chargée, éventuellement, de la couche d'eau océanique qui la recouvre) « flotte » sur le manteau plus dense, la « poussée » du manteau sur les terrains crustaux étant comparable à la poussée de l'eau sur un corps flottant (par exemple un navire ou un iceberg, la poussée vers le haut étant égale au poids du volume de fluide déplacé). Ainsi comprend-on pourquoi il y a des continents et des océans. Pour émerger, une croûte en équilibre isostatique doit être épaisse d'au moins 30 km. Au contraire, la croûte océanique est mince (7 km) ; le Moho et les roches denses du manteau sont alors rapprochés de la surface, ce qui implique une compensation isostatique superficielle par la tranche d'eau océanique légère.

La courbe de répartition bimodale des altitudes et des profondeurs à la surface de la Terre (fig. 3.3) est une conséquence de cette dualité dans les processus de fusion partielle des péridotites, aboutissant à la création de deux sortes de croûte bien différentes par leurs épaisseurs et leurs natures. L'eau allant vers les creux topographiques, il n'y a d'océan que là où la croûte est mince.

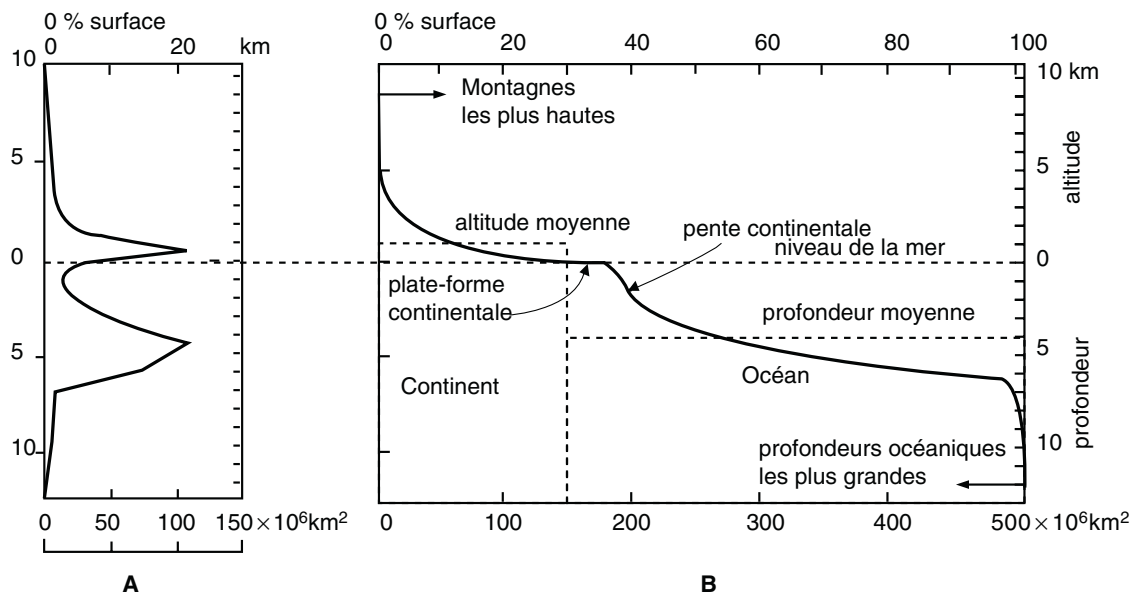


Figure 3.3 Répartition des altitudes et des profondeurs à la surface de l'écorce terrestre.

A : courbe de fréquence ; B : courbe cumulative ; échelle verticale en kilomètres.

3.2 LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE PROVOQUÉS PAR LES VARIATIONS DE L'ÉPAISSEUR CRUSTALE

La surface de la lithosphère n'est pas plane : elle comporte des bosses (des reliefs montagneux, des hauts plateaux) et des creux (des bassins remplis d'eau et de sédiment). D'après ce qui précède, l'isostasie permet de connaître la cause de ces irrégularités. Par rapport à un continent d'altitude zéro, où la croûte est épaisse de 30 km, les régions montagneuses sont des lieux où la croûte est épaissie (on parle en ce cas de « racine crustale »

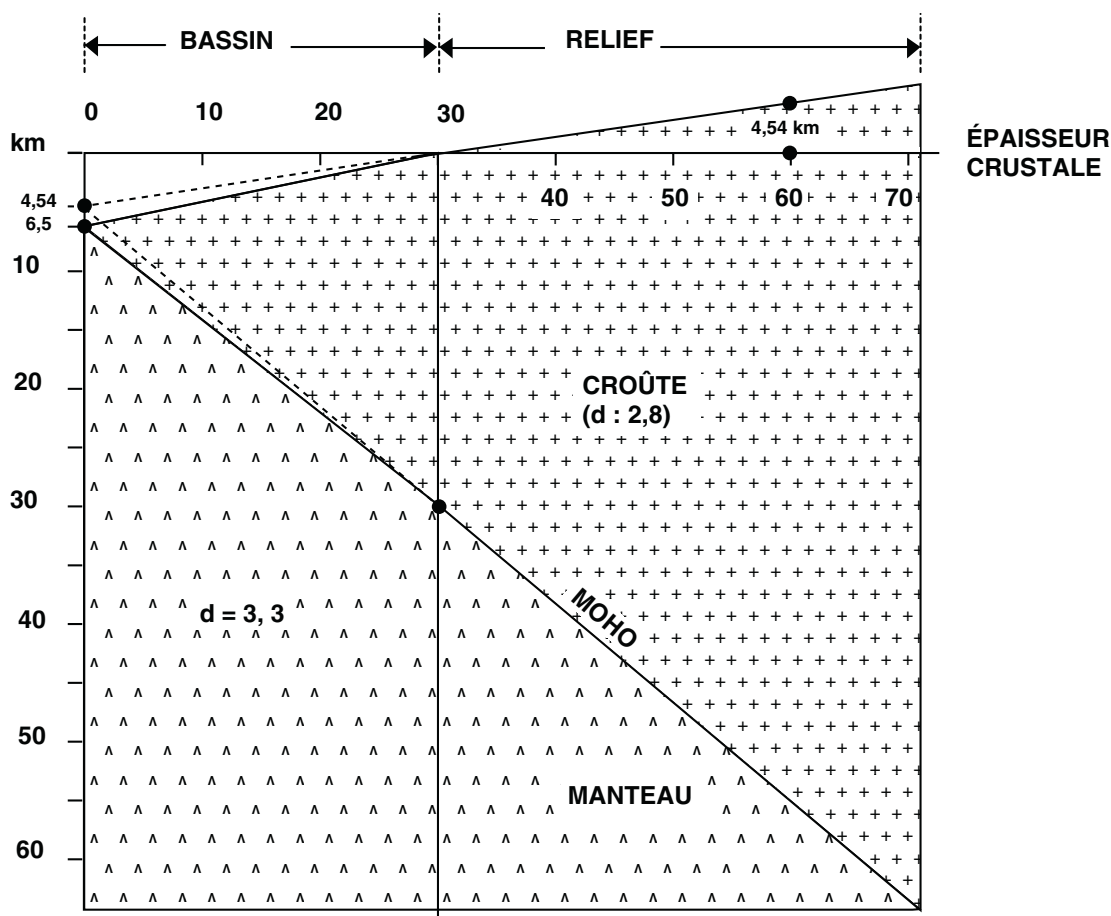


Figure 3.4 Altitude (relief) et profondeur (bassin) théoriques du toit de la lithosphère en fonction de l'épaisseur crustale.

4,54 km serait le niveau du fond de l'océan si celui-ci ne contenait pas d'eau, et si son substratum était fait de péridotite non serpentinisée ($d = 3,3$). 6,5 km serait la profondeur d'un océan rempli d'eau et constitué des mêmes roches. Rappelons toutefois que l'eau de mer réagit avec la péridotite pour donner de la serpentine moins dense jusqu'à 7 km environ sous le fond marin.

pour désigner l'épaississement de la croûte sous la chaîne de montagnes), et les bassins correspondent à des zones de croûte amincie (fig. 3.4). Comprendre la naissance et l'évolution des bassins et des montagnes revient donc à étudier les mécanismes de l'amincissement et de l'épaississement de la croûte.

a) Première question : *comment épaissir la croûte et créer ainsi un relief?* Au moins trois mécanismes différents, qui peuvent agir seuls ou ajouter leurs effets, contribuent à ce résultat :

- Le raccourcissement horizontal (fig. 3.5 A). En ce cas, l'application à la croûte de contraintes horizontales provoque son raccourcissement et son épaississement par plissement. Ce cas toutefois est théorique, les chaînes de montagnes naissant le plus souvent par superpositions crustales.
- La superposition de croûtes auparavant juxtaposées (fig. 3.5 B). L'épaississement résulte alors de chevauchement d'un fragment lithosphérique sur un autre. C'est ce qui se produit en cas de subduction (fig. 1.4). À la frontière des plaques, la bordure de la plaque chevauchante, le plus souvent faite de croûte continentale, se superpose à la croûte océanique de la plaque plongeante. Mais si de la croûte continentale appartenant à la plaque plongeante parvient dans la zone de subduction, alors ce sont deux croûtes continentales épaisses qui sont superposées (c'est la collision continentale; cf. chap. V, § 5.3).

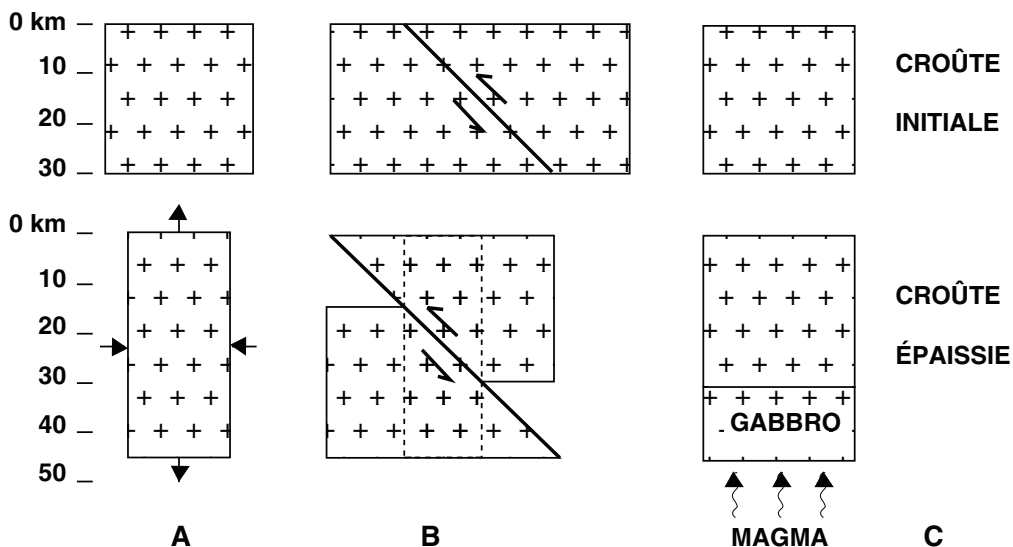


Figure 3.5 Les trois mécanismes principaux de l'épaississement crustal : raccourcissement horizontal (A), chevauchement de deux fragments crustaux (B) et cristallisation de magma à la base de la croûte (sous-placage magmatique, C).

Les mécanismes B et C ont contribué à l'élévation de la Cordillère des Andes (cf. chap. V).

– L'addition de nouvelles roches crustales à la base de la croûte. Les magmas produits par la fusion partielle des péridotites (en conditions anhydre ou hydratée) ont tendance à monter facilement à travers le manteau plus dense qu'eux, puis à stagner à la base de la croûte, où ils cristallisent sous forme de gabbro, dans des conditions de température et de pression élevées. C'est le « sous-placage magmatique » déjà évoqué (fig. 3.5 C). Par leur nature et leurs propriétés physiques, les roches formées de cette façon appartiennent à la croûte, qui s'épaissit ainsi progressivement par la base. Remarquons toutefois qu'une autre partie du magma s'injecte dans la croûte et peut parvenir en surface en donnant naissance aux volcans, qui eux aussi contribuent à son épaissement.

Les principaux processus d'épaississement crustal (plissement, chevauchement, magmatisme dû à la fusion partielle des péridotites), on le voit, sont particulièrement actifs aux frontières de plaques convergentes. Les reliefs correspondant vont donc suivre ces frontières en formant des chaînes de montagnes allongées comme elles : par exemple, la Cordillère des Andes s'étend parallèlement à la zone de subduction de l'océan Pacifique sous l'Amérique du Sud (chap. V, § 5.2), tandis que la chaîne himalayenne coïncide avec la zone de collision entre l'Inde et l'Eurasie.

Quelle que soit la cause de leur formation, les reliefs aussitôt formés sont la proie de l'érosion qui les détruit au rythme de quelques centimètres ou quelques millimètres par siècle. La croûte s'amincit ainsi par ablation superficielle. Mais attention : l'érosion d'une tranche de terrain épaisse de 1 km, par exemple, n'abaisse pas d'autant le relief. Toujours d'après le principe d'isostasie, cette tranche de terrain de densité 2,8 est nécessairement remplacée en profondeur par une tranche de terrain mantellique ($d = 3,3$) de masse équivalente, c'est-à-dire d'épaisseur $2,8/3,3 = 0,85$ km. Une grande partie du relief détruit est donc reconstituée par un soulèvement régional (l'altitude, dans l'exemple précédent, n'a diminué que de 150 m) et par la migration du Moho vers le haut, un peu comme un navire dont la ligne de flottaison s'élève à mesure qu'on le décharge. En fait, l'altitude zéro n'est atteinte que lorsque la croûte continentale a retrouvé son épaisseur de 30 km. Si par conséquent la croûte a été épaissie de 20 km, l'érosion superficielle et les autres mécanismes de l'amincissement crustal (l'effondrement sur elle-même de la chaîne ; cf. chap. V § 5.4) doivent provoquer la destruction d'une épaisseur crustale de 20 km avant que disparaissent les reliefs. Or cette destruction concerne la croûte supérieure, la seule qui soit soumise à l'érosion superficielle et aux effondrements gravitaires. Ainsi peut-on comprendre pourquoi les anciennes

chaînes de montagne, contrairement aux plus récentes, exposent à la curiosité des géologues des terrains formés ou transformés en profondeur, à la base de la croûte supérieure ou même dans la croûte inférieure : il s'agit d'un effet lointain de l'ablation superficielle des reliefs montagneux et des réajustements isostatiques qui en résultent.

b) Seconde question : *comment se produit l'amincissement crustal responsable de la naissance des bassins?* Le moyen le plus simple consiste à étirer horizontalement la croûte par aplatissement (fig. 3.6 A). Un autre procédé implique une déformation concentrée dans une zone de cisaillement traversant la croûte tout entière, nommée « faille de détachement » par les géologues anglo-saxons (fig. 3.6 B). En ce cas l'extension provoque le glissement du compartiment crustal « supérieur » sur le compartiment « inférieur ». Et comme chaque compartiment a la forme d'un dièdre (un coin sur la coupe schématique de la fig. 3.6 B1), le résultat est un amincissement

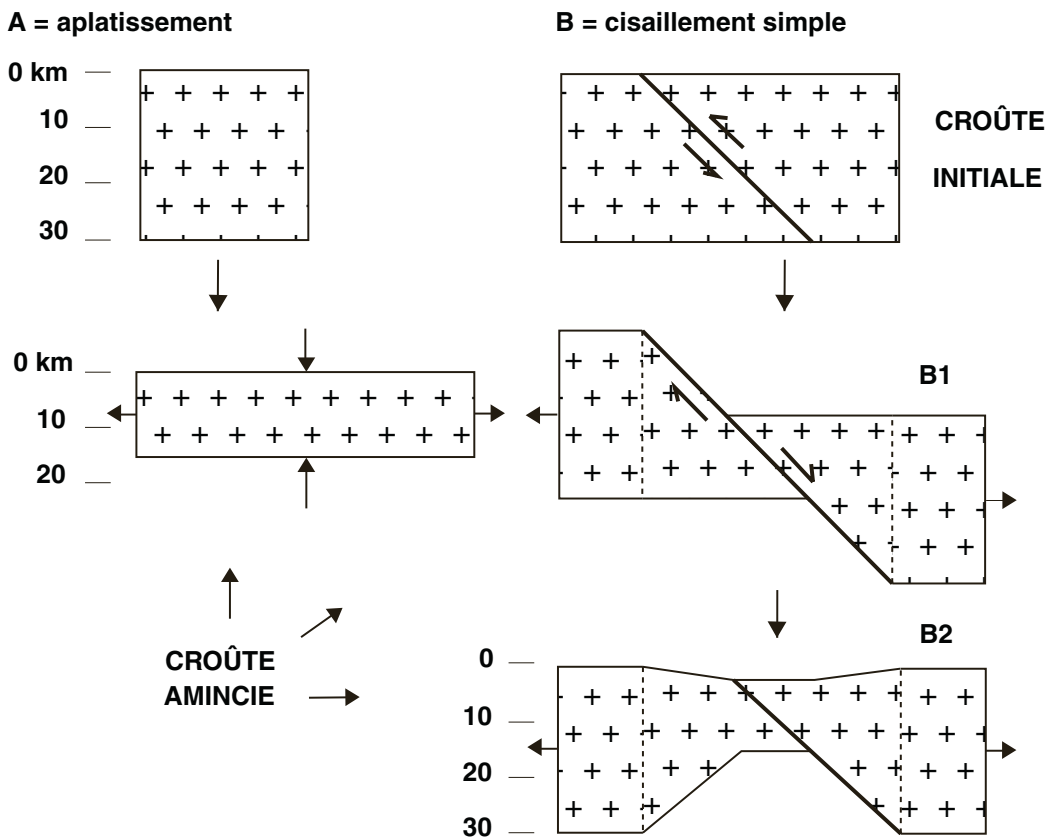


Figure 3.6 Les deux mécanismes principaux de l'amincissement crustal : aplatissement (A) et cisaillement le long de « failles de détachement » (B), celui-ci avant (B1) ou après (B2) le réajustement isostatique.

La situation B1 est théorique, le glissement d'un compartiment crustal sur l'autre sous l'effet de l'étirement horizontal s'accompagnant naturellement d'un réajustement isostatique (B2).

local de la croûte continentale (fig. 3.6 B2, dessinée après réajustement isostatique). En réalité, le processus d'amincissement est plus complexe dans la nature : plusieurs zones de cisaillement affectent les niveaux ductiles de la croûte continentale et du manteau lithosphérique (chap. IV, § 4.3). Mais le résultat est aussi une diminution de l'épaisseur crustale.

De toute manière, l'amincissement crustal entraîne à la fois une remontée du Moho et la naissance d'une dépression (fig. 3.7 A). Aussitôt formée, cette dépression se remplit d'eau (fig. 3.7 B), puis de sédiments (fig. 3.7 C), et se creuse davantage sous l'effet de la surcharge qui lui est imposée. Le bassin résultant de l'amincissement d'une croûte continentale soumise à extension horizontale est nommé *rift continental*. Le mouvement

vers le bas du fond du bassin est nommé *subsidence*. Et comme l'amincissement crustal est le processus à l'origine du bassin, on parle en ce cas de subsidence *initiale*.

Si maintenant les contraintes horizontales en extension qui ont causé l'amincissement crustal et l'ouverture du bassin s'inversent, alors la croûte amincie va s'épaissir à nouveau, le contenu sédimentaire du bassin sera soulevé, puis expulsé, et une chaîne de montagnes prendra la place du bassin : c'est le phénomène de *l'inversion tectonique* (chap. V, § 5.3). Ainsi change la face de la Terre, d'ère géologique en ère géologique, au gré des mouvements des plaques. Toutefois, répétons-le, ces changements sont très lents à l'échelle de la vie d'un homme : soulèvements ou affaissements s'opèrent à des vitesses qui dépassent rarement la fraction de millimètre ou de centimètre par an. Mais cumulés à l'échelle des temps géologiques, ils finissent par atteindre des ampleurs de plusieurs kilomètres ou même dizaines de kilomètres (1 mm par an équivaut à 1 km par Ma).

3.3 LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE PROVOQUÉS PAR SON ÉTAT THERMIQUE ET SON ÉPAISSEUR

Un autre processus générateur de reliefs ou de bassins à la surface du globe a été négligé jusqu'ici : il s'agit des réactions isostatiques aux variations de densité et d'épaisseur de la lithosphère imposées par des changements de température. L'étude précise de ces phénomènes exige de placer la surface de compensation isostatique non plus dans le manteau lithosphérique comme cela a été fait dans les paragraphes précédents, mais dans l'asthénosphère.

Prenons une nouvelle fois le cas d'une lithosphère normale, épaisse de 120 km, et comprenant une croûte continentale d'altitude zéro et épaisse de 30 km. Supposons un échauffement régional (éventuellement associé à du volcanisme) provoquant une diminution de la densité des terrains lithosphériques (et donc une augmentation de leur volume) de 1 %. Cela paraît bien peu, et pourtant, la surface de la lithosphère se soulèvera de $0,01 \times 120$ km, soit 1 200 m, sans que la pression change à 120 km de profondeur. Des reliefs comme les Vosges ou le Massif Central français ont en partie pour origine cette légère augmentation de la température lithosphérique, qui se manifeste en surface par un flux thermique un peu plus élevé que la normale.

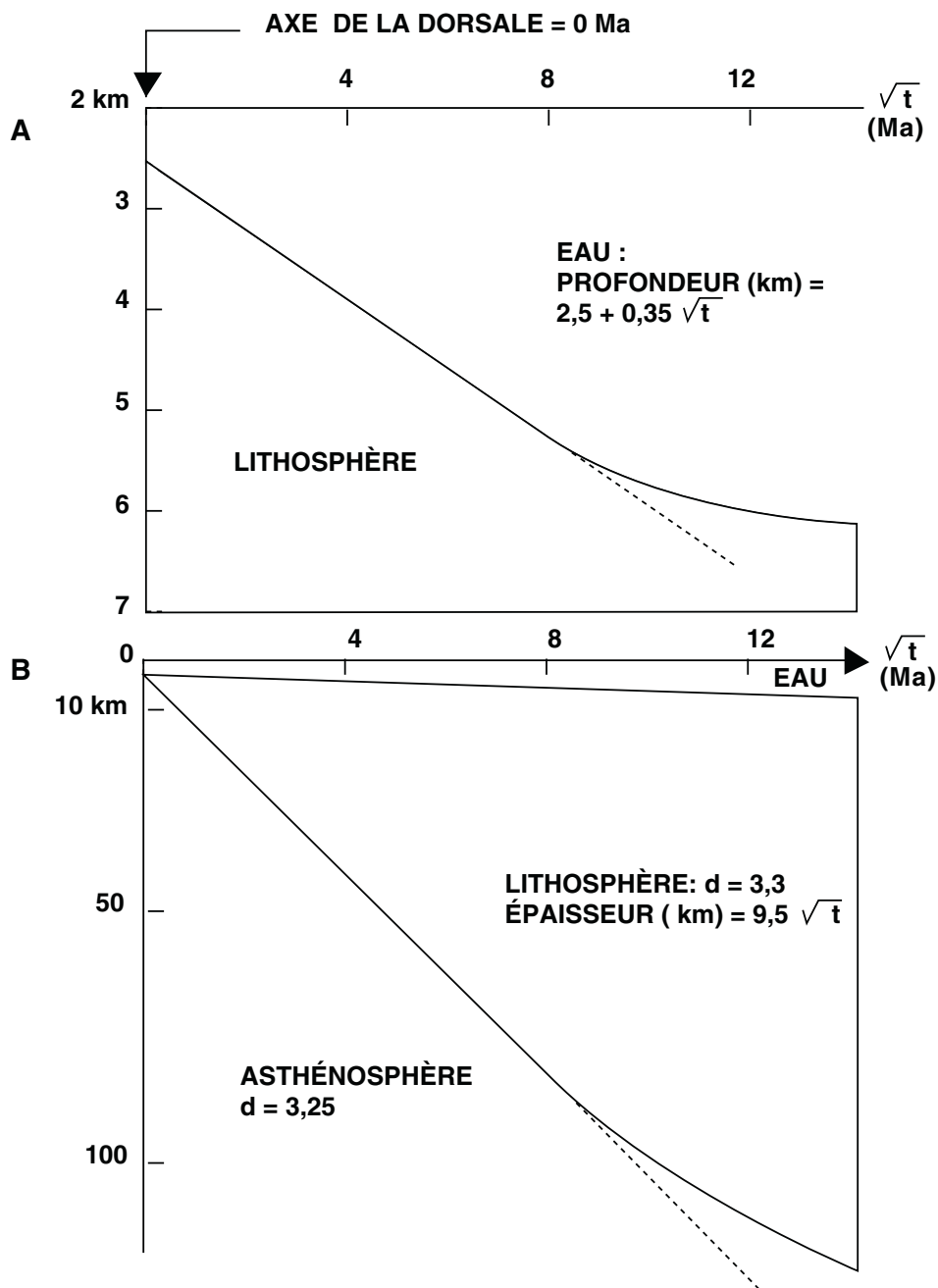


Figure 3.8 La profondeur d'eau (A) et l'épaisseur de la lithosphère océanique (B) selon l'âge de cette lithosphère (Ma = Millions d'années). Après 70 Ma, la courbe naturelle s'écarte de la courbe théorique (en pointillés).

Inversement, le refroidissement de la lithosphère provoque un accroissement de la densité lithosphérique et par conséquent, un abaissement de la surface lithosphérique (on dit : une subsidence *thermique*). L'exemple le plus spectaculaire de subsidence thermique est offert par la dorsale océanique elle-même (fig. 3.8 A; fiches 2.1 à 2.3). Près de l'axe de cette

dorsale, le toit de la lithosphère est à 2 500 m de profondeur. Après 80 millions d'années, il est à près de 5 500 m. Plus précisément, la profondeur d'eau dépend de l'âge t de la lithosphère exprimé en millions d'années selon la relation : $P \text{ (km)} = 2,5 + 0,35 \sqrt{t}$. La forme même de la dorsale est donc une conséquence de cette subsidence. Quant à l'épaisseur E de la lithosphère, elle s'accroît selon une loi comparable : $E \text{ (km)} = 9,5 \sqrt{t}$ (fig. 3.8 B).

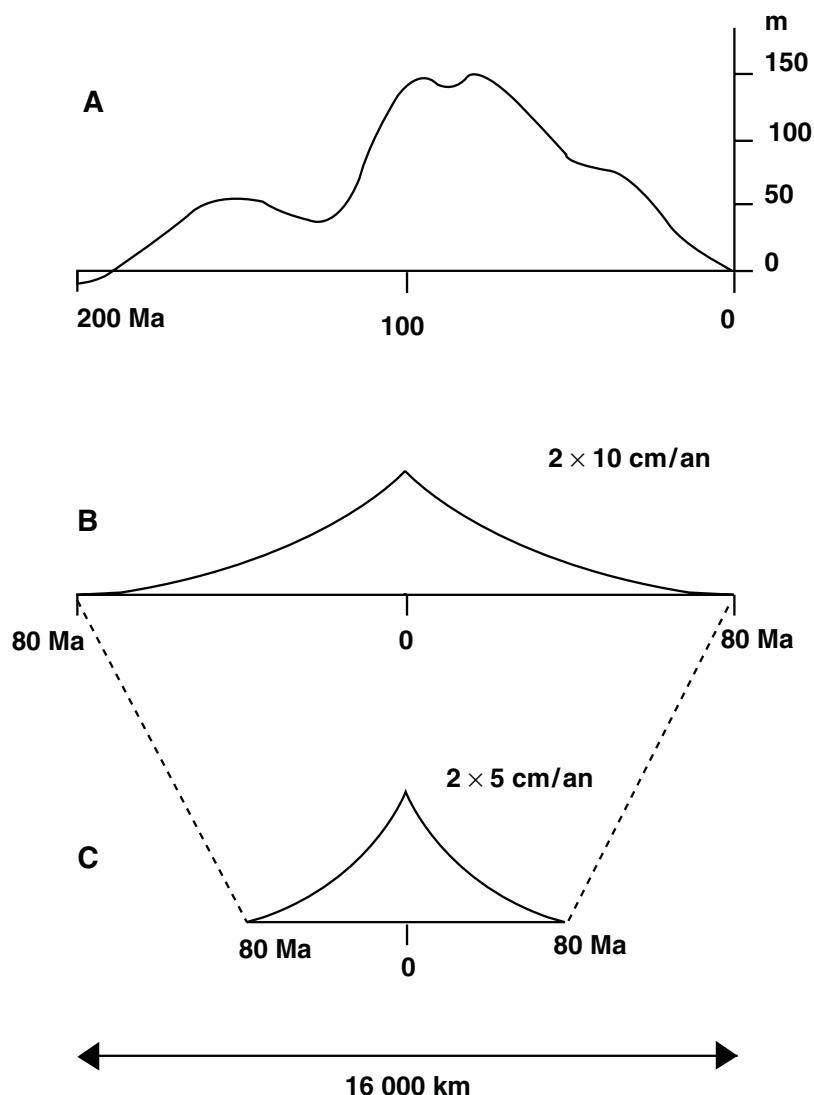


Figure 3.9 Comparaison du volume (en coupe, comparaison de la surface) d'une dorsale « rapide » (B) et d'une dorsale « lente » (C)

L'accélération de l'expansion océanique provoque une augmentation du volume de la dorsale, la remontée du niveau moyen des mers, et le « débordement » de l'océan sur le continent. C'est ce qui s'est produit au Crétacé, il y a 100-80 millions d'années (A : courbe de variation du niveau absolu des mers au cours des 200 derniers millions d'années).

Une conséquence inattendue de ce phénomène est la variation absolue du niveau des mers au cours de l'histoire géologique. La subsidence thermique de la lithosphère, avons-nous vu, ne dépend que de son âge. Cela revient à dire que la largeur et donc le volume d'une dorsale océanique seront d'autant plus grands que l'expansion de l'océan sera plus rapide (fig. 3.9 B et C). Si donc, la « machine Terre » s'emballé à un moment de

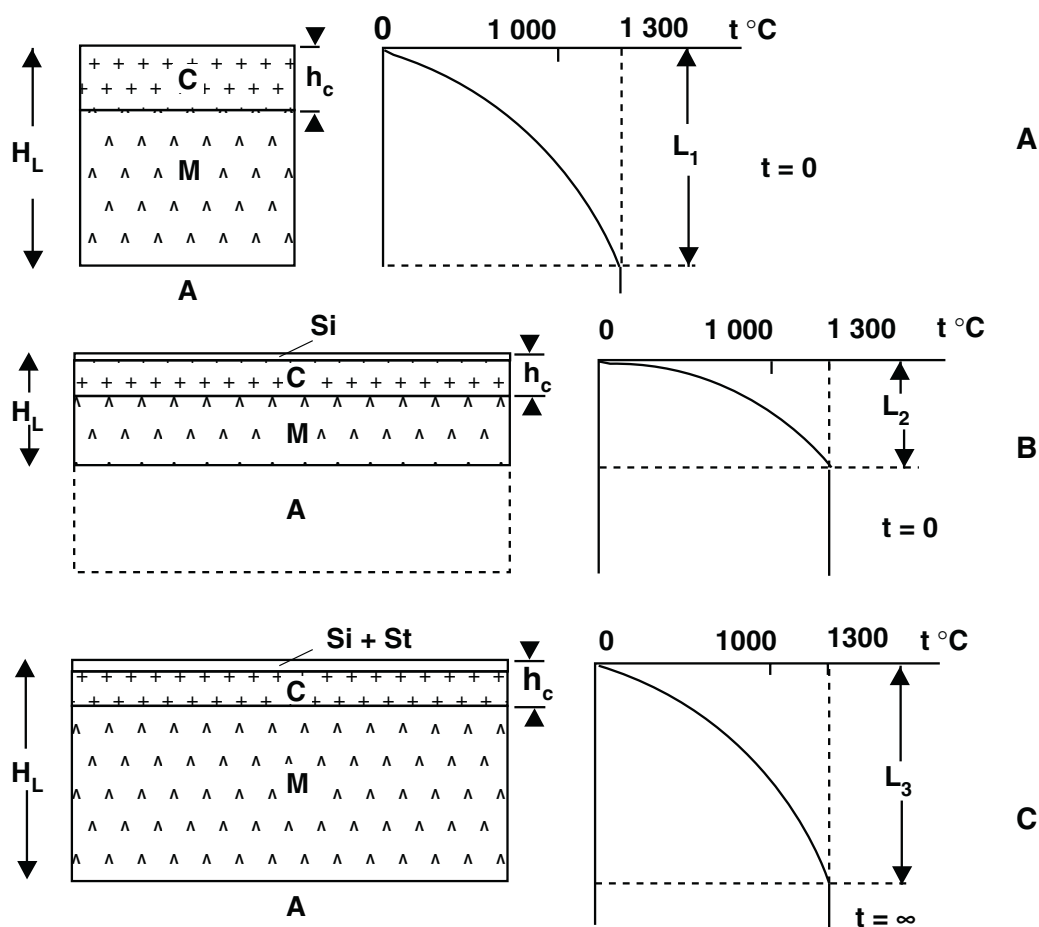


Figure 3.10 Évolution d'une lithosphère continentale d'épaisseur normale (A) soumise à amincissement (B) avant de revenir à l'équilibre thermique (C).

La subsidence initiale S_i est une réaction isostatique à l'amincissement crustal du stade B, tandis que la subsidence thermique S_t est une réaction isostatique à l'augmentation de densité de la lithosphère qui s'est refroidie et épaissie (stade C). H_L : épaisseur de la lithosphère (L_1 , L_2 , L_3 : épaisseurs aux stades A, B, C); C = croûte continentale (h_c : épaisseur de cette croûte); M : manteau lithosphérique; A : asthénosphère. Les trois schémas de droite montrent l'évolution de la température dans l'asthénosphère et dans la lithosphère en fonction de la profondeur. Modified from D. MCKENZIE, 1978. Some Remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planet. Sc. Letters*, 40, 25-32, with kind permission from Elsevier Science. NL, Sara Burgerhartstraat 25, 1055 KV Amsterdam, the Netherlands.

son histoire, c'est-à-dire si la divergence des plaques s'accélère, alors le volume des dorsales va s'accroître, la profondeur moyenne de l'océan va diminuer, et celui-ci va déborder sur les continents. C'est ce qui s'est produit au Crétacé, entre 100 et 80 millions d'années, quand la mer de la Craie, profonde de 200 m, recouvrait le bassin de Paris (fig. 3.9 A). Les variations absolues du niveau marin sont ainsi soumises non seulement aux actions climatiques (la rétention d'eau dans les calottes glaciaires), mais aussi à la tectonique des plaques et aux effets de la subsidence thermique du fond des océans.

Naturellement, les mouvements verticaux de la lithosphère provoqués par les changements de sa température s'ajoutent ou se retranchent aux soulèvements et aux subsidences dues aux variations de l'épaisseur crustale (fig. 3.10) et à ceux provoqués par la réaction élastique de la lithosphère (§ 3.4). Mais dans les deux cas, c'est toujours l'isostasie qui agit : épaissir la croûte légère revient à diminuer la densité moyenne de la lithosphère, et à provoquer son soulèvement tout comme le ferait une augmentation de la température. Inversement, la subsidence est provoquée par un accroissement de la densité lithosphérique moyenne, qu'elle soit due à un refroidissement ou à un amincissement de la croûte.

3.4 LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHÈRE PROVOQUÉS PAR SON ÉLASTICITÉ (fiches 1.1, 1.2 et 1.5)

Dans tout ce qui précède, on a supposé que chaque colonne verticale élémentaire de la lithosphère s'équilibrait indépendamment des colonnes voisines, comme s'il n'y avait entre elles aucun couplage. C'est l'hypothèse simplificatrice de l'équilibre isostatique local, qui continuera d'être admise dans la suite de ce livre comme elle l'a été dans les paragraphes précédents. Mais il faut bien garder à l'esprit qu'il s'agit seulement d'une première approche de la réalité géologique.

La figure 1.1 illustre une situation plus réaliste : la présence d'une lithosphère superficielle élastique interdit en fait l'équilibre isostatique local, sauf si cette lithosphère est brisée en « colonnes » indépendantes par de nombreuses failles verticales. Ce cas est rare, et si l'on souhaite rendre compte avec quelque précision du phénomène naturel, il faut considérer l'équilibre isostatique non plus localement mais régionalement, c'est-à-dire sur des distances dépassant la centaine de kilomètres. Sans la surcharge du volcan A (fig. 1.1), la lithosphère élastique formerait

une couche horizontale limitée par les deux lignes en tiretés de la figure. À cause de la surcharge A et de la réaction élastique de la lithosphère, de l'eau a été remplacée par de la lithosphère plus dense aux points A et C. À ces endroits (A et C), on mesure en effet une légère anomalie gravimétrique positive correspondant à un excès local de masse. Aux points B au contraire, de la lithosphère a été remplacée par de l'eau, ce qui équivaut à un déficit de masse et donne une faible anomalie gravimétrique locale négative. À cause de l'élasticité de la lithosphère superficielle, l'équilibre isostatique local n'est donc pas respecté. En revanche, l'équilibre est rétabli à l'échelle régionale grâce au fluage en profondeur de l'asthénosphère et de la lithosphère ductile.

En fait, c'est ce phénomène qui sert à évaluer l'épaisseur de la lithosphère élastique (chap. I, § 1.2) : la mesure des anomalies gravimétriques et l'analyse de leur répartition régionale permettent en effet de déterminer la longueur d'onde et l'amplitude de la déformation lithosphérique (bombement et abaissement), qui dépendent elles-mêmes de l'épaisseur de la lithosphère élastique. Deux exemples de ce type de déformations se rencontreront dans la suite de cet ouvrage, dans les déchirures continentales (le rift ; cf. chap. IV, § 4.1) et les zones de subduction (chap. V, § 5.1).

Il reste que les mouvements verticaux de la lithosphère dus à son élasticité sont en général d'ampleur limitée, de l'ordre du millier de mètres, parfois un peu plus, souvent moins. S'ajoutant ou se retranchant à des mouvements verticaux d'autres origines (§ 3.2 et 3.3), ils doivent cependant être considérés comme l'un des moteurs de la naissance des reliefs à la surface de la planète.

Chapitre IV

Les conséquences des mouvements horizontaux de la lithosphère

La divergence

4.1 LA DÉCHIRURE CONTINENTALE (fiches 4.1 à 4.3)

L'écartement de deux plaques peut être compensé de deux manières : ou bien, lorsque ces plaques portent une croûte continentale, par un amincissement de la lithosphère localisé sous un *rift continental* (fig. 4.1 B) ; ou bien, lorsque les plaques divergentes sont en partie de nature océanique, par la création à l'axe des dorsales de nouvelle lithosphère aux dépens de l'asthénosphère (chap. II, § 2.2 ; fig. 4.1 C) (en ce cas, la frontière entre les deux plaques est parfois nommée : rift océanique, bien que de nombreux segments de dorsales soient dépourvus de déchirure axiale). En fait, le stade « rift continental » et le stade « expansion océanique » (respectivement *rifting* et *spreading* en anglais) se succèdent dans le temps (fig. 1.4 et 2.2). Entre les deux intervient un événement majeur : *la rupture continentale*, qui est aussi, le plus souvent, une rupture de la lithosphère tout entière. Alors le rift continental est coupé en deux par l'océan qui s'ouvre. Chacun des demi-rifts s'éloigne peu à peu de son frère jumeau

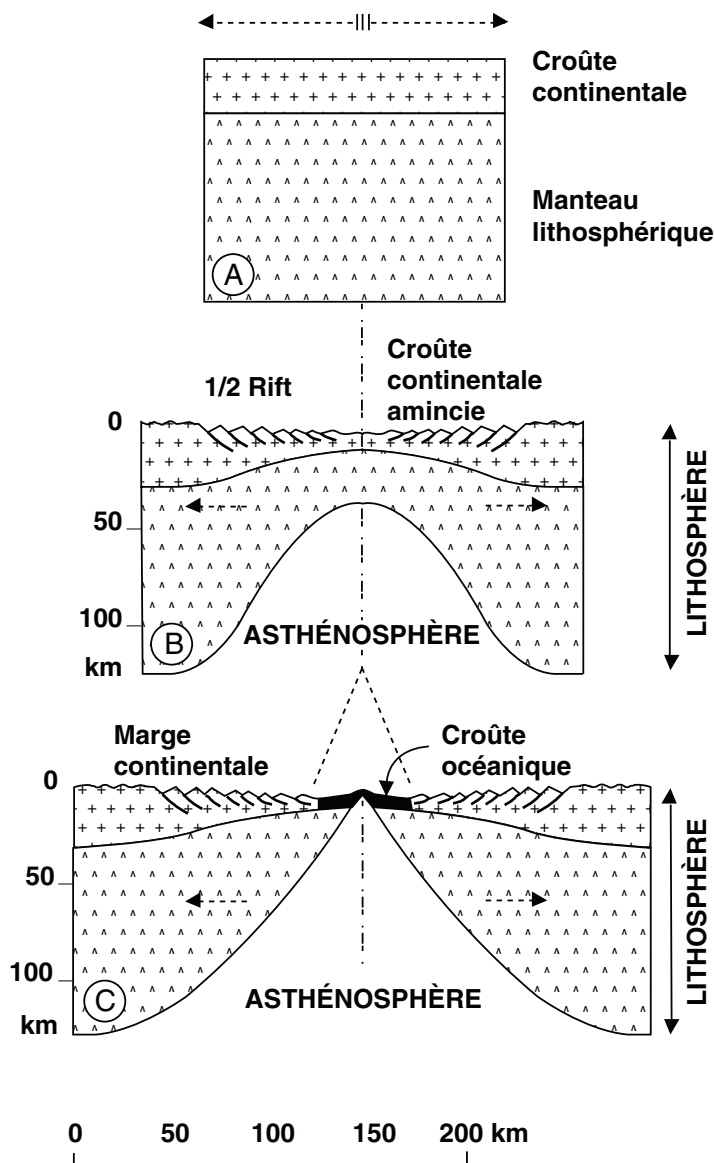


Figure 4.1 Les deux stades de la divergence lithosphérique (modèle de l'amincissement lithosphérique par aplatissement).

A : lithosphère continentale d'épaisseur normale; **B :** rift continental : la divergence lithosphérique est compensée par un étirement et un amincissement de la lithosphère; **C :** expansion océanique : la divergence des plaques est compensée par la création de nouvelle lithosphère.

à mesure que l'océan grandit, et devient alors une *marge continentale passive* (le mot passive exprime l'idée que la marge évolue très lentement après la rupture continentale, pratiquement sans séisme, ne subissant plus qu'une lente subsidence thermique).

Les rifts continentaux forment à la surface du globe des reliefs et des creux allongés sur plusieurs milliers de kilomètres. Les plus célèbres sont

les rifts est-africains, qui se relayent de la mer Rouge au Zambèze. En Europe, il existe un autre système de rifts, sans doute moins spectaculaire mais certainement plus familier, auquel appartient le rift du Rhin (la plaine d'Alsace, les Vosges et la Forêt Noire). Bien que ce rift soit peu évolué par rapport aux rifts africains, il est souvent pris comme exemple.

a) Avant d'analyser le phénomène du *rifting* et de la rupture continentale, il est utile de décrire le *rift*. En surface, celui-ci comprend un fossé d'effondrement, généralement bordé par deux « épaules » où l'on peut distinguer les crêtes et les flancs (fig. 4.2). La largeur du fossé central (en allemand, *Graben*) varie entre 30 et 100 ou 200 km. C'est un lieu d'amin-cissement crustal et de subsidence active (subsidence « initiale » : cf. chap. III, § 3.2), souvent occupé par un bras de mer ou par un lac, parfois entièrement comblé par des sédiments comme en Alsace. De chaque côté, les crêtes (le sommet des épaules) forment des reliefs de 1 500 à 2 000 m d'altitude (les Vosges, la Forêt Noire), et occupent des surfaces comparables à celle du fossé central. Sur le versant situé du côté de l'axe du rift, la pente est raide (10 %) : c'est le bord faillé du fossé, où des blocs crustaux affaissés constituent de gigantesques marches d'escalier, parfois visibles dans le paysage, mais le plus souvent enfouies sous les eaux ou sous les sédiments. Entre la ligne de crête et le tréfonds enfoui du fossé, la dénivellation peut ainsi atteindre 4 à 5 km ou davantage (4 km en Alsace, dont les 2,5 km de remplissage sédimentaire du fossé rhénan). Au contraire la pente est douce (quelques degrés) sur le versant du relief opposé au fossé.

Les blocs crustaux affaissés et enfouis sous le fossé central sont séparés les uns des autres par des failles d'effondrement appelées « failles normales ». Chaque bloc est en général basculé du côté opposé à l'axe du rift (fig. 4.2). Ce mouvement est généralement expliqué par la courbure des failles, dont l'inclinaison (on dit : le pendage) est plus proche de la verticale en surface (60°) qu'en profondeur (50° à 40°), à proximité du niveau ductile de la croûte. Les blocs les plus vastes mesurent une quinzaine de kilomètres de largeur, et jusqu'à une centaine de kilomètres de longueur. Mais il en existe de plus petits. En fait, les grands blocs décakilométriques sont divisés en blocs kilométriques, et quand on observe sur le terrain les roches constituant ces blocs, on peut voir des failles métriques qui dessinent en miniature les grandes fractures façonnant le rift tout entier. C'est donc à toutes les échelles que l'extension horizontale provoquée par la divergence des plaques à ses débuts imprime sa marque.

Ces observations concernent la partie tout à fait superficielle de la lithosphère (la croûte continentale supérieure fragile, entre la surface et

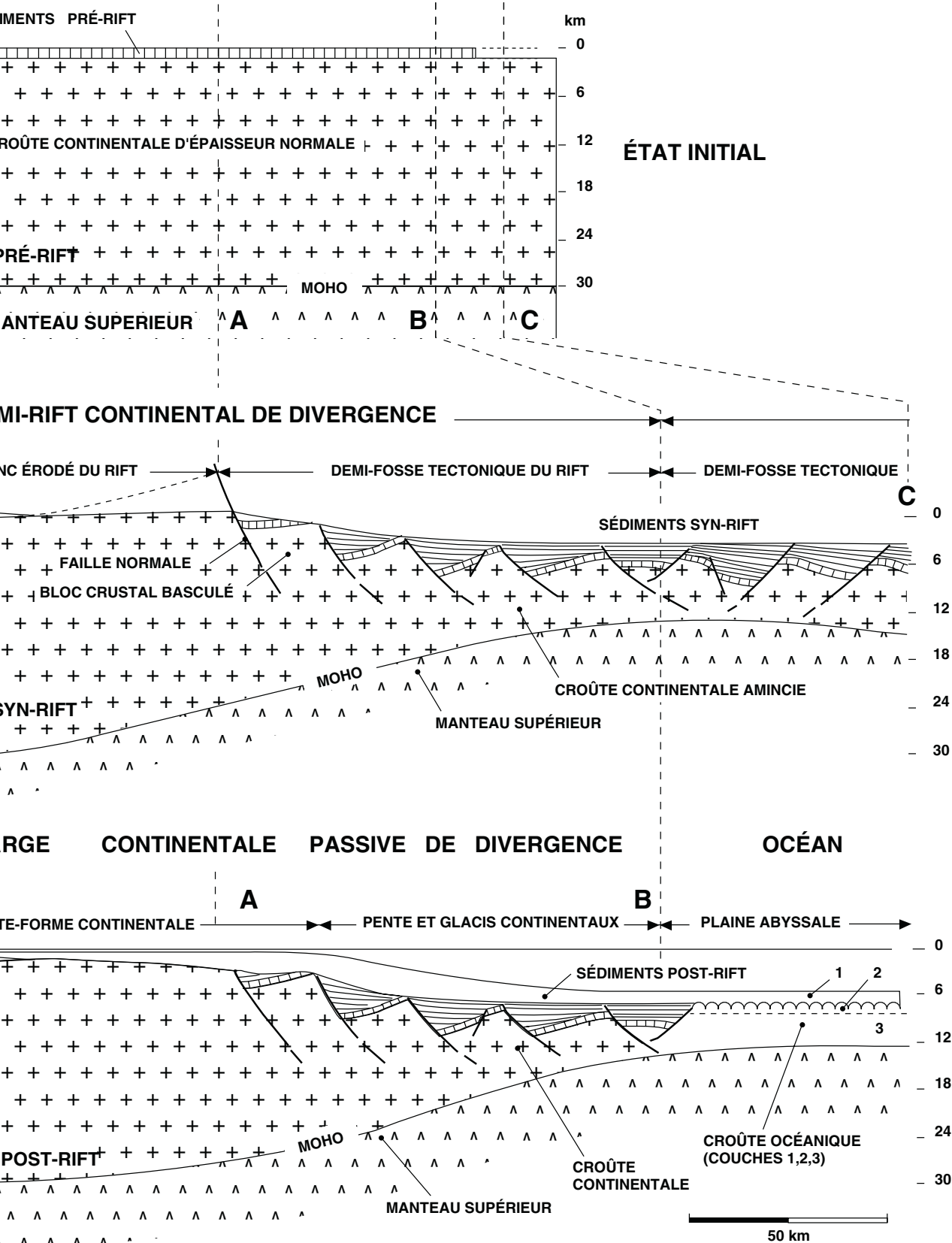


Figure 4.2 Évolution d'un rift continental (modèle de l'amincissement lithosphérique par aplatissement) avant et après la rupture continentale.

Cette figure reprend en la détaillant la figure 3.1, mais en limitant la description à la partie supérieure de la lithosphère.

une quinzaine de kilomètres de profondeur). Plus profondément, l'extension horizontale et l'amincissement de la croûte tout entière sont attestés par la remontée du Moho sous l'axe du rift, bien mise en évidence par la sismique. Au total, le coefficient d'amincissement β (c'est le rapport de l'épaisseur initiale à l'épaisseur finale) peut atteindre 5 ou 6 (mais il n'est que de 1,25 dans le rift rhénan). Un tel amincissement provoque naturellement, par réaction isostatique, une subsidence initiale souvent très importante : par exemple le lac Baïkal, en Sibérie, est profond de 1 800 m, et contient, en plus de la couche d'eau, plusieurs kilomètres de sédiments. Mais, paradoxalement, l'amincissement lithosphérique est aussi responsable du soulèvement des épaules du rift, c'est-à-dire d'un mouvement vertical en sens inverse. Comment expliquer des effets aussi contraires ?

La cause première est à rechercher dans les propriétés mécaniques de la lithosphère superficielle. La remontée du manteau sous le rift n'est compensée par la subsidence initiale que dans la région où la croûte continentale est amincie, c'est-à-dire dans le fossé d'effondrement. Ailleurs sous les épaules, la croûte est d'épaisseur normale. Mais du fait de la rigidité lithosphérique, les deux régions (le fossé et les épaules) sont mécaniquement couplées. La montée du Moho sous le fossé central du rift entraîne donc le soulèvement forcé de ses bordures. Il en résulte la naissance et l'entretien d'un relief, qui constitue les épaules du rift. Voici donc un bel exemple de déformation élastique de la lithosphère (fiche 1.5).

Une autre cause du soulèvement est thermique. L'asthénosphère (1 300 °C) aussi remonte sous le rift. Il en résulte un échauffement de la lithosphère qui se fait sentir à plus de 100 km du fossé central. La densité des roches lithosphériques est ainsi légèrement diminuée, ce qui provoque un soulèvement par augmentation de volume et réaction isostatique (chap. III, § 3.3). On voit que le tréfonds du fossé central ne s'abaisse en dessous du niveau où il se trouvait avant le « rifting », et par conséquent devient le siège d'une sédimentation active, que parce que la subsidence initiale est là d'un ordre de grandeur supérieur à celui du soulèvement régional. Le soulèvement d'origine thermique intéresse toutefois le rift tout entier, mais ses effets ne sont visibles que sur les « épaules », là où la croûte continentale n'est pas amincie, et où par conséquent aucune subsidence initiale ne le contrarie.

La déformation de la lithosphère dans les rifts continentaux se manifeste aussi par la sismicité. Les foyers des séismes (les sites de rupture) sont le plus souvent superficiels, situés à moins de 15 km de profondeur, c'est-à-dire dans la croûte continentale supérieure fragile. Depuis quelques

années toutefois, les progrès accomplis dans la localisation des tremblements de terre ont permis de montrer que des séismes se produisent aussi sous la croûte, dans la partie du manteau la plus proche du Moho. On a là une confirmation de l'existence d'une seconde couche fragile dans la lithosphère (chap. I, § 1.5).

Les sismologues cependant ne se contentent pas de localiser les séismes : ils savent aussi analyser les mécanismes de la rupture (on dit : les mécanismes au foyer), en reconstituant la direction des forces à l'origine des déformations d'après les signaux sismiques enregistrés après la secousse. Ils ont ainsi montré que, sous les rifts, les ruptures sont le plus souvent causées par une extension horizontale de la lithosphère. Il y a donc bon accord entre les observations de surface, qui mettent en évidence des structures engendrées par cette extension, et les études sismologiques, qui informent sur les ruptures profondes causées elles aussi par l'étirement horizontal de la lithosphère.

b) Reste à comprendre *pourquoi* et *comment* s'effectue l'étirement et l'amincissement de la lithosphère avant sa rupture. Le « pourquoi » sera discuté dans le paragraphe suivant. Le « comment » revient à s'interroger sur les mécanismes de déformation de la lithosphère soumise à extension :

- Les figures 4.1, 4.2 et 4.3 A représentent le modèle de l'aplatissement lithosphérique (on dit aussi : de « cisaillement pur »). En ce cas, la lithosphère s'amincit et se rompt à la manière d'une pâte à modeler que l'on étire : tous les niveaux s'aplatissent et s'amincissent dans la même proportion. Le dôme asthénosphérique, où se produit la fusion partielle des péridotites (§ 4.2) et où, pour cette raison, s'enracinent les volcans, est situé sous l'axe du rift. Le site de la subsidence initiale pendant le rifting (le fossé tectonique où la croûte continentale est amincie) coïncide avec celui de la subsidence thermique plus tardive (en ce cas, en effet, la zone du rift qui se refroidit et s'affaisse le plus quand cesse l'extension tectonique dans le rift est aussi celle où la lithosphère a été la plus amincie et la plus échauffée pendant le rifting).
- Une autre famille de modèles d'amincissement de la lithosphère propose que la déformation se localise dans des « zones de cisaillement » (on parle en ce cas de « cisaillement simple »). En coupe, ces zones apparaissent comme des bandes étroites (du centimètre à quelques centaines de mètres), où les roches sont étirées et broyées, et qui, par souci de simplification, sont dessinées comme des failles sur les figures de ce livre. Selon le schéma le plus simple (fig. 4.3 B et 3.6 B), la lithosphère est traversée par une seule et gigantesque zone de

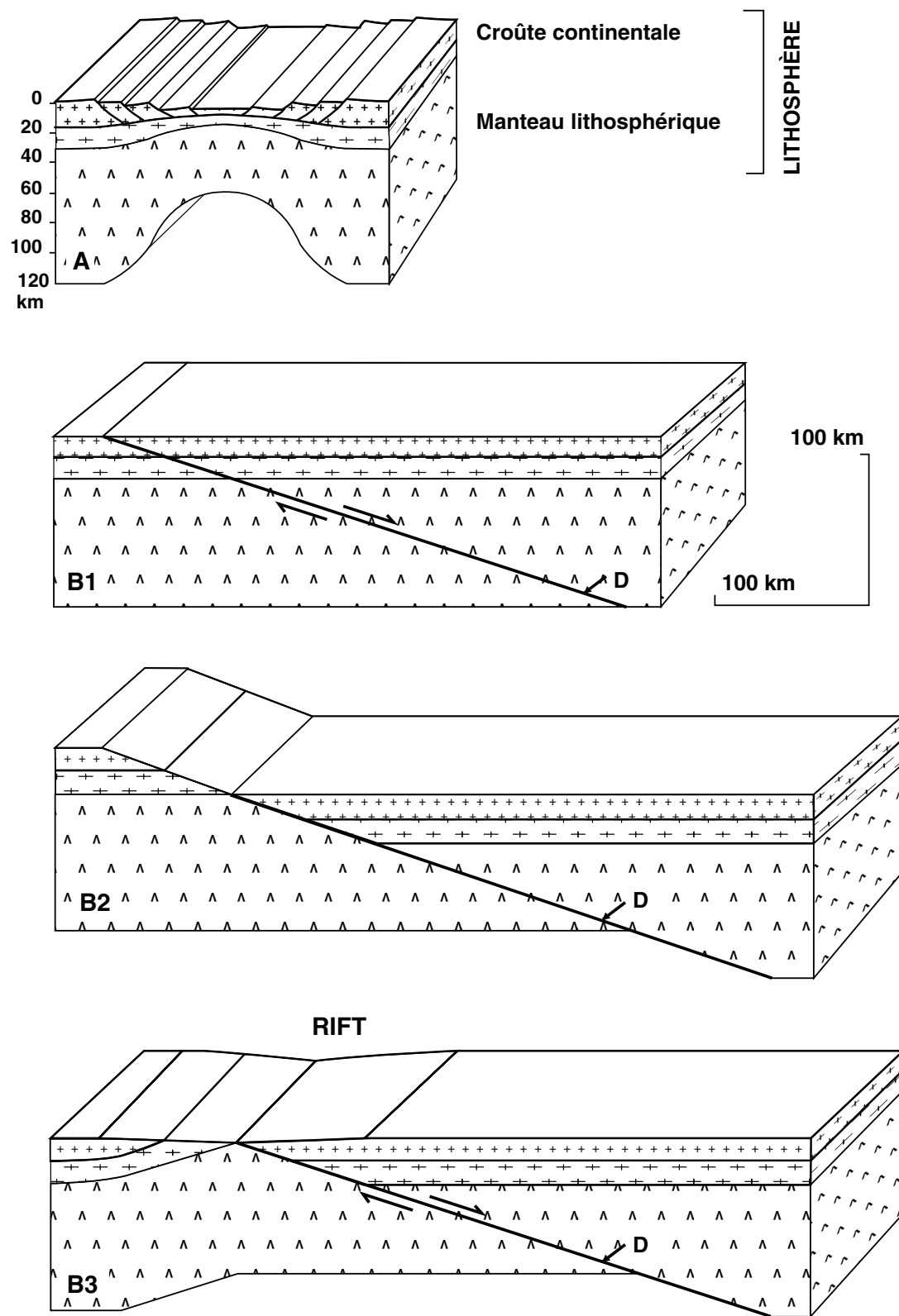


Figure 4.3 A : schéma d'un amincissement lithosphérique par aplatissement ;
 B : schéma d'un amincissement lithosphérique par une unique zone de cisaillement simple (une « faille de détachement », D) traversant la lithosphère tout entière (B2 : sans réajustement isostatique ; B3 : avec réajustement).

Le manteau lithosphérique est dénudé à l'axe du rift, la croûte continentale inférieure (croix étirées) l'est sur le versant du rift situé à gauche de la figure.

cisaillement peu inclinée par rapport à l'horizontale, souvent nommée « faille de détachement » par les géologues anglo-saxons (chap. III, § 3.2, fig. 3.6). Cette faille peut d'ailleurs être un héritage, par exemple une ancienne zone de suture entre deux plaques entrées en collision quelques millions ou quelques dizaines de millions d'années auparavant. Quoiqu'il en soit, les dièdres lithosphériques séparés par les zones de cisaillement glissent l'un sur l'autre. De cette manière, la lithosphère tout entière s'amincit progressivement. Toutefois les marges continentales « conjuguées » créées de cette façon ne sont pas symétriques. Ce sont de fausses jumelles, l'une étant principalement constituée de croûte continentale inférieure, l'autre de croûte continentale supérieure, dont les densités sont quelque peu différentes (2.7 et 2.9, respectivement; chap. II, § 2.3). De plus, le site d'amincissement de la croûte et celui de la lithosphère, qui sont respectivement les lieux de la subsidence initiale et, plus tard, de la subsidence thermique, sont en ce cas décalés, parce que le dôme asthénosphérique et les volcans qui lui sont associés sont désormais situés sous un des flancs du rift, et non plus exactement à son axe comme dans le modèle précédent (fig. 4.3 B3).

Comment ces modèles et ces concepts s'appliquent-ils à la réalité ?

a) Les données « de terrain » plaident plutôt en faveur du modèle d'amincissement lithosphérique par le fonctionnement de zones de cisaillements localisées. Il explique en effet la *dénudation tectonique* des niveaux lithosphériques profonds à l'axe des rifts et au pied des marges passives. Dans les régions où la lithosphère est étirée et où le socle des sédiments peut être observé apparaissent souvent en surface des terrains dont les minéraux ont cristallisé en profondeur. Entre ces terrains d'origine profonde et ceux qui les recouvrent passe alors une zone de cisaillement. Par exemple des péridotites du manteau, déformées par cisaillement simple pendant l'étirement lithosphérique, ont été portées à l'affleurement au pied de certaines marges passives, dans la région correspondant à l'axe du rift avant la naissance de l'océan (fig. 4.4 C). Les géologues s'accordent donc aujourd'hui pour attribuer un rôle important aux « failles de détachement » et au cisaillement simple dans l'amincissement et la rupture de la lithosphère continentale, parce que ce mécanisme rend mieux compte de la dénudation tectonique (l'exhumation) des terrains profonds que le modèle d'étirement de la lithosphère par aplatissage (cisaillement pur) selon lequel ces terrains restent toujours enfouis (chap. V, § 5.5 et fiche 4.9).

b) Il reste que le schéma de la figure 4.3 B donne des zones de cisaillement lithosphériques une image beaucoup trop simpliste. En particulier, il

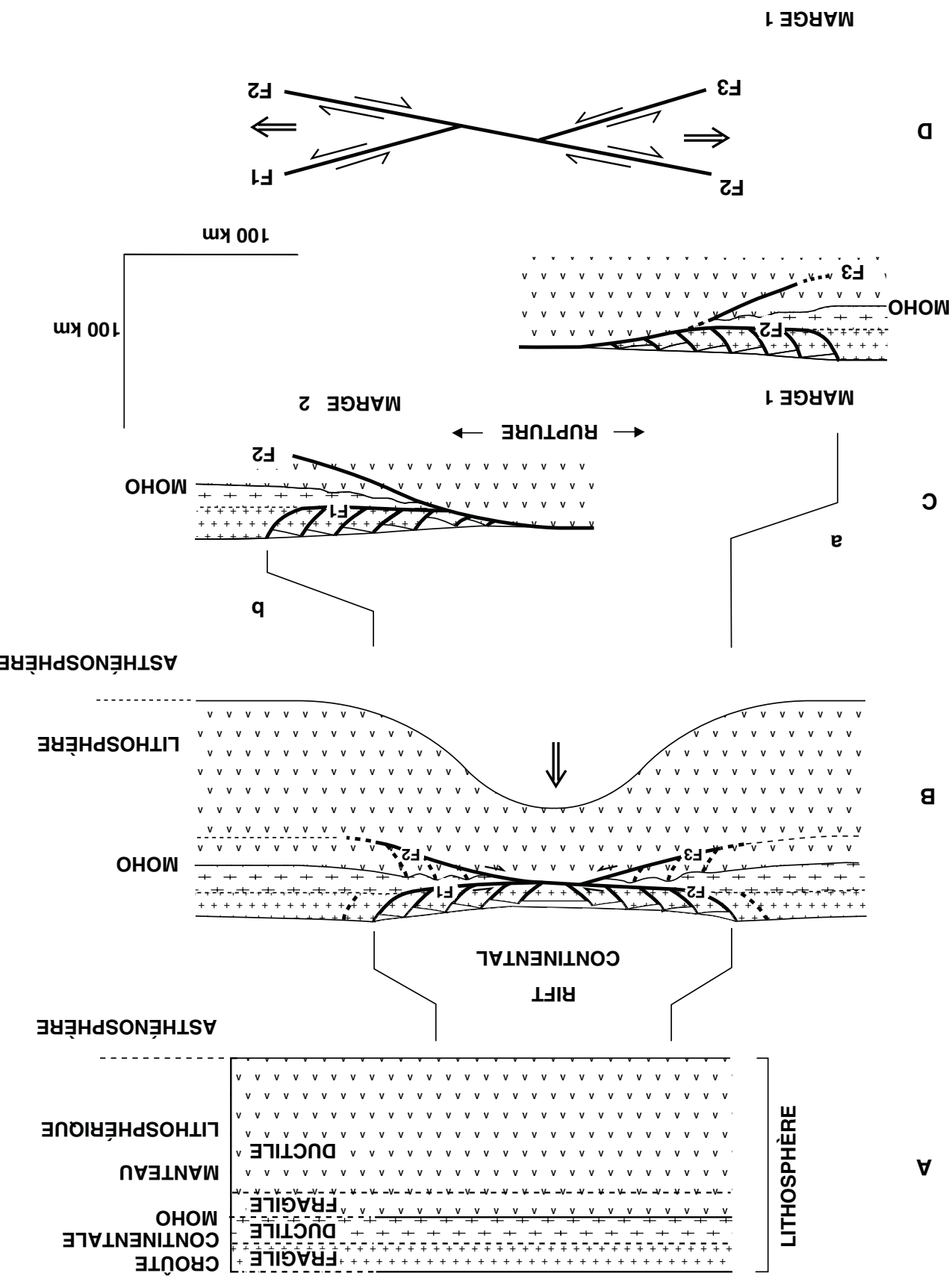
ne tient pas compte de la structure de la lithosphère continentale, faite de quatre couches superposées à comportement fragile ou ductile, dans lesquelles la déformation extensive est forcément différente (chap. I, § 1.5 ; fig. 1.10 et 4.4 A). Les schémas de la figure 4.4, dessinés d'après des expériences en laboratoire sur modèles réduits, approchent sans doute la réalité d'un peu plus près. Ils introduisent la notion de cisaillements conjugués (fig. 4.4 D), jouant simultanément et en sens contraire pendant l'extension lithosphérique, et enracinés dans l'un ou l'autre des niveaux ductiles de la lithosphère (la croûte inférieure et la partie profonde du manteau lithosphérique ; fig. 4.4 B). Mais la réalité géologique est certainement plus complexe encore, si l'on en juge par les nombreuses zones de cisaillement conjuguées qui s'observent à toutes les échelles dans les terrains déformés par une extension horizontale.

4.2 RIFTING « ACTIF » ET RIFTING « PASSIF »

Une question reste sans réponse : quelle est la cause de l'amincissement et de la rupture d'une lithosphère continentale ?

a) On parle de *rifting passif* lorsque c'est l'écartement des deux plaques en présence qui est la cause première de la déchirure continentale. En ce cas, l'asthénosphère remonte sous le rift parce qu'elle est en quelque sorte « appelée » par l'amincissement lithosphérique. Les événements géologiques se produisent alors selon l'ordre suivant : extension tectonique superficielle et création d'un fossé subsident (c'est la réponse de la croûte continentale supérieure à l'écartement des deux bords du rift en formation ; à ce stade, les épaules du rift, dues à la seule réaction élastique de la lithosphère, sont encore peu accusées) ; puis, survenant avec un certain retard comme une conséquence de la remontée asthénosphérique, nouveau et fort soulèvement des « épaules » du rift (c'est la réponse au réchauffement de la lithosphère de part et d'autre du fossé central, et à la diminution de la densité lithosphérique qui en résulte). Cette seconde étape est souvent associée à un volcanisme modéré, qui est lui aussi une conséquence de la remontée des roches du manteau subissant une fusion partielle sous le rift.

Il faut donc, en ce cas, rechercher loin du rift le moteur de la déchirure continentale et de la divergence des plaques. Par exemple, la gravité peut être responsable du mouvement d'une plaque entraînée dans une zone de subduction située à quelques milliers de kilomètres du rift (G de la fig. 1.4 ; fiche 1.6) ; ou bien la déchirure locale de la lithosphère est un contrecoup lointain de la collision de deux plaques, ce qui provoque des expulsions latérales de fragments lithosphériques hors de la zone de



collision (chap. V, § 5.3; fig. 5.10; c'est le cas du rift Baïkal). Enfin, il est possible que la divergence des plaques soit l'effet des mouvements asthénosphériques, qui entraînent en sens opposé les plaques lithosphériques à partir de l'endroit où divergent deux cellules de convection (fig. 1.7).

b) On parle de *rifting actif* quand c'est au contraire la poussée de l'asthénosphère qui amincit, fragilise et finalement rompt la lithosphère formant couvercle au-dessus d'elle. Le phénomène est favorisé, on s'en souvient, par la différence de densité entre l'asthénosphère et le manteau lithosphérique : la première étant un peu moins dense ($d = 3,25$) que le second ($d = 3,3$), elle a tendance à migrer vers la surface. Le phénomène toutefois ne peut prendre de l'ampleur que lorsque l'asthénosphère est portée à une température relativement élevée (1 400 °C ou davantage), ce qui accroît sa mobilité tout en augmentant la différence de densité avec le manteau lithosphérique. Pour cela, il faut donc imaginer une source de chaleur située en profondeur.

Le *rifting actif* est en réalité associé à des phénomènes qui intéressent le manteau tout entier. Les géochimistes ont montré que la source des magmas dont ils étudient les témoins volcaniques superficiels dans les rifts actifs est souvent à rechercher à grande profondeur, probablement au contact noyau-manteau (fig. 4.5 et fiche 1.7). De là s'échappent vers la surface d'énormes bulles faites de terrains mantelliques chauds et relativement peu denses (on dit : « des panaches »), qui atteignent la lithosphère en des lieux particulier nommés « points chauds ». La rupture continentale et l'ouverture océanique sont dans ce cas des conséquences de l'impact du panache sur la lithosphère, d'où l'expression « *rifting actif* ».

Figure 4.4 Rift continental où agissent simultanément plusieurs zones de cisaillement conjuguées (F_1 , F_2 , F_3) enracinées dans le manteau ductile et dans la croûte inférieure ductile.

Ce schéma, construit d'après des expériences sur modèles réduits conduites en laboratoire, est sans doute plus proche de la réalité que celui des figures 3.6 et 4.3, B; mais il est probable que les choses soient plus complexes encore, de multiples zones de cisaillement conjuguées contribuant à l'amincissement lithosphérique. A = avant extension; B = pendant l'extension; C = après la rupture continentale; D = schéma des zones de cisaillement conjuguées. Par souci de simplification graphique, les zones de cisaillement, qui occupent un certain volume, ont été figurées comme de simples failles sans épaisseur.

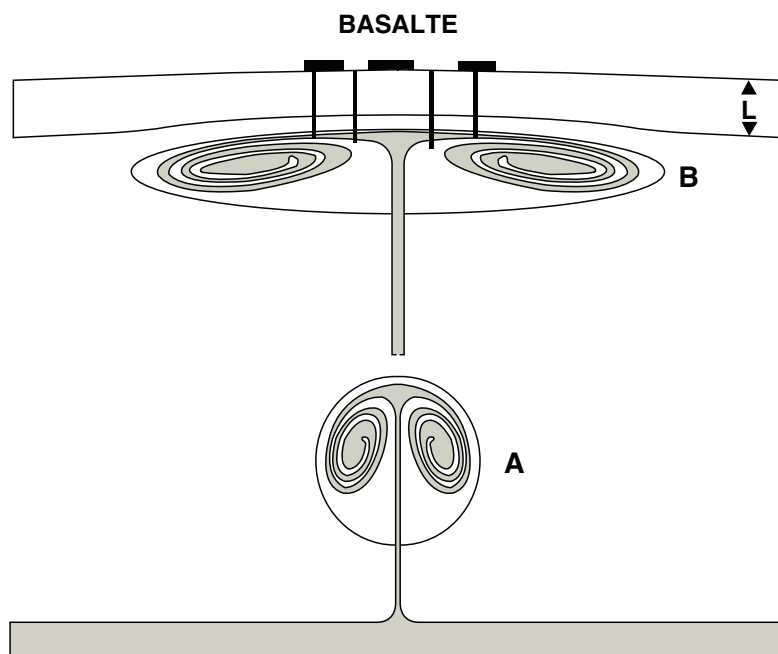


Figure 4.5 Les panaches asthénosphériques.

D'énormes masses de terrains chauds et mobiles se détachent de la base du manteau (A) et montent grâce à leur densité un peu plus faible que celle du manteau normal, entourées de zones où le manteau encaissant est échauffé (en grisé clair). L'impact du panache sur la lithosphère (B) provoque son amincissement et sa rupture, tandis qu'un magmatisme intense s'exprime en surface par l'émission d'abondantes coulées basaltiques. L = lithosphère.

Reprinted from A.D. SAUNDERS, M. STOREY, R.W. KENT and J. NORRY, 1992. Consequence of plume-lithosphere interactions. In: magmatism and the causes of continental break-up. B.C. Storey *et al.*, eds., *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 68, 41-60, with kind permission of the Geological Society Publishing House.

En ce cas (*rifting actif*), le soulèvement régional (bombement, en réaction isostatique à l'augmentation de température et à la diminution de densité de la lithosphère) précède l'extension superficielle (apparition des failles normales, des blocs crustaux basculés et du fossé tectonique), effet ultime de l'impact du panache sous la lithosphère continentale dont il provoque alors la déchirure (c'est le cas aujourd'hui en Afar). Mais on connaît aussi, dans le passé géologique, d'immenses épanchements volcaniques causés par des panaches asthénosphériques sans indices de rupture lithosphérique à l'endroit du « point chaud ». Quoi qu'il en soit, le volcanisme est toujours très actif, beaucoup plus en tous cas que dans le cas du rifting passif, comme on peut le prévoir si le moteur du rifting est à rechercher à la fois dans un échauffement localisé du manteau et dans une remontée rapide des péridotites qui le constituent (chap. II, § 2.1).

4.3 LA RUPTURE CONTINENTALE ET LES DIFFÉRENTES SORTES DE MARGES CONTINENTALES PASSIVES (fiches 4.4 à 4.6)

a) D'après ce qui précède, on peut tout d'abord distinguer les rifts continentaux et les marges continentales passives d'après l'intensité du volcanisme qui s'y produit : il y a ceux et celles où les manifestations magmatiques superficielles sont rares, et où les structures extensives restent apparentes ; ce sont les rifts et les marges passives « non volcaniques » (fig. 4.2). Au contraire, les rifts et marges « volcaniques » comportent un empilement très épais de coulées basaltiques sous les sédiments post-rift (fig. 4.6). En première approximation, les marges passives non volcaniques correspondent à un rifting passif lent (durée de l'ordre de vingt à trente millions d'années) ; les marges passives volcaniques à un rifting passif rapide ou bien à un rifting actif.

Dans le cas des marges passives non volcaniques, la cicatrice de la rupture continentale (la frontière crustale continent-océan) peut correspondre à l'intersection d'une ancienne « faille de détachement » avec la surface lithosphérique où la croûte continentale amincie de la marge est mise en contact avec les terrains mantelliques recouverts ou non par une mince couche basaltique (fig. 4.4 C ; fiche 4.9). Dans le cas des marges volcaniques, la frontière continent-océan est recouverte par une couche volcanique très épaisse, qui masque la cicatrice de la rupture continentale (fig. 4.6).

b) Une autre façon de classer les rifts et les marges passives est de tenir compte des mouvements lithosphériques à l'origine de leur naissance. La déchirure continentale en effet peut se produire soit dans des zones de divergence lithosphérique (le rift proprement dit), soit dans des zones où deux plaques coulissent horizontalement l'une contre l'autre sans s'écarter ni se rapprocher (les failles transformantes intracontinentales). D'où la distinction des *marges passives d'arrachement* (ou de divergence), et des *marges passives de coulissement* (ou encore : marges transformantes ; fig. 4.7).

Tout ce qui précède, en effet (§ 4.1 et 4.2) concerne les effets de la divergence de deux plaques et les marges passives d'arrachement. Lorsque c'est un mouvement de coulissement lithosphérique qui est à l'origine de la marge, sa structure est très différente. Dans le premier stade de l'évolution (fig. 4.7 A et B), le frottement entre les lithosphères continentales (amincies ou non) des deux plaques qui se séparent entraîne la déformation d'une bande lithosphérique d'au moins 20 à 40 km de largeur, et diverses structures apparaissent : des décrochements, des plis, des failles inverses

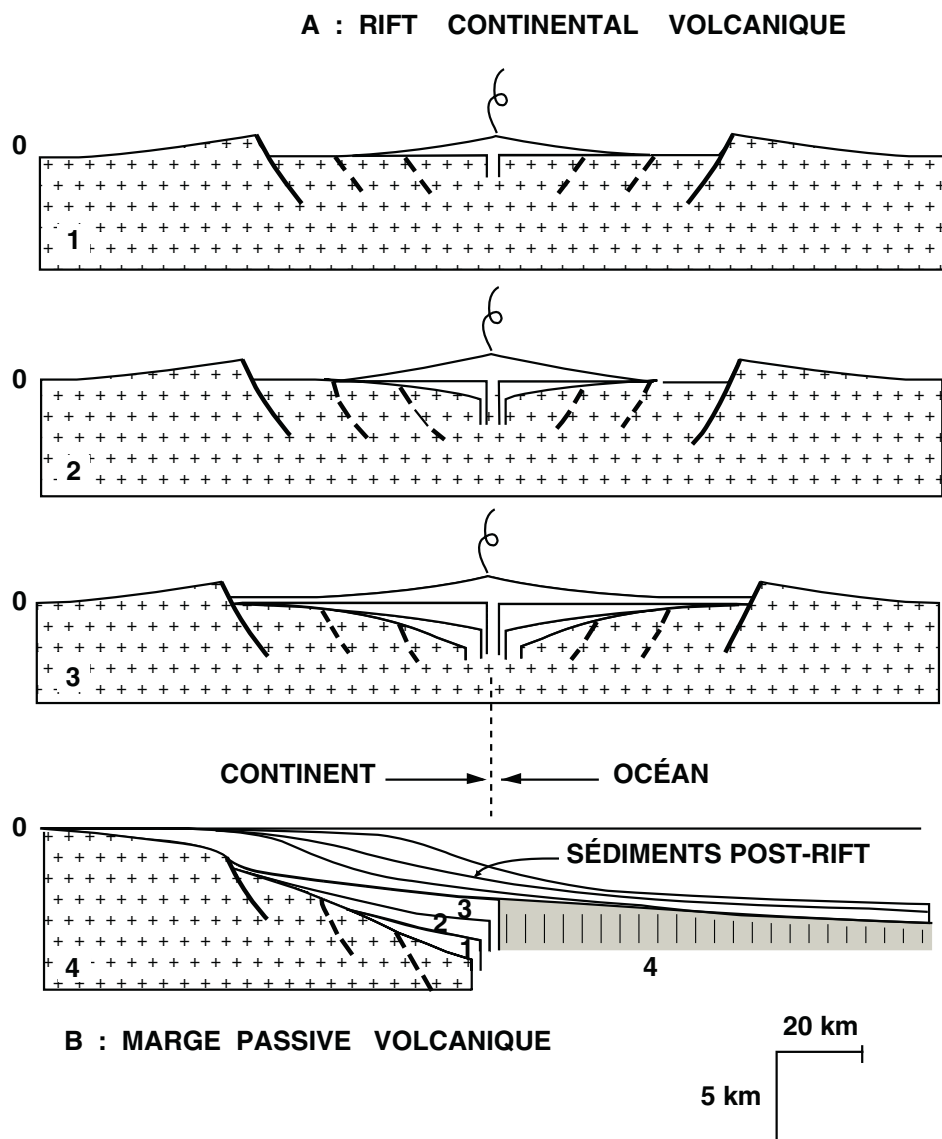


Figure 4.6 Les rifts continentaux (A) et les marges passives (B) volcaniques.

1, 2, 3 : couches volcaniques successives formées dans les stades 1, 2 et 3 de l'évolution du rift. La transition entre la croûte continentale amincie de la marge et la croûte océanique (4) est masquée par les formations volcaniques.

(c'est-à-dire jouant en sens contraire des failles normales d'effondrement), là où le mouvement coulissant comporte une composante « transpressive » (légère convergence); des failles normales d'effondrement et des bassins allongés, étroits et profonds s'il existe au contraire une composante « transpressive » du déplacement (légère divergence). Ensuite, le mouvement relatif entre les deux plaques conduit à la séparation des continents auparavant en contact (fig. 4.7 C et D). Chacune des lèvres de la fracture initiale (la faille transformante intracontinentale) se trouve alors face à un espace

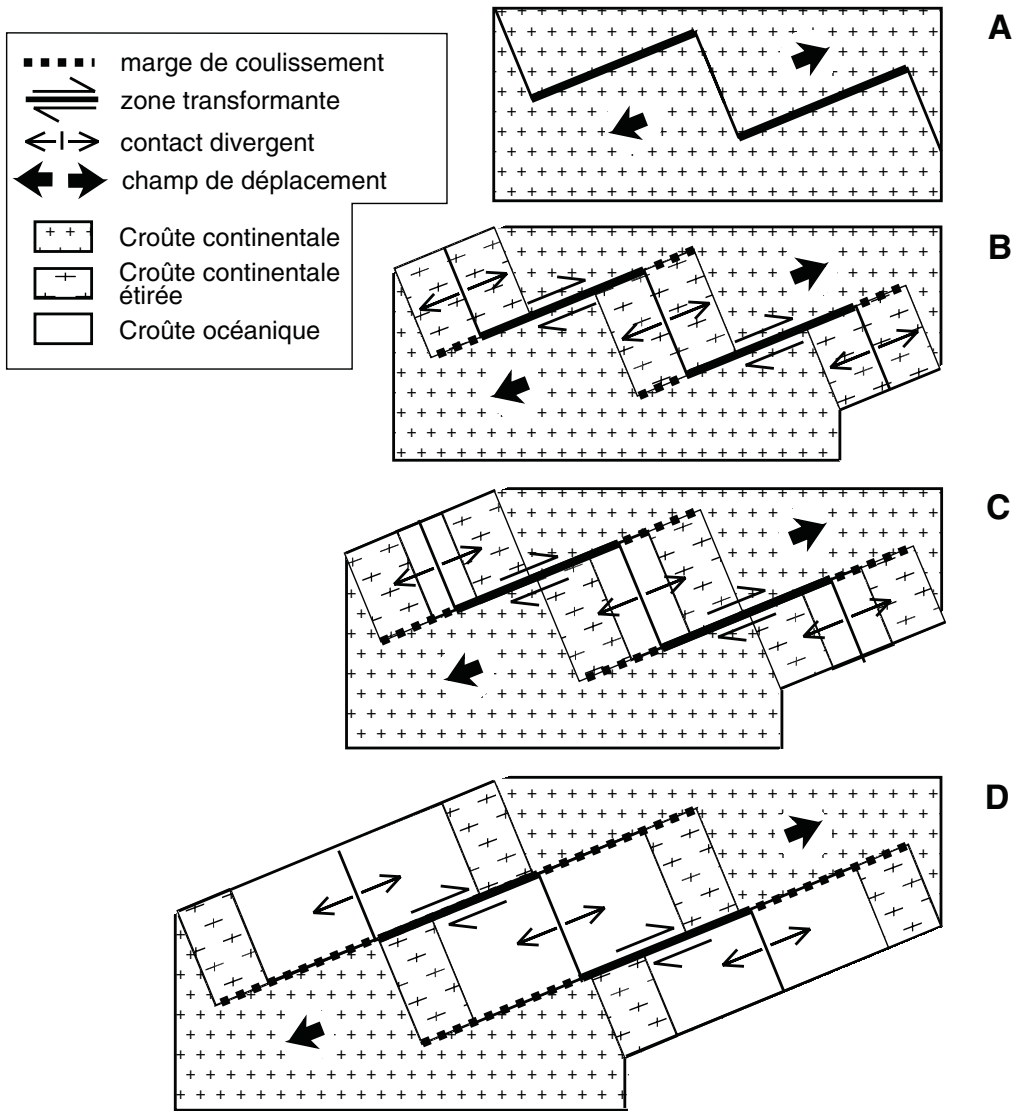


Figure 4.7 La formation des marges passives transformantes (vues en plan).

Reprinted with permission from J. MASCLE and E. BLAREZ, 1987. Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast - Ghana continental margin. *Nature*, 326, 378-381, © 1987, MacMillan Magazines Limited.

océanique en voie d'agrandissement, dont la dorsale n'est pas parallèle à la marge comme dans le cas d'une marge passive d'arrachement, mais perpendiculaire ou oblique. Le « défilé » de cette dorsale devant le continent est suivi du refroidissement et de la subsidence thermique de la marge. Tous les effets de ces phénomènes ont été observés sur les marges africaines du Ghana et de la Côte-d'Ivoire, qui sont les exemples les mieux connus et sans doute les plus typiques des marges de coulissement.

Finalement, les marges passives de coulissement se différencient des marges d'arrachement par deux caractères principaux : l'existence en

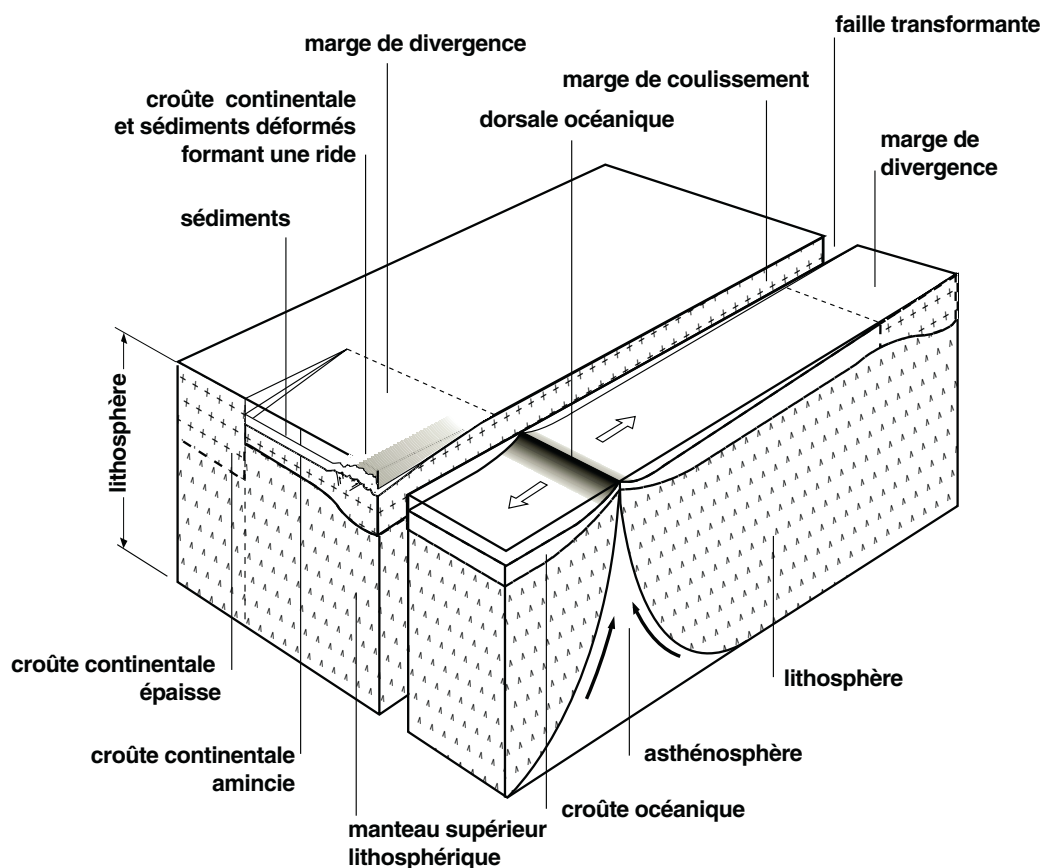


Figure 4.8 Bloc diagramme schématique d'une marge transformante, vue depuis le domaine océanique (cf. fig. 4.7).

D'après G. Boillot, 1989, Marges continentales, *Encyclopedia Universalis*, Corpus 89, 530-536.

bordure du continent d'un bourrelet de terrains plissés ou fracturés lors de l'étape initiale du coulissement des plaques, et la brutalité de la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique néoformée (fig. 4.8). Ne s'observent ni l'amincissement progressif de la croûte continentale depuis la côte jusqu'à la frontière avec la croûte océanique, ni les grands blocs crustaux basculés, qui caractérisent au contraire les marges passives héritées des anciens rifts continentaux d'« arrachement ».

c) Il faut envisager aussi le cas où un rift n'évolue pas jusqu'à la rupture continentale (on dit en ce cas qu'il avorte). Le substratum des sédiments reste alors partout de nature continentale. Toutefois une subsidence thermique s'ajoute à la subsidence initiale comme pour les marges continentales passives (fig. 4.9) : toute la région où la lithosphère a subi un amincissement et un échauffement au moment du rifting s'affaisse après l'arrêt d'activité du rift, parce que cette lithosphère retrouve progressivement sa température, sa densité et son épaisseur normales. La zone de

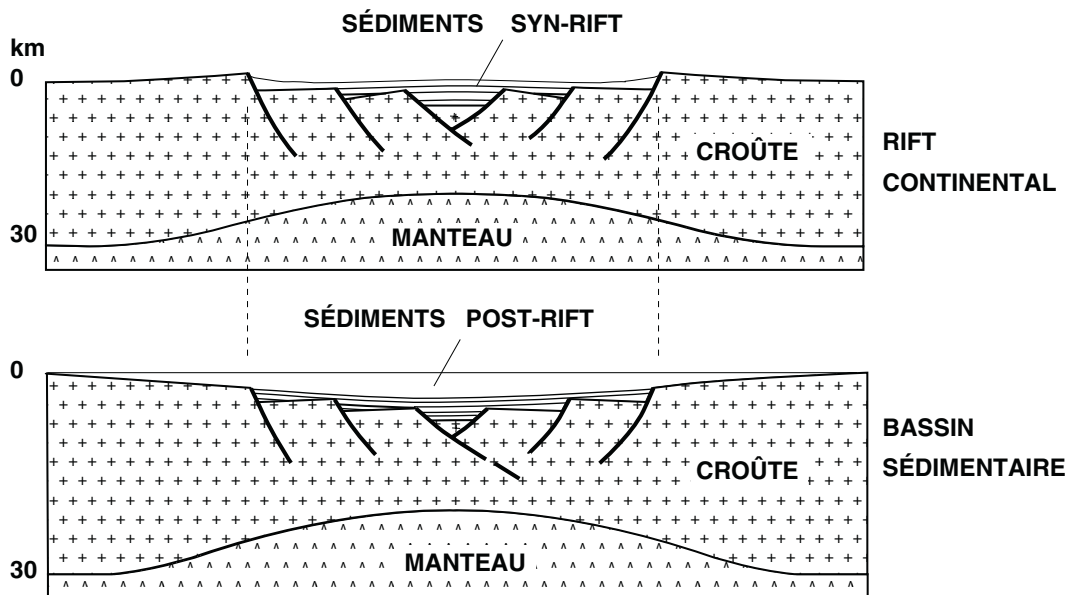


Figure 4.9 Un bassin sédimentaire « intracontinental » né d'un rift qui a cessé d'évoluer avant que se produise la rupture continentale. Une subsidence thermique post-rift provoque un creusement et un élargissement du bassin syn-rift. Comparer avec la figure 4.2.

subsidence thermique est donc plus vaste que celle de la subsidence initiale; elle inclut les anciennes épaules du rift (fig. 4.9). Ainsi se sont formés nombre de bassins sédimentaires intracontinentaux, comme la mer du Nord par exemple (fiche 4.3), bien plus vastes que l'ancien fossé d'effondrement du rift qui leur a donné naissance.

d) Enfin l'extension lithosphérique, la rupture continentale, la naissance des marges passives d'arrachement ou de coulissement, volcaniques ou non, ont lieu aussi dans les « bassins marginaux » situés en arrière des zones de subduction, qui seront présentés dans le chapitre V (§ 5.1).

4.4 L'OUVERTURE OCÉANIQUE (fiches 2.1 à 2.4, 4.7 à 4.9)

Ce qui concerne l'ouverture océanique sans déformation importante de la lithosphère se trouve dans les paragraphes précédents : fabrication de la croûte océanique par fusion partielle ou par serpentinisation des péridotites (chap. II, § 2.2), épaissement et subsidence thermique de la lithosphère océanique au fur et à mesure de son vieillissement (chap. III, § 3.3), moteurs de la divergence des plaques (chap. I, § 1.3 et ce chap., § 4.2). Toutefois, quand s'ouvre et s'agrandit un océan, la lithosphère

océanique néoformée à l'axe des dorsales subit aussi des déformations pendant et après sa création. Comme toujours, ces déformations sont les plus fortes aux frontières des plaques, c'est-à-dire à l'axe des dorsales ou bien le long des failles transformantes.

a) À l'axe des *dorsales rapides* (divergence $\geq 5-10$ cm/an), l'asthénosphère parvient tout près de la surface, et l'on peut admettre que les deux plaques océaniques divergentes sont entièrement découplées (ou bien, si l'on préfère, que la rupture entre elles est totale). De sorte que la lithosphère qui s'épaissit progressivement quand on s'éloigne de l'axe n'est pratiquement pas soumise à des contraintes extensives. Et de fait, ce type de dorsale prend la forme d'un relief allongé relativement lisse (fiches 2.1 et 2.3), dont le sommet coïncide avec l'axe d'accrétion océanique (c'est-à-dire le lieu de fabrication de la croûte basaltique et gabbroïque). L'abaissement progressif des flancs de la dorsale de chaque côté du relief est imposé par la subsidence thermique de la lithosphère qui augmente avec le temps (chap. III, § 3.3; fig. 3.8).

Au contraire, les *dorsales lentes* (divergence $< 5-3$ cm/an) sont caractérisées par une « vallée centrale ». Cette vallée a tous les caractères d'un rift (fig. 4.10) : elle correspond à un fossé d'effondrement entre des failles normales, et l'on peut y reconnaître des blocs crustaux basculés taillés dans la croûte faite de basalte, de gabbro et de serpentinite. La dénivellation entre les crêtes et le fond de la vallée dépasse souvent 1 km, sa largeur est de 10 à 20 km, et celle des blocs basculés de quelques kilomètres ou de quelques centaines de mètres. La présence de structures extensives (les blocs crustaux et les failles normales) suggère que s'exercent là des forces horizontales provoquant un étirement de la lithosphère, et que, par conséquent, un couplage persiste entre les plaques divergentes. C'est que, en raison de la lenteur du processus, l'asthénosphère n'atteint pas le fond marin : elle se transforme en lithosphère par refroidissement non seulement sous les flancs mais sous l'axe même de la dorsale : le volcanisme créateur de croûte basaltique est là épisodique, tandis que la circulation hydrothermale responsable de la serpentinitisation des péridotites du manteau est un phénomène continu, dont témoignent les sources chaudes et minéralisées. Cette circulation accélère le refroidissement superficiel des terrains en facilitant l'évacuation de la chaleur. Un « pont » lithosphérique persiste ainsi entre les deux plaques, sans cesse effondré par leur écartement, et sans cesse reconstruit par le refroidissement superficiel de l'asthénosphère. Les failles normales à fort pendage (c'est-à-dire très inclinées par rapport à l'horizontale, jusqu'à $60-70^\circ$) observées en surface, sont

AXE DE LA DORSALE LENTE

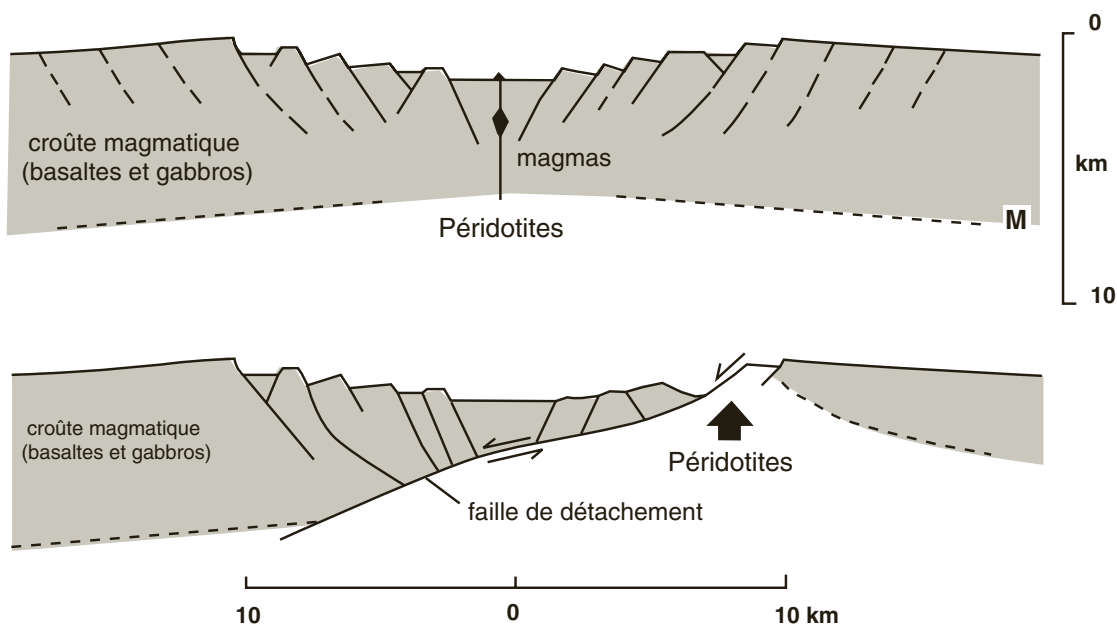


Figure 4.10 La structure à l'axe des dorsales lentes.

La structure de l'axe des dorsales lentes est sous le contrôle de l'activité de failles nombreuses, à la manière des rifts continentaux. La lithosphère y est beaucoup plus épaisse qu'à l'axe des dorsales rapides (10 km, contre moins de 2 km). En conséquence, la déformation est distribuée dans un volume de roches plus épais à l'axe. Quand la couche d'origine magmatique est épaisse, le rift est en général symétrique et les failles normales sont à pendage fort (schéma du haut). Les études récentes ont révélé que le long de certains segments des dorsales atlantique et ouest-indienne, les péridotites du manteau sont mises à l'affleurement. Ceci suppose d'une part l'existence de failles de détachement induisant une géométrie asymétrique du rift axial (schéma du bas) et d'autre part une alternance de périodes de tectonique et de magmatisme prédominants à l'axe (cycle volcano-tectonique). Chacun des deux schémas ci-dessus représente un des stades extrêmes de ce cycle (voir fiche 4.9).

les effets de cette extension tectonique. De plus, on a découvert récemment l'existence de failles de détachements à faible pendage, qui peuvent expliquer à la fois la déformation ductile des terrains mantelliques en profondeur et leur mise à l'affleurement sur le fond marin à l'axe de certaines dorsales océaniques lentes (fiche 4.9). Autrement dit, ces dorsales seraient le site d'un processus de dénudation tectonique comparable à celui qui se produit dans les rifts continentaux, et qui aboutit lui aussi à faire affleurer le manteau (§ 4.1).

b) L'autre lieu de déformation de la lithosphère océanique est situé aux frontières coulissantes des plaques, le long des failles transformantes.

La morphologie d'une faille transformante océanique est très contrastée : en général, un profond fossé est bordé par d'impressionnants murs taillés dans les basaltes, les gabbros et les péridotites de la croûte et du manteau. C'est là que l'on peut recueillir le plus facilement des échantillons géologiques de la lithosphère océanique. Entre ces murs, distants de quelques kilomètres ou quelques dizaines de kilomètres, le fond sous-marin est plat ou vallonné, et la profondeur y est nettement plus grande que dans les régions océaniques « normales ». Là passe la faille (le décrochement) principale et son faisceau de failles « satellites ». La faille transformante de la Romanche, par exemple, située dans l'Atlantique équatorial, est jalonnée par des « fosses » dont l'une atteint 7 600 m. Elle relie deux segments de dorsale situés à 900 km l'un de l'autre !

Une autre conséquence du mouvement coulissant des plaques lithosphériques est de mettre en contact des lithosphères d'âges différents, c'est-à-dire dont le toit est à des profondeurs différentes. On se rappelle que, en cent millions d'années, la subsidence thermique augmente la profondeur océanique de près de 3 000 m (fig. 3.8). Par conséquent, si une dorsale océanique vient buter contre une lithosphère de cet âge (100 Ma) par l'intermédiaire d'une faille transformante, la dénivellation locale sera de 3 000 m. Pour toutes ces raisons, les failles transformantes et leurs prolongements où ne se produit plus de coulissement (la zone de fracture tout entière; chap. I, § 1.3) sont en général très bien inscrites dans la morphologie sous-marine (fig. 4.11).

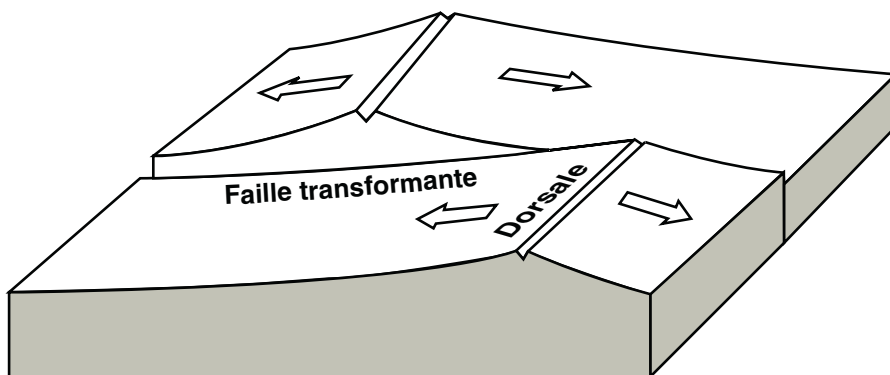


Figure 4.11 Effet morphologique d'une faille transformante.

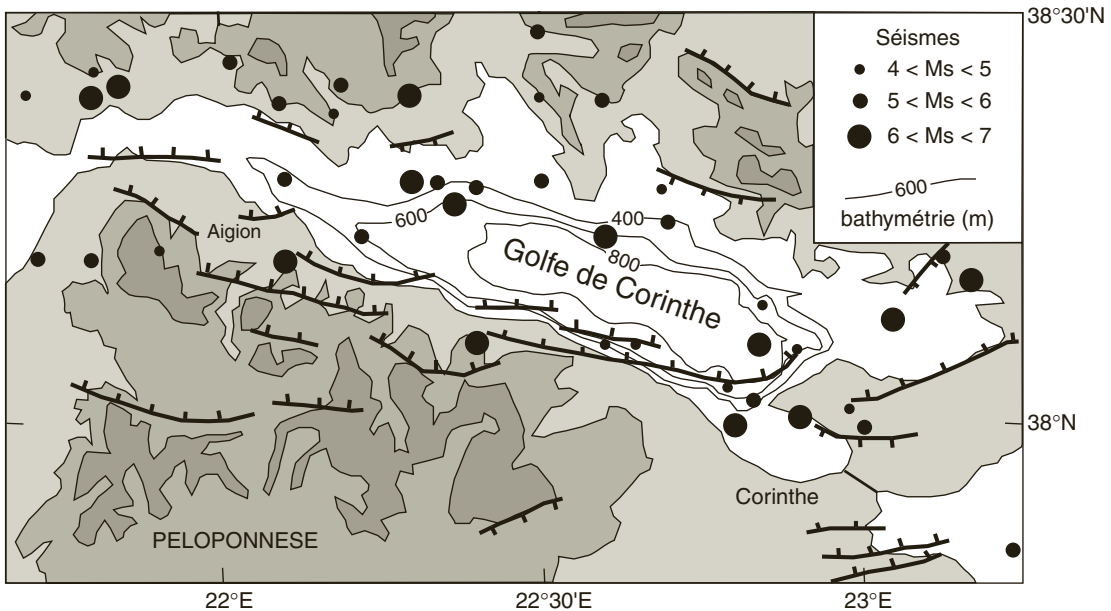
En raison d'un âge et d'une subsidence thermique différents selon les endroits, les deux lèvres de la faille transformante sont fortement dénivellées.

La fiche 4.8 permet de comparer une faille transformante continentale avec les failles transformantes océaniques.

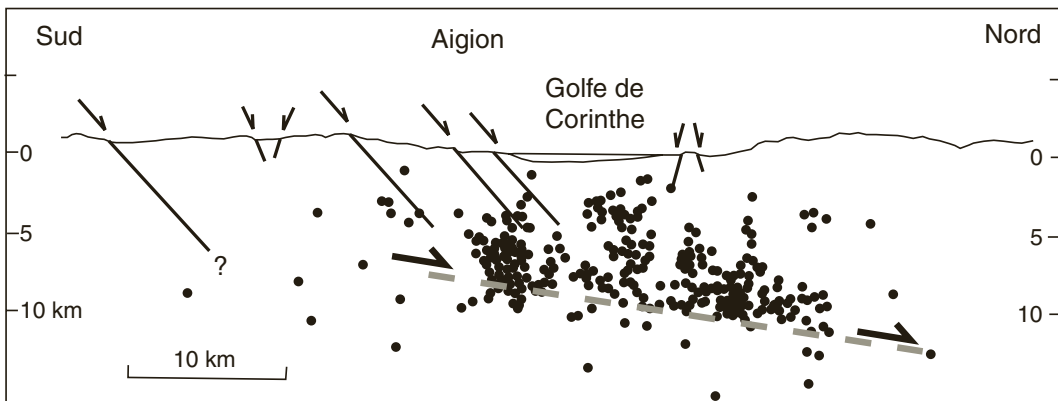
Fiche 4.1 : Le rift de Corinthe

Le rift de Corinthe, en Grèce, est le plus actif d'Europe du point de vue sismique, la magnitude des séismes dépassant parfois 6. Ces séismes sont principalement localisés sous le golfe de Corinthe proprement dit et sous sa bordure nord. Ils sont au contraire très rares au sud de la ligne de failles normales qui bordent la côte sud. La topographie est en revanche plus élevée au sud qu'au nord, ce qui suggère une asymétrie du rift. Les foyers des séismes sont situés jusqu'à une profondeur d'environ 10 km, dans la croûte supérieure et au-dessus de la limite fragile-ductile. Ils paraissent distribués sur un plan à faible pendage vers le nord correspondant probablement à une faille de détachement sur laquelle viennent s'enraciner les failles normales plus raides (60° de pendage) observées à l'affleurement le long de la côte sud.

Le golfe de Corinthe se présente donc comme un rift très asymétrique, avec un système de failles normales beaucoup plus actif au sud qu'au nord. Les mesures géodésiques par GPS (*Global Positioning System*) indiquent une vitesse d'extension nord-sud de l'ordre de 2 à 3 cm par an.



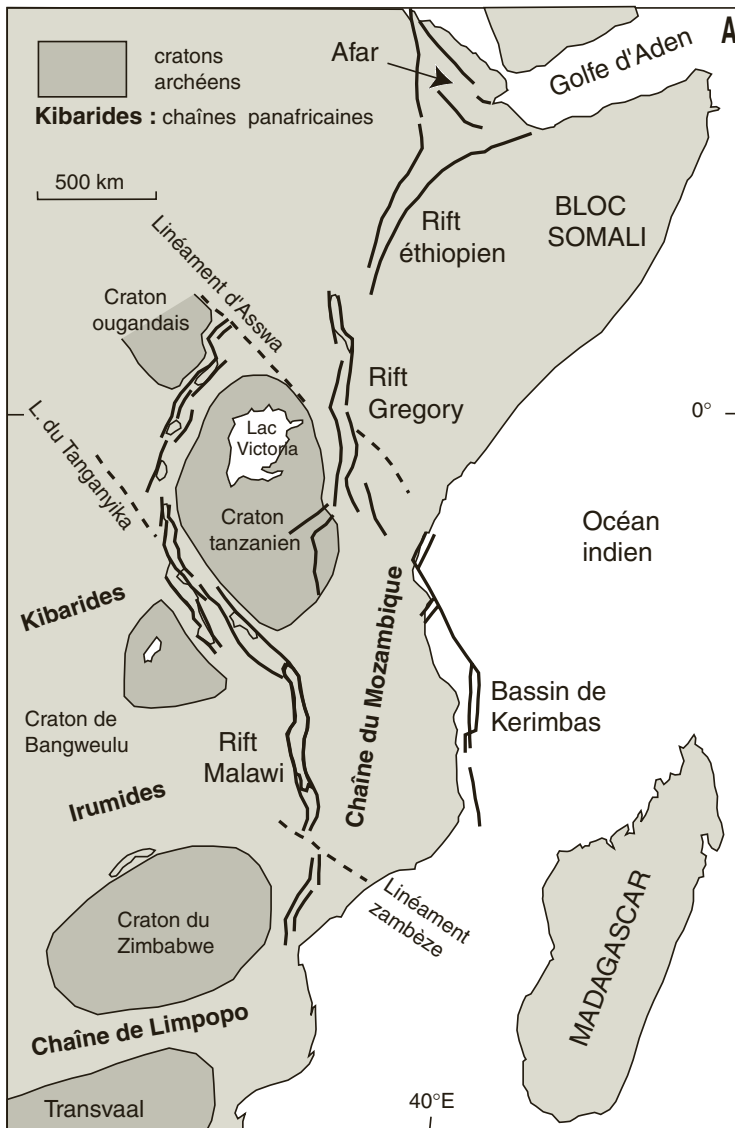
Topographie, schéma structural et sismicité du golfe de Corinthe (simplifié d'après Rigo, 1994, thèse de l'Université Paris 7).



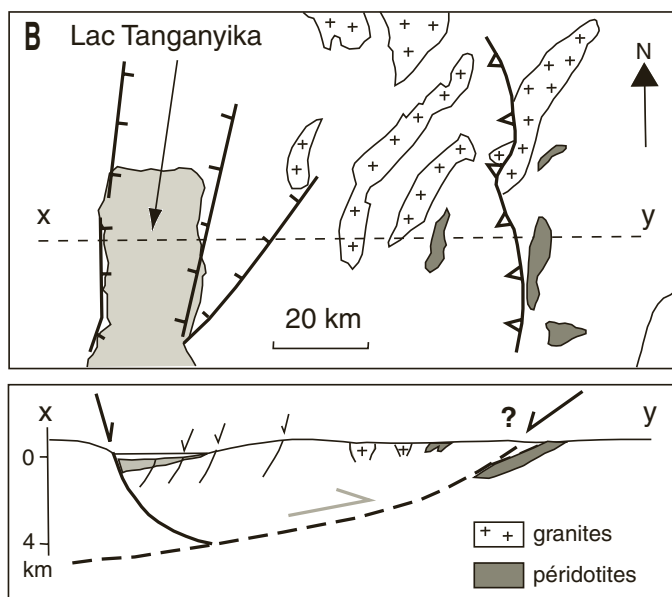
Coupe verticale de la sismicité (d'après Rigo, 1994, thèse de l'Université Paris 7).

Fiche 4.2 : Le rift est-africain

Le système de rifts est-africains, d'âge néogène, s'étend sur près de 3 000 km (figure A). Il sépare la plaque africaine (ou nubienne) à l'ouest de la plaque somalienne à l'est. Il s'agit donc d'une véritable frontière de plaques, même si celle-ci est relativement diffuse. Au nord, le rift éthiopien rejoint la jonction de la mer Rouge avec le golfe d'Aden. Au sud, la connexion avec la dorsale sud-ouest indienne est moins claire. Une caractéristique majeure de ce système de rifts est le rôle joué par les structures préexistantes dans la lithosphère continentale. Le rift se sépare en effet en deux branches et subit plusieurs changements de direction qui semblent se mouler sur les cratons archéens de l'Afrique orientale. Le craton tanzanien, par exemple, sépare les branches Est et Ouest du rift. D'anciennes zones décrochantes datant de l'orogénèse panafricaine (Précambrien), comme le linéament du Tanganyika, ont aussi servi de guide à l'établissement du rift. De même, des chevauchements de l'orogénèse panafricaine ont pu jouer en failles normales lors de l'extension néogène (figure B).

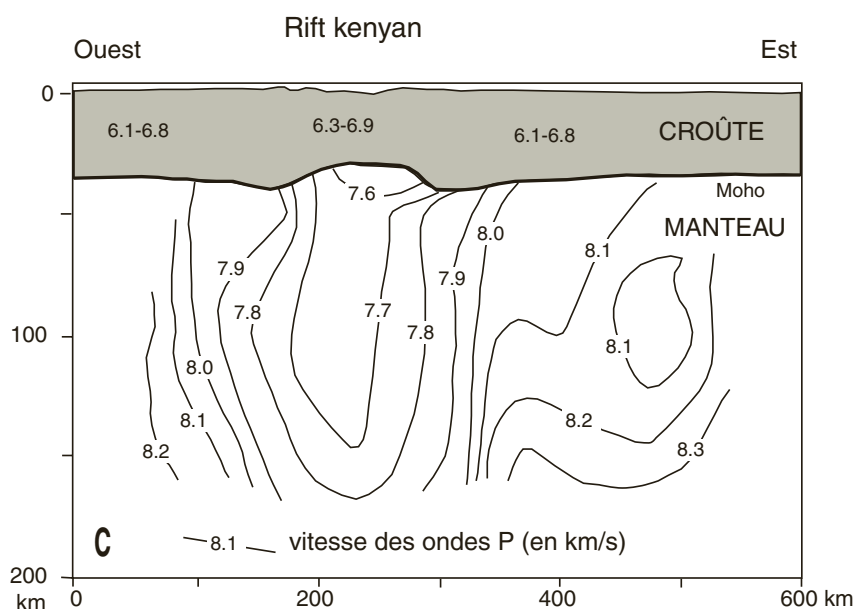


Carte structurale simplifiée du système de rifts est-africain.



Chevauchement panafricain repris récemment en faille normale (d'après Chorowicz, 1992).

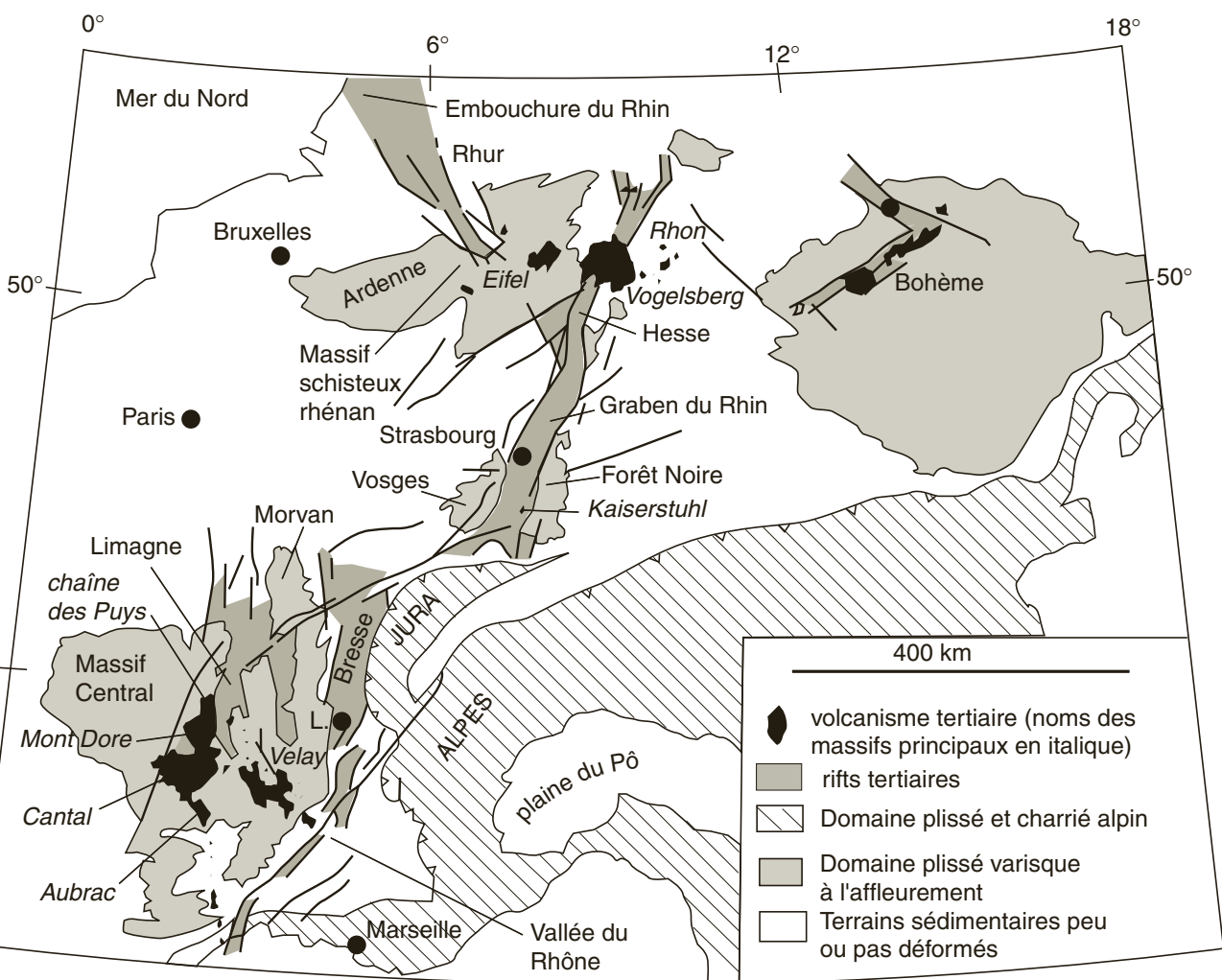
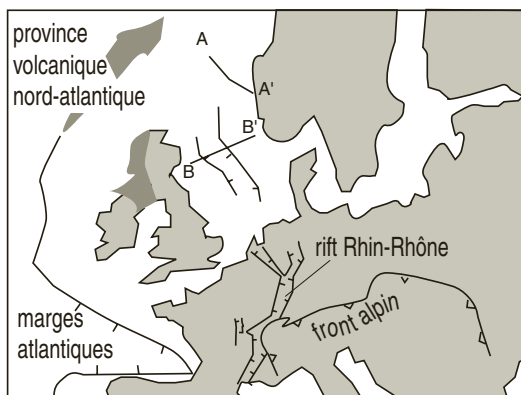
Des études de tomographie sismique sous le rift kenyan (ou rift Gregory) ont montré la présence d'une zone de faible vitesse des ondes P sous l'axe du rift, sur une largeur d'environ 200 km (figure C). Les vitesses dans le manteau lithosphérique, entre 50 et 150 km de profondeur, ne dépassent pas 7,6 à 7,7 km/s, alors qu'elles sont de 8,1 à 8,2 km/s dans le manteau « normal ». Cette anomalie s'explique par un échauffement localisé du manteau sous le rift, ce qui diminue sa densité et la vitesse de propagation des ondes sismiques.



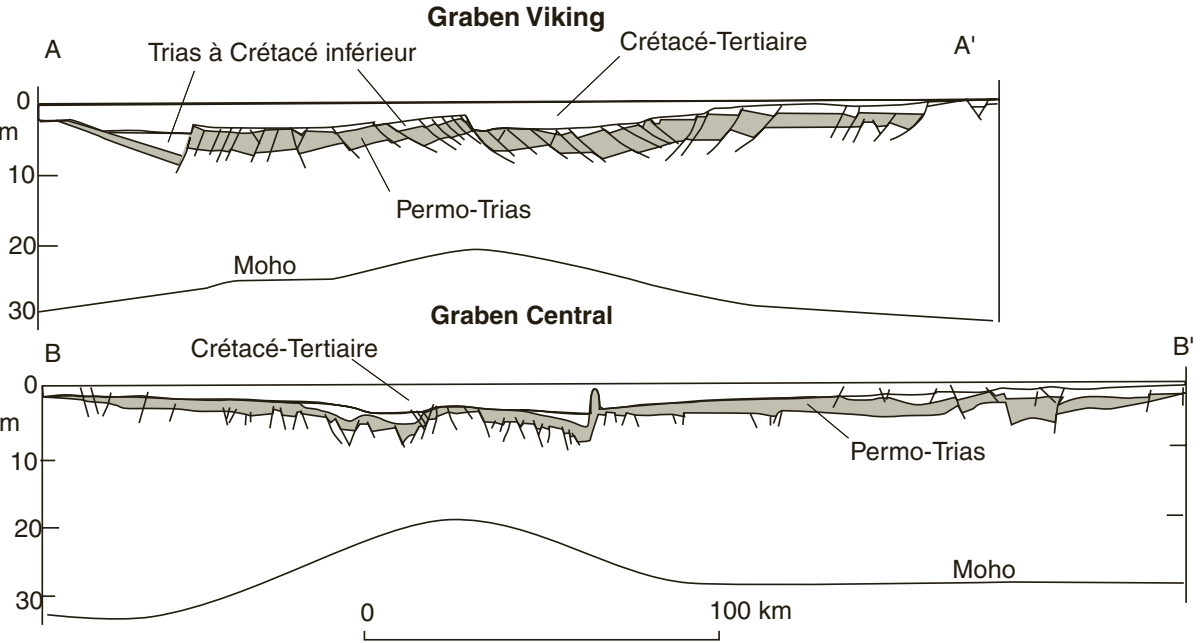
Distribution de la vitesse des ondes P sur une coupe perpendiculaire au rift kenyan (d'après Braile et al., 1994).

Fiche 4.3 : Les rifts de l'Europe

L'Europe a été affectée au cours du Secondaire et du Tertiaire, et même durant le Quaternaire par une tectonique extensive qui a laissé des traces profondes, guidant notamment le tracé de nos grands fleuves comme le Rhône et le Rhin. La tectonique en failles normales a également individualisé des structures majeures telles que les marges continentales de la France (au Tertiaire pour la Méditerranée, au Crétacé pour la façade Atlantique). Dans le sud de la France, les bassins s'individualisent dès l'Oligocène (fossé d'Alès, par exemple). L'extension atteint son paroxysme au Miocène avec l'océanisation de la mer Méditerranée occidentale. Le système de rifts de la Limagne à l'Alsace et à la vallée du Rhin est d'âge oligo-miocène. Les bordures des fossés sont soulevées au cours du Mio-Pliocène, de sorte que le substratum hercynien affleure de part et d'autre des rifts (vallée du Rhône, Alsace-Forêt Noire, massif schisteux Rhénan). L'extension s'est accompagnée de volcanisme alcalin dont les principales accumulations sont indiquées sur la carte ci-dessous.



En mer du Nord, l'extension est très précoce. Elle débute au Permo-Trias, et se poursuit au Jurassique. Elle a produit des bassins qui constituent aujourd'hui des gisements de pétrole (roche-mère du Jurassique et réservoirs d'âge jurassique à tertiaire). L'amincissement de la croûte et la remontée du Moho sous les bassins sont visibles sur les profils sismiques AA' et BB' ci-dessous.



Coupes crustales en mer du Nord (d'après Ziegler, 1990).



La faille de la Limagne (cliché D. Decobecq).

Fiche 4.4 : Marge ouest ibérique

La marge continentale ouest-ibérique est la mieux connue des marges passives dites non volcaniques. C'est là que pour la première fois fut mise en évidence la présence de manteau exhumé au pied d'une marge. Le schéma structural A montre des failles normales de direction nord-sud ainsi qu'une « ride de péridotite » parallèle à la marge et continue sur près de 300 km.

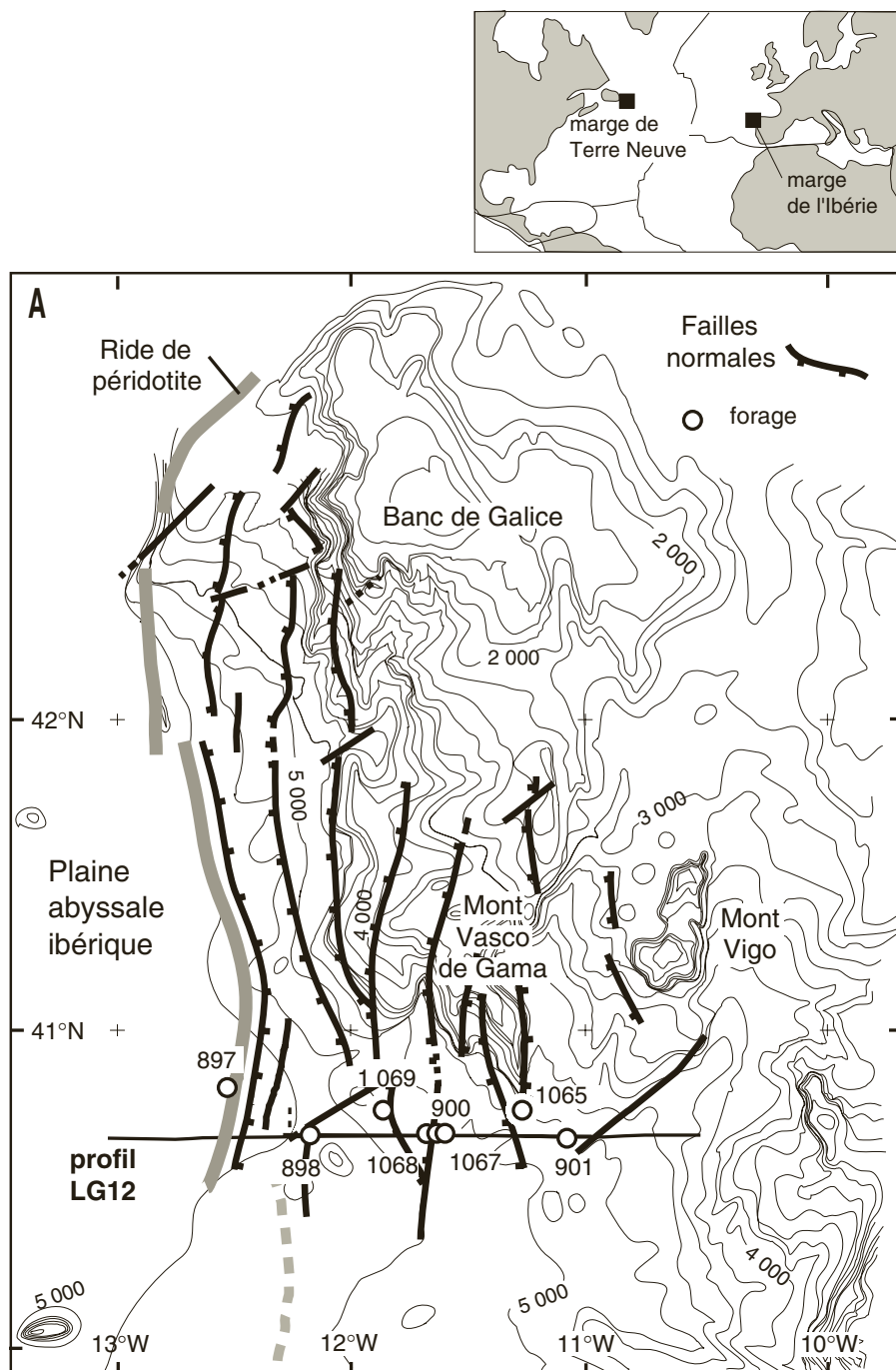
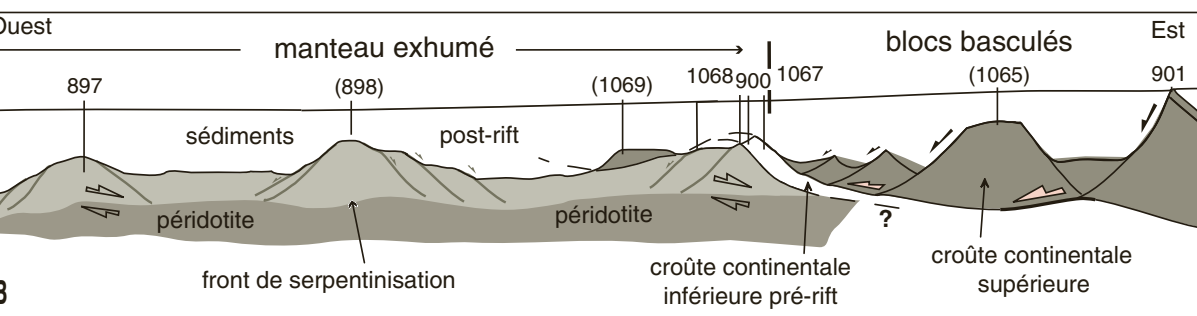


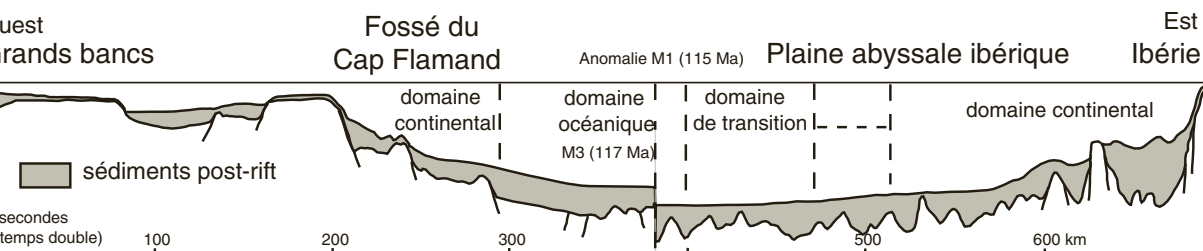
Schéma structural de la marge ouest-ibérique.

En réalité, cette ride fait partie d'une large zone, plus développée au sud qu'au nord, où les sédiments reposent directement sur les terrains mantelliques. La coupe B suivant le profil sismique LG12, sur lequel ont été implantés plusieurs forages, montre que la croûte continentale de la marge est séparée du manteau par une zone de cisaillement majeure qui a permis l'exhumation des péridotites, ainsi que de lambeaux de croûte inférieure. Ces péridotites portent d'ailleurs les traces minéralogique et géochimique d'une exhumation lente, avec une fusion partielle très limitée, ce qui les distingue d'un manteau océanique. Enfin, mises en contact avec l'eau de mer, les péridotites ont alors été hydratées et transformées en serpentinite sur plusieurs kilomètres d'épaisseur.



*Coupe synthétique suivant le profil LG12
(M.O. Beslier, communication personnelle, 2003).*

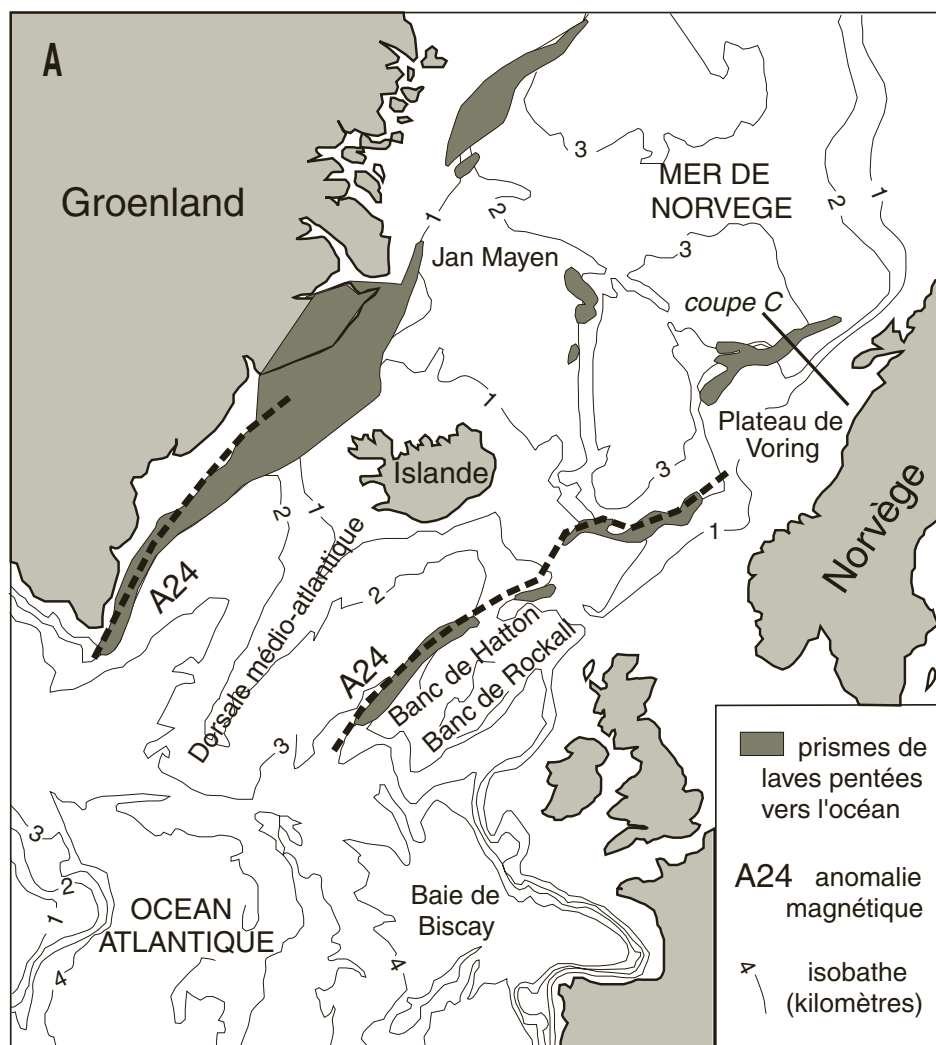
Un tel processus de cisaillement simple (ou combinant cisaillements simple et pur) implique une forte asymétrie des marges conjuguées (c'est-à-dire initialement en face l'une de l'autre avant l'ouverture océanique). La marge des Grands Bancs de Terre-Neuve présente une structure en horsts et grabens, avec une transition rapide entre le domaine continental et océanique, bien différente en cela de sa « conjuguée » ibérique, qui présente une zone de transition (manteau exhumé) large d'une centaine de kilomètres (coupe C).

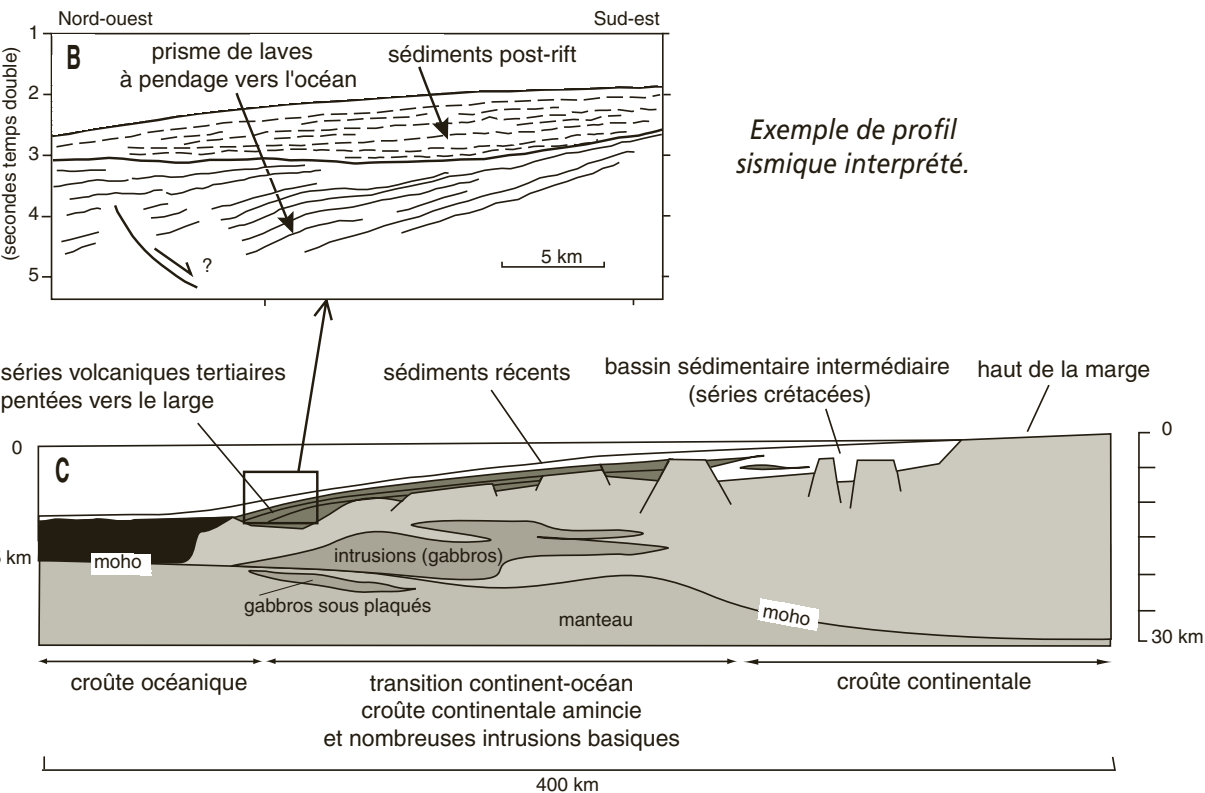


*Coupe des deux marges conjuguées (Ibérie et Amérique du Nord)
reconstituée à l'anomalie M1 (il y a environ 115 Ma).*

Fiche 4.5 : Marge de Norvège

En présence d'un panache mantellique, la structure d'une marge présente des caractéristiques bien différentes de celles des marges dites non volcaniques. En particulier, la sismique permet d'imager des réflecteurs pentés vers l'océan (SDR, pour « *seaward dipping reflectors* », en anglais). Ces réflecteurs correspondent à des laves basaltiques dont la nature pétrologique et géochimique montre qu'elles proviennent d'une forte fusion partielle de l'asthénosphère, à plus grande profondeur que les basaltes de dorsale océanique. Sur les marges conjuguées de l'Atlantique Nord, la distribution géographique des « SDR » est étroitement liée à la présence du point chaud islandais (carte A). Par ailleurs, l'âge des laves (entre 61 et 55 Ma) est antérieur à l'anomalie magnétique 24 (soit 54 Ma) qui marque le début de l'accrétion océanique.





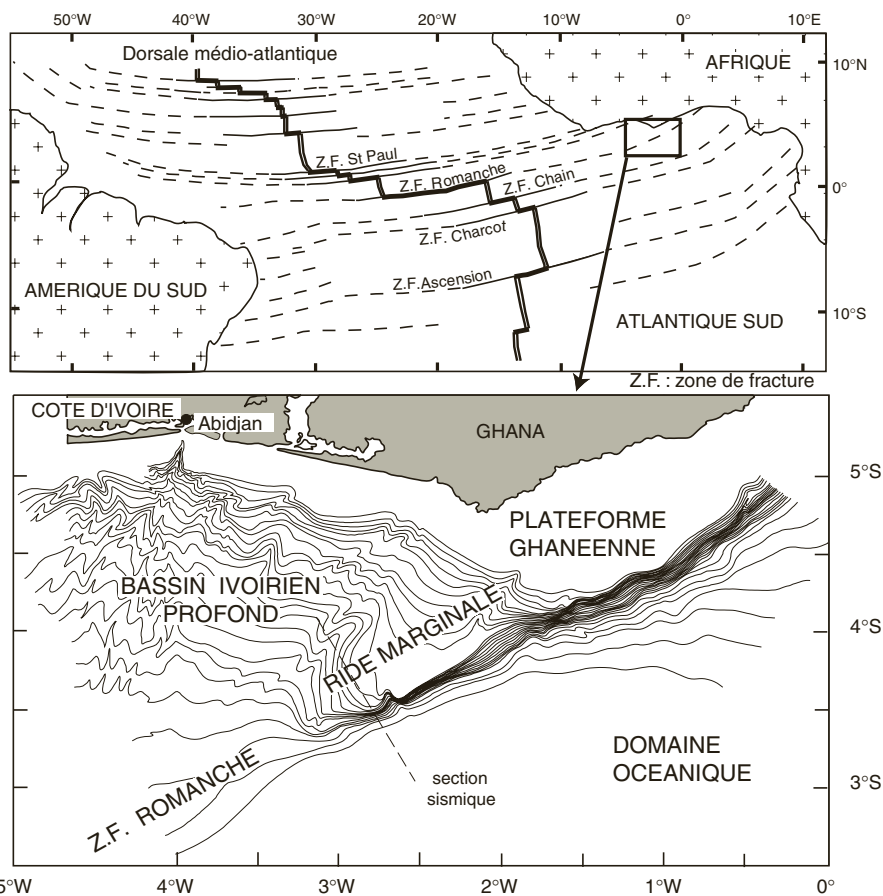
Coupe schématique de la marge de Norvège au niveau du plateau de Voring.

L'activité magmatique précède donc pour une large part l'activité du rift précurseur de la marge. Les séries volcaniques sont ainsi basculées vers l'océan et dessinent une vaste flexure parfois accompagnée de failles normales à pendage vers le continent. Les données géophysiques (sismique, gravimétrie) suggèrent fortement que les épanchements volcaniques superficiels s'accompagnent de l'intrusion et du sous-placage de gabbros, dans et sous la croûte continentale de la marge. Dans le cas de la marge de Norvège, une longue période d'extension, en particulier au Crétacé, précède le magmatisme et l'extension paléocènes : il est donc probable que la focalisation de la déformation extensive est très fortement contrôlée par ce magmatisme, qui génère une zone de faiblesse dans la lithosphère continentale.

Fiche 4.6 : Marge de Ghana-Côte d'Ivoire

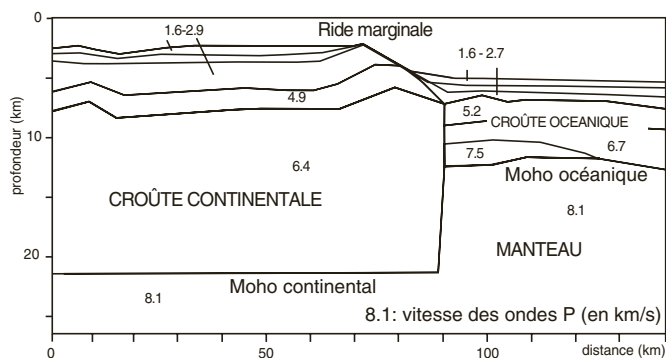
Le cas particulier des marges transformantes est bien illustré par la marge du Ghana-Côte d'Ivoire, qui se situe dans le prolongement de la zone de fracture de la Romanche, qui décale deux segments de la dorsale médio-atlantique de plus de 900 km. La morphologie et la structure montrent une transition brutale entre, au nord, la marge et la « ride marginale » qui la borde, et le domaine océanique au sud. Cette zone de transition ne présente pas d'amincissement significatif, puisqu'elle se situe à l'emplacement d'une ancienne « zone de transfert » entre deux segments du rift continental qui a précédé l'ouverture de l'océan Atlantique.

La structure crustale révélée par la sismique réflexion perpendiculairement à la ride marginale montre une croûte continentale épaisse de 20 kilomètres juxtaposée à une croûte océanique de 7 kilomètres. La présence de la ride marginale, moins profonde que le bassin ivoirien situé au nord-ouest s'explique par le rebond élastique du bord de la plaque à la transition entre croûte continentale et croûte océanique.



Carte bathymétrique de la marge du Ghana - Côte d'Ivoire (d'après Mascle et al., 1995).

Structure crustale de la marge de Côte d'Ivoire (d'après Sage, 1995, thèse de l'Université Paris 6).



Fiche 4.7 : Les zones transformantes océaniques

Le long des frontières transformantes, le mouvement relatif entre les deux plaques est purement horizontal. Dans l'océan, ces frontières connectent le plus souvent des segments de dorsales et fonctionnent comme des coulisses qui transfèrent latéralement les mouvements de divergence d'un segment d'accrétion à l'autre. Elles semblent d'autant plus fréquentes que la vitesse d'accrétion est faible et surtout que le mouvement relatif est oblique par rapport à la direction générale de la dorsale. La zone transformante est la partie active de la frontière. Elle comprend une faille transformante principale le long de laquelle se produisent les séismes (figure A). Les zones transformantes laissent une trace dans la morphologie de la partie ancienne des plaques en raison du décalage de l'âge de la lithosphère de part et d'autre de ces structures. Ces traces sont inactives tectoniquement. On appelle zone de fracture l'ensemble de la structure comprenant les parties actives et inactives.

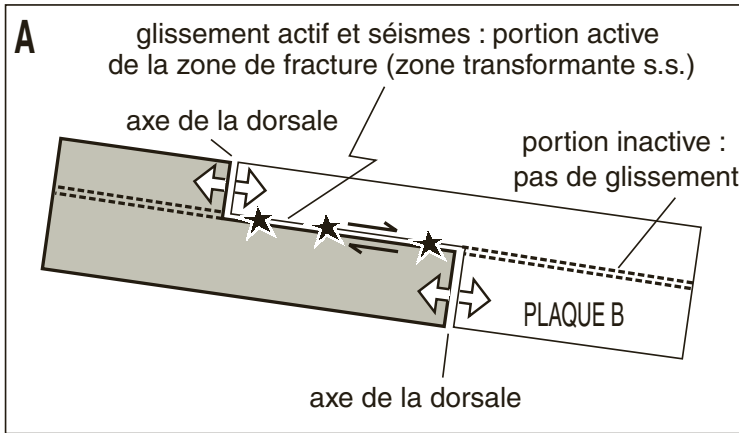
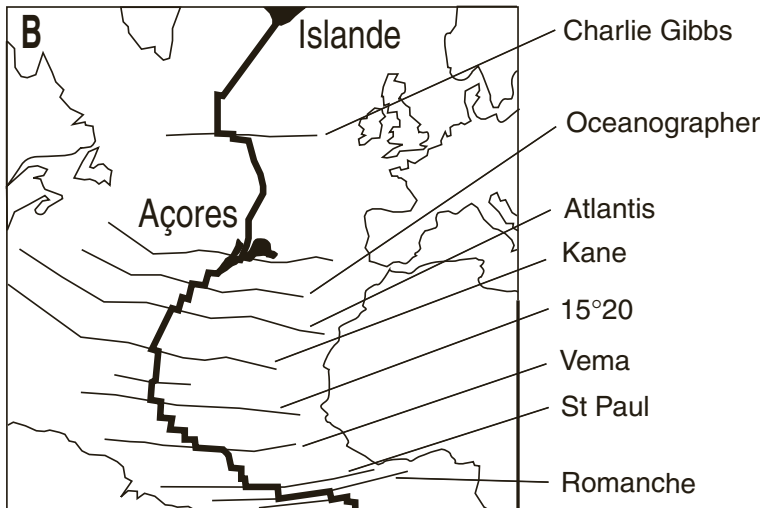


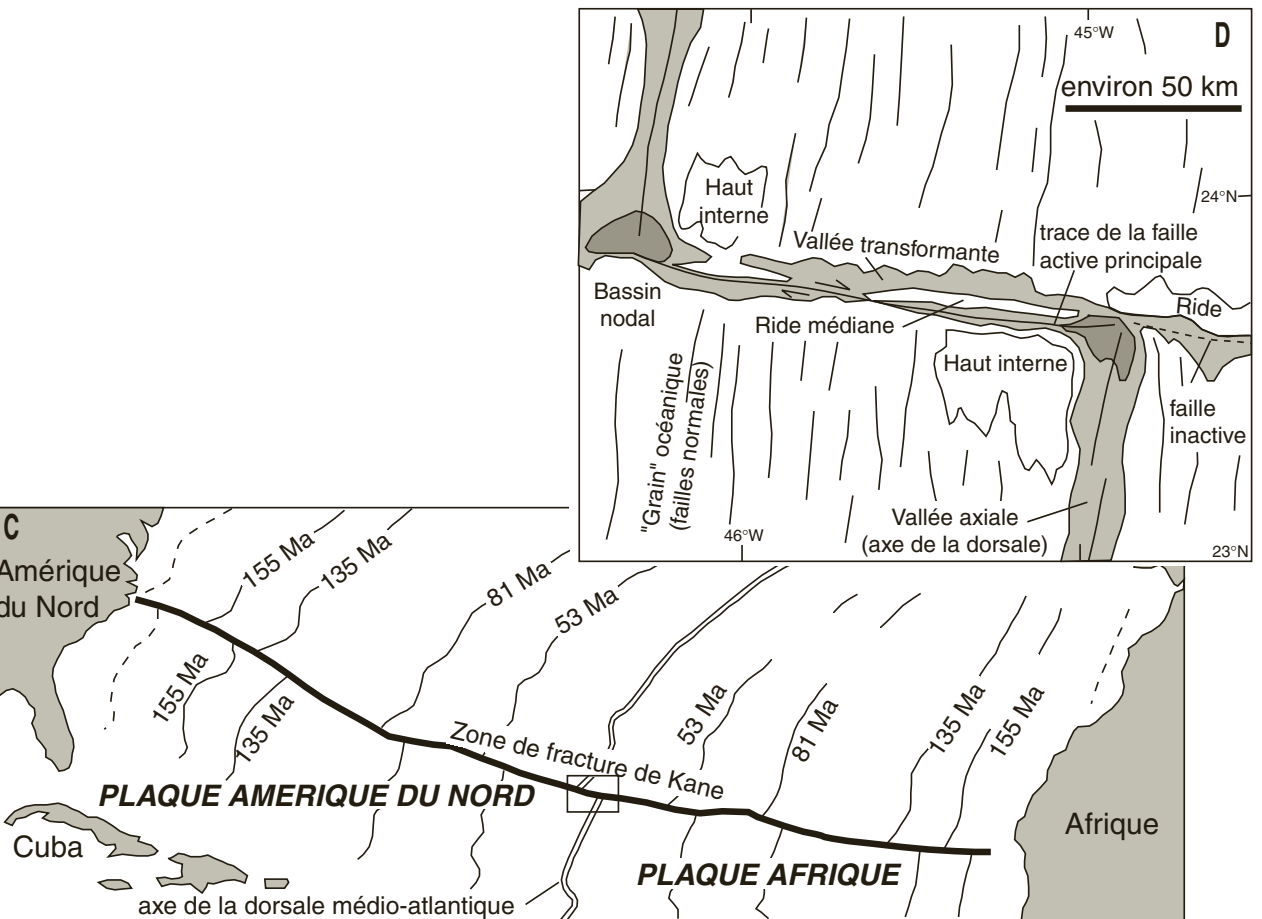
Schéma d'une zone de fracture : chaque portion inactive – de part et d'autre de la faille active – appartient à la même plaque et ne coulisse donc plus.



Les principales zones de fracture de l'Atlantique Nord et Central.

La figure C montre la zone de fracture Kane. Elle fonctionne depuis le début de l'ouverture de l'océan Atlantique, il y a plus de 160 Ma. On note son tracé anguleux, comme toutes les zones de fracture de l'Atlantique Nord et Central (Figure B), signe que la direction de l'ouverture océanique a changé au cours du temps. Le décalage des isochrones (lignes d'âge identique marquées par les anomalies magnétiques) est à peu près constant, autour de 150 km, ce qui indique que la partie active de la zone de fracture a toujours eu la même longueur.

La figure D est un agrandissement de la figure C et présente un schéma de la zone transformante. La faille transformante se trouve au fond d'une profonde vallée occupée en son centre par une ride médiane faite en général de sédiments écrasés. À chaque extrémité, à la jonction avec les deux segments de dorsale, on trouve un bassin, dit « bassin nodal » et chaque coin interne est occupé par un haut topographique. Les flancs de la vallée transformante fournissent des coupes naturelles de la lithosphère océanique et ont permis d'observer la succession plus ou moins complète des péridotites, des gabbros et des basaltes, dans l'Atlantique comme dans le Pacifique.



Fiche 4.8 : Les failles transformantes continentales

En domaine continental, les failles transformantes comme la célèbre faille de San Andreas, en Californie, sont souvent plus complexes que les failles transformantes océaniques, car elles affectent une lithosphère préstructurée en blocs de nature et comportement mécanique variés. La faille du Levant (carte A) est un bel exemple d'une telle faille transformante intra-continentale : elle relie le rift océanique de la mer Rouge, au sud, à la zone de collision de Bitlis, entre la plaque arabe et l'Anatolie (Turquie), au nord. La faille est senestre, l'Arabie se déplaçant vers le nord par rapport à l'Afrique (Sinai et Méditerranée orientale). La vitesse de déplacement n'est que de quelques millimètres par an, mais la faille fonctionnant depuis le Miocène, le déplacement total dépasse la centaine de kilomètres.

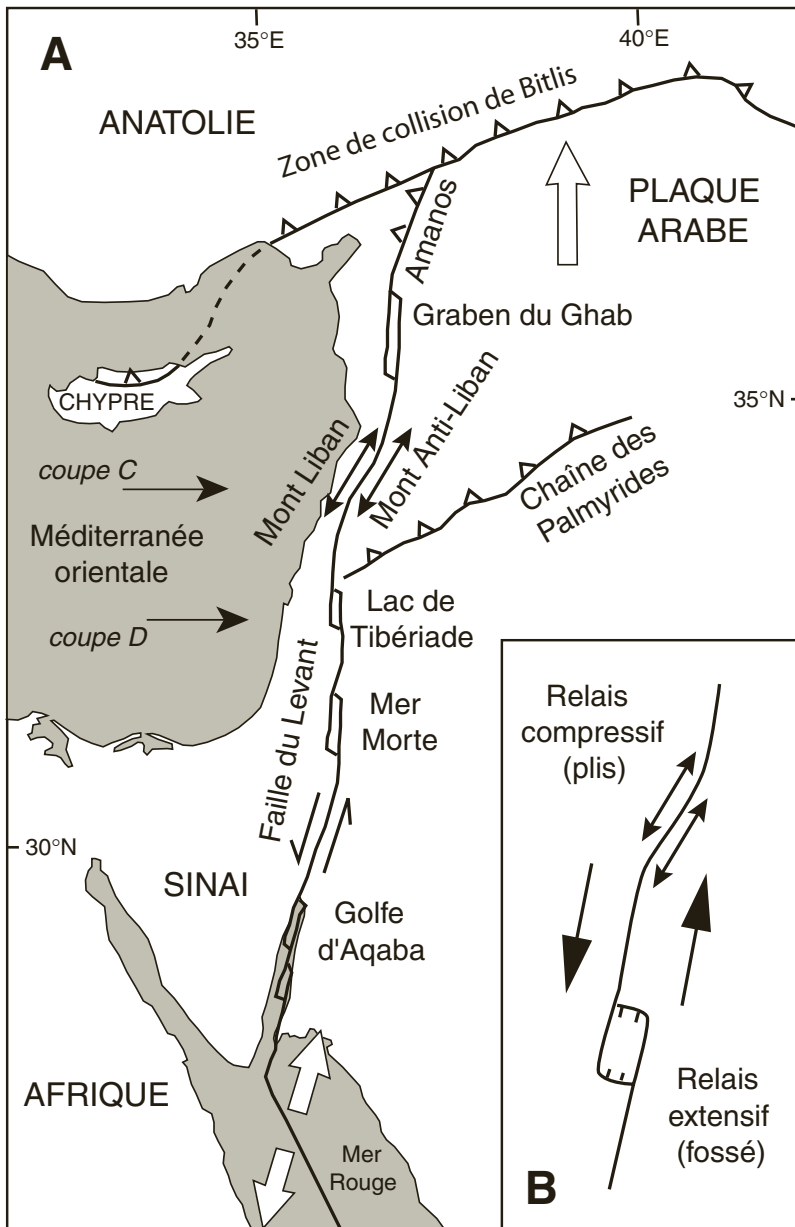
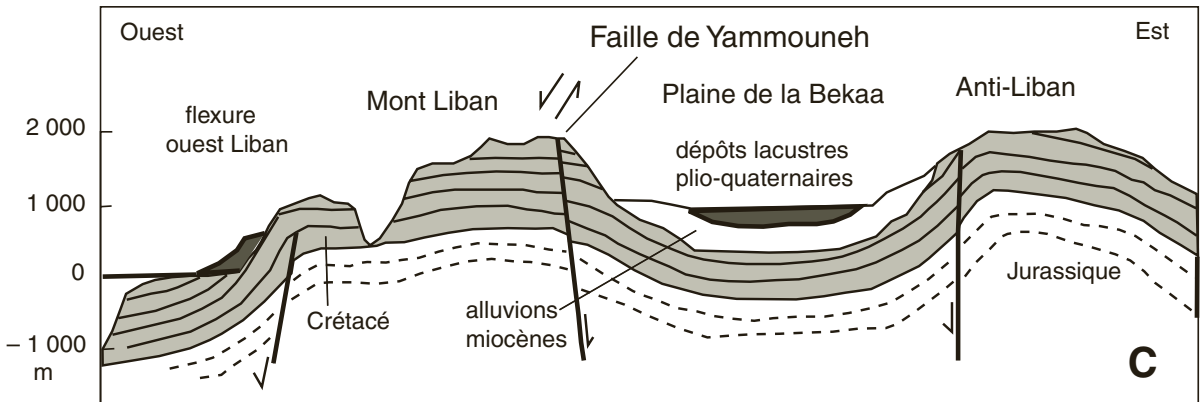


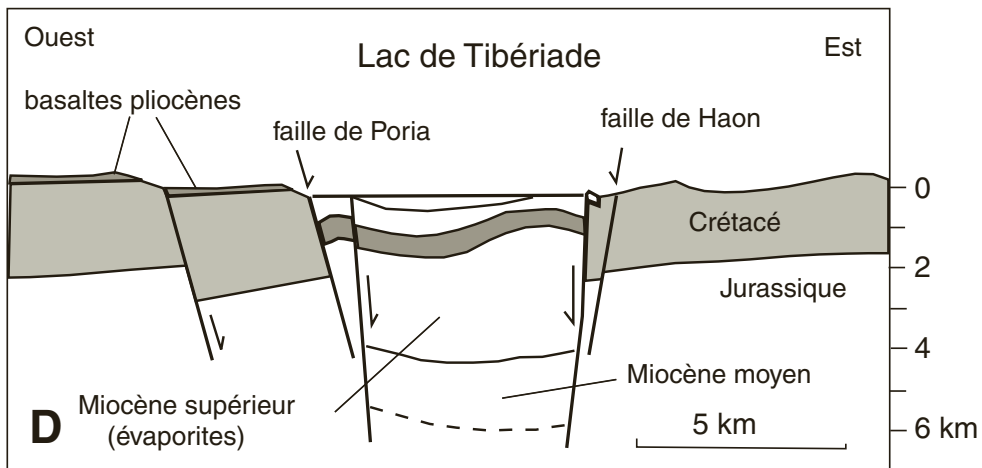
Schéma structural simplifié de la Faille du Levant.

Le tracé de la faille n'est pas rectiligne, mais dessine des inflexions. Suivant leur orientation par rapport à la direction générale de la faille, ces inflexions génèrent des petits bassins en extension ou bien, au contraire, des plis anticlinaux comme ceux des Monts Liban et Anti-Liban, séparés par le synclinal de la plaine de la Bekaa (coupe C). La faille, qui porte à cet endroit le nom de faille de Yammouneh, est située sur le flanc ouest du synclinal, dont le remplissage alluvial d'âge miocène montre que ce système a commencé à fonctionner dès cette période. Plus au nord, le chaînon de l'Amanos est également un relais compressif, qui se connecte avec la zone de collision de Bitlis. On trouve également le long de la faille plusieurs relais extensifs, qui sont, du sud vers le nord : le golfe d'Aqaba, la mer Morte, le lac de Tibériade (coupe D) et le fossé du Ghab, tous remplis de plusieurs kilomètres de sédiments.

Un forage au sud du lac de Tibériade a atteint à 4 km de profondeur des sédiments d'âge miocène moyen, surmontés d'évaporites du Miocène supérieur et de sédiments et de basaltes plio-quaternaires. La faille du Levant a donc bien fonctionné dès le Miocène moyen, comme plus au nord dans la plaine de la Bekaa. Les deux failles majeures qui bordent le bassin sont des décrochements senestres (avec une composante normale) disposés en échelon (voir schéma B).



Coupe des monts Liban et Anti-Liban, plis associés au changement de direction de la faille du Levant au Liban.



Interprétation d'un profil sismique de la région du lac de Tibériade.

Fiche 4.9 : L'exhumation du manteau dans les océans : progrès de l'exploration et évolution des concepts

Ces 40 dernières années ont été marquées par l'effort considérable réalisé par la communauté scientifique internationale dans l'exploration géologique de l'Océan. Des avancées décisives ont ainsi été réalisées dans la compréhension des processus de la tectonique des plaques grâce à la cartographie par sondeurs multifaisceaux, aux sondages sismiques, aux dragages, aux forages et aux observations directes par submersibles. Parmi ces avancées, il a été montré notamment que les roches du manteau terrestre sont mises fréquemment à l'affleurement dans des contextes océaniques variés comprenant les marges divergentes, les zones de fractures des océans, le graben axial des dorsales lentes, certaines zones de subduction et certaines jonctions entre dorsales.

Les dorsales océaniques

Dans les années 1980, les affleurements de manteau le long des grandes zones de fracture océaniques étaient bien connus, mais on estimait que les péridotites n'étaient généralement pas visibles le long des segments d'accrétion. À cette époque les connaissances sur les ophiolites et les fonds océaniques conduisaient à proposer en effet un concept simple pour la croûte océanique, s'appuyant sur des observations géologiques à terre et en mer encore fragmentaires.

La Penrose Conference de 1972, réunissant les plus grands spécialistes mondiaux de la question, a ainsi imposé pour longtemps un modèle de croûte océanique à 3 couches comprenant, de bas en haut au-dessus du manteau : les gabbros, le complexe filonien puis les basaltes en coussins. Ce modèle fut essentiellement construit d'après les données des grandes ophiolites (Semail en Oman, Troodos à Chypre), ou d'ophiolites plus réduites (Coast Ranges de Californie) qui présentent des sections crustales pouvant atteindre plusieurs kilomètres d'épaisseur. Ce modèle implique que l'accrétion océanique est toujours accompagnée d'une forte production magmatique et conduit nécessairement à la mise en place de cumulats de gabbros, d'une couche de complexe filonien recouverts par une couche continue de laves en coussin. Nous savons maintenant que ce modèle à trois couches n'est pas systématiquement applicable au cas des dorsales lentes (fiche 2.4).

On sait depuis les années 1960 que des roches ultrabasiques affleurent le long des reliefs de la dorsale médio-atlantique. La cartographie imprécise de l'époque ne permettait pas de bien connaître le contexte local des affleurements. Des sables, des grès et des brèches sédimentaires à forte proportion de serpentinites (les minéraux serpentineux dérivent de l'hydratation des péridotites du manteau) ont été carottés et dragués à cette époque le long de l'axe de la dorsale. Dans les années 1970-1980, les nombreuses campagnes d'exploration par dragage des principales zones de fracture des océans atlantique et indien (Failles Romanche, Kane, Vema, Saint Paul, Owen, Atlantis) ont montré que des serpentinites affleurent au pied des murs de ces grandes structures. Dans ces contextes transformants, les serpentinites sont généralement associées à des gabbros mylonitiques métamorphisés dans le faciès amphibolite (soit à des températures relativement élevées, de 600 à 700 °C), témoignant des déformations

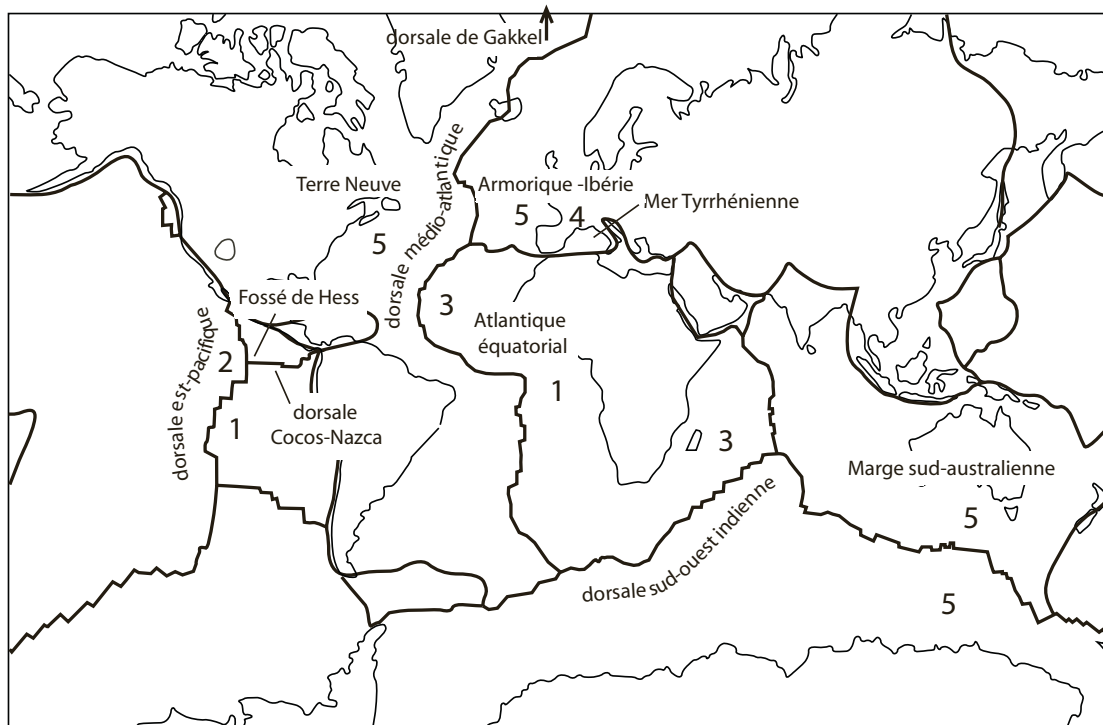
liées au fonctionnement de la faille transformante dans un contexte « chaud », à proximité de la zone d'accrétion océanique (fiche 4.7). L'abondance de ces roches dans ces contextes a alors fait penser que seules les failles transformantes océaniques étaient propices à la mise à l'affleurement du manteau. En raison de la plasticité des serpentinites, la mise à l'affleurement du manteau a été interprétée comme le résultat de « protrusions tectoniques », les termes « dénudation » et « exhumation » n'étant pas ou peu employés à l'époque. La découverte de serpentinites affleurant sur les parois de la vallée transformante de Garrett, le long de la dorsale rapide Est-Pacifique, confirmait cette idée. Dans les années 1980-1985, ces exemples océaniques ont ainsi permis d'interpréter de nombreuses situations typiques des ophiolites des Alpes ou de l'Apennin ligure, montrant des sédiments pélagiques reposant directement sur des roches du manteau ou sur des gabbros, et caractérisées par des niveaux de brèches de composition ultrabasique intercalés dans les sédiments pélagiques de la couverture des ophiolites (fiche 5.15). On a alors proposé que toutes les ophiolites ligures et alpines s.l. (du Piémont aux Grisons) soient issues d'anciennes zones de fractures océaniques. Dans ces modèles, on considérait alors que la croûte océanique « normale » (de type Penrose) disparaissait dans la subduction. À partir de 1990, la poursuite des explorations le long des axes des dorsales lentes a révélé que le manteau peut affleurer le long de l'axe de la dorsale en dehors des zones de fracture. Le célèbre forage ODP du Leg 109 situé au sud de la zone de fracture Kane (fiche 4.7), largement en dehors d'un contexte transformant, a permis d'échantillonner des péridotites serpentinisées mises à l'affleurement sur les flancs du fossé axial. Puis d'autres campagnes ont montré que le manteau affleure souvent aux extrémités des segments d'accrétion des dorsales lentes (fiches 2.3 et 2.4). Dès lors, le modèle « transformant » n'était plus le seul possible et on a introduit la notion d'expansion amagmatique. Cette notion a été renforcée par l'analyse des ophiolites téthysiennes, montrant que la croûte océanique est discontinue et qu'en certains endroits, le manteau a été mis à l'affleurement par un processus purement tectonique.

Le concept d'*accrétion océanique amagmatique*, est donc issu de l'étude des dorsales lentes. L'étirement continu de la lithosphère océanique s'y accompagne de la dénudation du manteau et de la mise en place d'une quantité restreinte de magmas. Dans ces conditions, la croûte créée à l'axe n'est pas continue, la teneur en produits magmatiques injectés dans le manteau n'est pas constante et la lithosphère océanique est ainsi hétérogène.

Dans les années 1990, de nombreux modèles de fonctionnement tectonique de l'axe des dorsales lentes ont alors été publiés. Ces modèles se sont appuyés sur les interprétations qui étaient proposées depuis quelques années déjà pour expliquer l'exhumation du manteau au pied des marges passives (ce cas est traité ci-après). Ainsi, on a appliqué au contexte océanique le concept de faille de détachement (« detachment fault »), élaboré à partir de l'étude de la région du Basin and Ranges de l'ouest américain, où les taux d'extension dépassent 100 % (fiche 5.18), concept complété par l'étude de la marge de Galice (fiche 4.4). Les failles de détachement océanique ont ainsi été décrites pour rendre compte de l'exhumation du manteau à l'axe des dorsales lentes,

plus particulièrement dans les extrémités de segments d'accrétion où la production magmatique est toujours faible (fiche 2.4). Ceci implique un fonctionnement asymétrique du système d'accrétion, l'un des flancs de la vallée axiale correspondant à l'émergence d'un plan de faille peu penté exhumant le manteau, l'autre étant caractérisé par le développement de failles plus pentées (chap. IV, §4.4, fig. 4.10). Dans ces systèmes, le volcanisme basaltique se met en place sur le manteau exhumé, généralement le long du fossé axial, au pied de la faille de détachement.

Aujourd'hui, le modèle de détachement océanique est largement admis. Les campagnes récentes de plongées et de forage ont confirmé l'existence de ces grands plans de faille peu pentés, affleurant sur de vastes surfaces et caractérisés par la présence de « corrugations », ces cannelures géantes, qui s'apparentent à des méga-stries de faille. Les plus vastes surfaces de manteau exhumé se trouvent probablement le long de la dorsale sud-ouest indienne et le long de l'axe de la dorsale ultra-lente Gakkel, située sous la banquise entre le Groenland et la Sibérie. Il faut également signaler que le manteau exhumé forme la majeure partie du fond océanique de la Mer Tyrrhénienne, ouverte dans un contexte de bassin arrière-arc lié à la subduction sous l'arc calabrais depuis le Pliocène. Le manteau affleure également au fond des dépressions marquant certaines jonctions de dorsales comme dans le fossé de Hess à l'endroit où la dorsale Cocos-Nazca rencontre la dorsale Est-Pacifique.



Répartition mondiale des sites océaniques connus caractérisés par l'exhumation du manteau (régions en grisé).

- 1 : Grandes zones de fracture des océans Pacifique et Atlantique. 2 : Jonction entre deux dorsales.
3 : Segments des dorsales lentes. 4 : Bassins arrière-arc. 5 : Marges passives non volcaniques.

Les marges passives

En 1978, un dragage réalisé par le navire *Le Noroît* au nord de la marge ibérique, à plus de 350 km des côtes, remontait des fragments de péridotites serpentinisées très altérées depuis un relief de 200 mètres, nommé « colline 5 100 » d'après la cote de son sommet, situé à la transition entre la croûte continentale amincie et la croûte océanique. Pour expliquer la présence de ces roches, on a d'abord évoqué un processus de diapirisme des serpentinites (montée verticale), puis les études sismiques ont montré la présence de grandes discontinuités peu pentées sous la marge, évoquant les failles de détachements décrites dans les contextes extensifs continentaux (fiche 5.18). Les premiers modèles de mise à nu du manteau selon un processus d'exhumation tectonique asymétrique impliquant une faille de détachement unique ont été publiés autour de l'année 1985 à partir de l'exemple de la marge passive nord-Ibérique. L'étude des ophiolites alpines permettait ensuite de confirmer ce modèle d'exhumation en pied de marge passive. Dans les Alpes suisses des Grisons, les unités de la partie supérieure de l'empilement tectonique sont en effet issues du domaine de transition entre croûtes continentale et océanique. Les géologues ont ainsi montré que les sédiments du bas de la marge reposent directement sur le manteau, exhumé au pied du continent par une faille de détachement.

Ces recherches sur la transition océan-continent ont été étendues à l'ensemble des marges passives mondiales. Des affleurements de manteau ont été décrits dans des situations comparables, par exemple au sud de l'Australie, en bordure de l'Antarctique, et en Atlantique sud. Ces marges passives à manteau exhumé s'opposent aux marges divergentes dites volcaniques, caractérisées par la mise en place, au moment du rifting et du début de l'océanisation, de grandes quantités de magma recouvrant une partie importante de la croûte continentale amincie (fiche 4.5).

Apport en retour pour l'étude des chaînes de montagne (planche 2)

Les progrès réalisés depuis 30 ans dans la compréhension des processus d'exhumation du manteau ont un effet sur notre vision de l'évolution des chaînes de montagne. Il est possible qu'une partie des ophiolites des chaînes alpines provienne de la zone de transition continent-océan. Ceci conduit à proposer des schémas d'obduction, dans lesquels une partie de la lithosphère océanique reste adhérente à la plaque supérieure du prisme orogénique en raison de la continuité avec la lithosphère continentale au niveau de la transition continent-océan. Ce même phénomène est maintenant envisagé pour expliquer la présence de manteau dans la chaîne des Pyrénées. Le manteau pyrénéen est représenté par de petits corps de lherzolites associés à des paléo-bassins créacés. Le modèle classique en fait des intrusions tectoniques, remontées dans le fond de ces bassins lors de la phase de coulissage majeure de la plaque Ibérie le long de la plaque Europe à l'Albien, aux alentours de 110 Ma. Les nouvelles données de terrain montrent que les lherzolites sont en contact stratigraphique avec des séquences détritiques remaniant à la fois les carbonates mésozoïques avoisinants et le manteau lui-même (cf. planche couleur). Ceci montre que les lherzolites ont été exhumées sur le fond des bassins albiens en réponse à l'extension et à l'amincissement extrême de la croûte continentale lors du coulissage de l'Ibérie.

Chapitre V

Les conséquences des mouvements horizontaux de la lithosphère

La convergence

La subduction se produit soit sous une marge continentale active, soit sous un arc insulaire actif (fig. 5.1 ; fiche 5.1).

Un *arc insulaire actif* est une guirlande d'îles, dont la croûte est le plus souvent de nature continentale, et qui porte de nombreux volcans actifs, nourris par la fusion partielle des roches du manteau (chap. II, § 2.1). L'arc insulaire actif est séparé du continent par un bassin à croûte océanique, nommé « *bassin marginal* », qui s'ouvre et s'agrandit à la façon des grands océans. Le bassin des Mariannes et le bassin de Lau, par exemple, sont des bassins marginaux actifs (c'est-à-dire en voie d'agrandissement) situés en arrière des zones de subduction des Mariannes et des Tonga-Kermadec. Toutefois, l'accrétion océanique dans les bassins marginaux n'est pas nécessairement permanente. C'est ainsi que la mer du Japon ou la mer Caraïbe, séparant respectivement l'archipel nippon de l'Asie continentale et les Antilles de l'Amérique du Sud, bien que situés en position de bassins en arrière de zones de subduction, ne sont plus actifs actuellement.

Une *marge continentale active* est au contraire située au bord d'un grand continent. C'est le cas de la marge Pacifique de l'Amérique du Sud. Toutefois, la zone la plus active de la marge, où sont situés les volcans, est

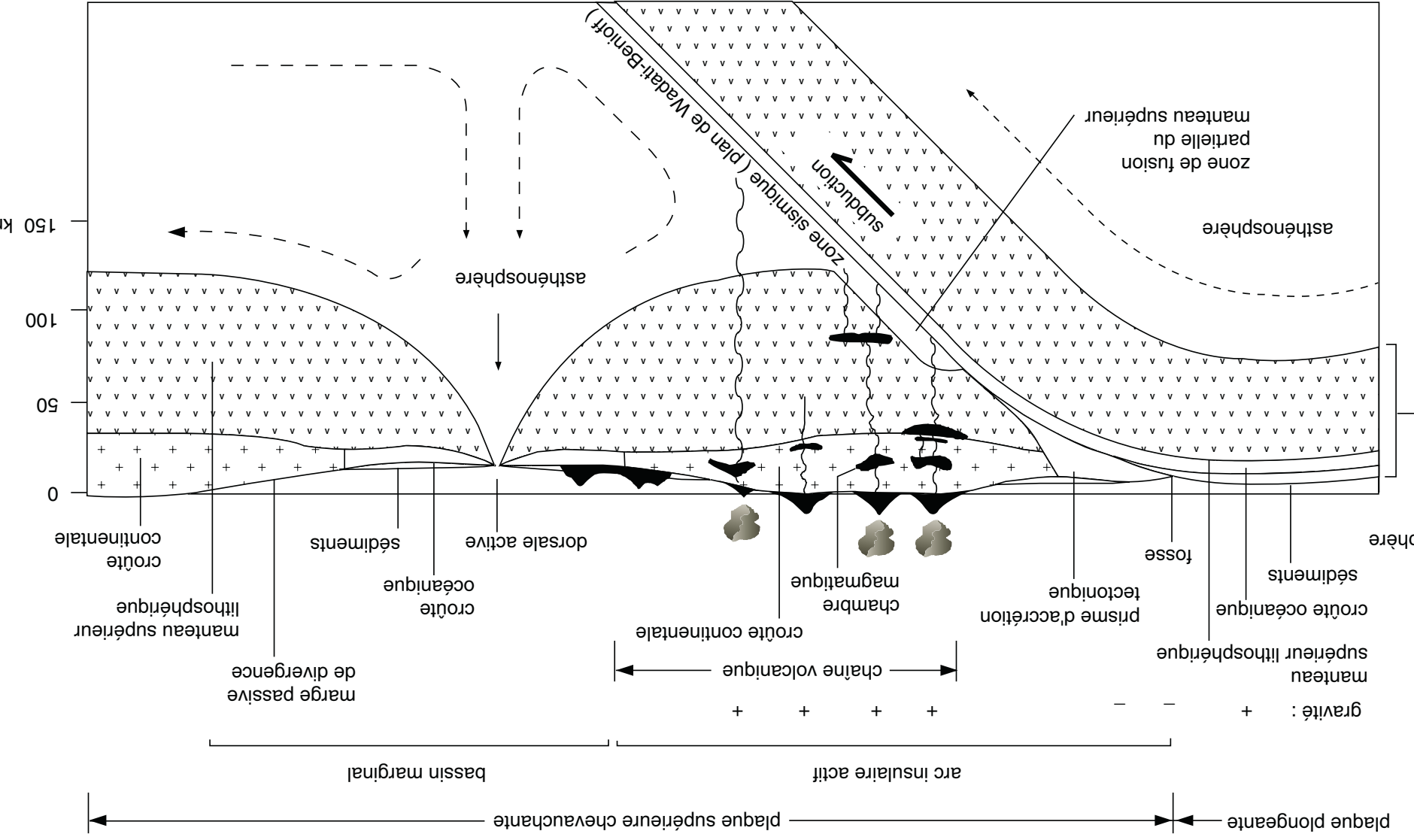


Figure 5.1 Coupe schématique d'une zone de convergence lithosphérique comportant un arc insulaire actif et un bassin marginal. D'après G. BOILLOT, 1989, *Marges continentales. Encyclopédia Universalis*, Corpus 89, 530-536.

souvent séparée de la partie stable du continent par un bassin sédimentaire à substratum continental, comme en mer Égée aujourd'hui. Ce bassin continental est au bassin marginal ce qu'est le rift continental à un grand océan : une sorte de précurseur, où la croûte continentale subit une extension et un amincissement. Comme un rift ordinaire, il peut évoluer jusqu'à la rupture continentale et devenir un bassin marginal, ou bien avorter à un stade plus ou moins précoce.

Malgré leurs différences, les marges et les arcs insulaires actifs ont en commun tout un ensemble de structures géologiques. En partant de l'océan et en allant vers le continent stable, on peut distinguer :

- la lithosphère de la plaque plongeante, généralement océanique ;
- la fosse océanique, qui marque la frontière entre les deux plaques convergentes ;
- le prisme d'accrétion tectonique (§ 5.2), à cheval sur cette frontière, et formé de sédiments rassemblés et déformés sous l'effet de la convergence lithosphérique ;
- une cordillère montagneuse ou une guirlande d'îles selon que l'on se trouve en présence d'une marge active ou d'un arc insulaire actif. Ces reliefs sont situés au bord de la plaque chevauchante, dans la région où le magmatisme, la déformation et la sismicité sont très intenses ;
- un bassin à croûte océanique (arc insulaire actif), ou à croûte continentale plus ou moins amincie (marge active) ;
- enfin, les bassins marginaux sont bordés de chaque côté par deux marges continentales passives, l'une (du côté de l'arc insulaire) encombrée de volcans actifs ou inactifs, l'autre (du côté du continent stable) semblable aux marges passives des grands océans (fig. 5.1).

Ce chapitre analyse de façon synthétique les divers phénomènes provoqués par la convergence lithosphérique qui contribuent, à des titres divers, à la création, à la destruction et à la transformation de la lithosphère continentale.

5.1 LA SÉISMICITÉ ET LA DÉFORMATION ACTIVE DANS LES ZONES DE SUBDUCTION

Qu'elles soient transformantes, divergentes ou convergentes, les limites de plaques actuelles coïncident avec des « ceintures sismiques », c'est-à-dire des surfaces étroites et allongées où les tremblements de terre sont fréquents, et où la déformation des terrains est active (fig. 1.6 B). Parmi ces ceintures, la plus large et la plus marquée est celle qui correspond aux frontières de

plaques convergentes, dans les zones de subduction ou de collision. C'est là que les trois quarts de l'énergie sismique du globe sont dissipés.

Dans les zones de subduction, les ruptures des niveaux fragiles de la lithosphère se produisent dans trois lieux distincts :

a) *en avant de la frontière des plaques*, à l'endroit où la plaque océanique ploie avant d'entrer dans la zone de subduction (le bombement de la fig. 5.2; voyez aussi la fiche 1.3). L'énorme surcharge imposée par la plaque chevauchante à la plaque plongeante provoque le même effet que le volcan posé sur la plaque de la figure 1.1 : une dépression près du point d'application de la surcharge, un bombement un peu plus loin. Il en résulte que le dos de la plaque plongeante, dont la surface s'accroît, subit une extension : la lithosphère superficielle fragile se brise alors localement, des failles normales et de petits fossés d'effondrement apparaissent, et tout le bombement est ainsi le siège d'une activité sismique superficielle faible mais permanente. Remarquons au passage que les déformations à grand rayon de courbure que subit la plaque plongeante ont aussi un effet sur la gravité : le bombement, où la

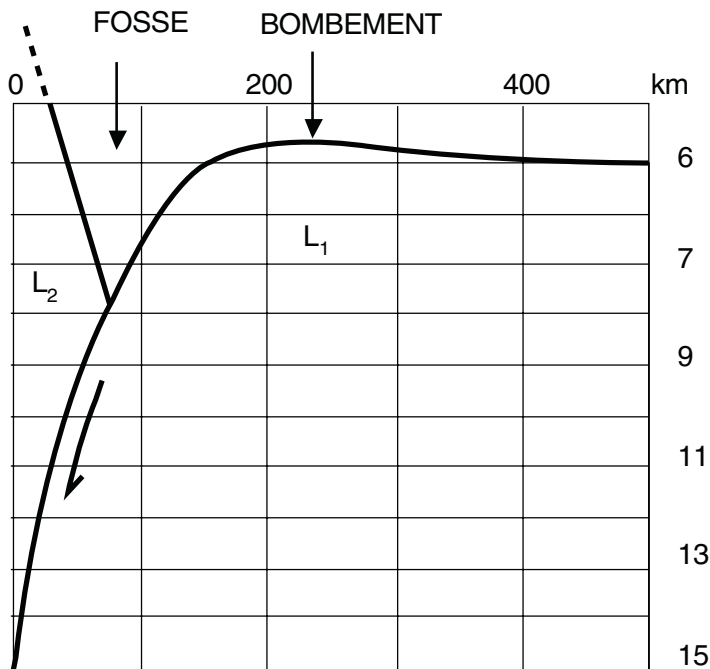


Figure 5.2 Forme de la surface d'une plaque lithosphérique à l'approche d'une zone de subduction.

(L_1 = lithosphère de la plaque plongeante; L_2 = lithosphère de la plaque chevauchante). Un bombement apparaît à l'avant de la fosse, du côté océanique. Reprinted from X. LE PICHON, J. FRANCHETEAU and J. BONNIN, 1973. *Plate tectonics. Development in Geotectonics*, 6, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 300 p., with kind permission of Elsevier Sciences - NL, Sara Burgerharstraat 25, 1055 KV Amsterdam, the Netherlands.

lithosphère est forcée à se soulever légèrement, se marque par une anomalie positive faible de la pesanteur (léger excès de masse local). Au contraire, l'anomalie est négative et relativement forte au-dessus de la fosse et du prisme d'accrétion tectonique qui marquent les limites des plaques (fig. 5.1). À cet endroit, la lithosphère est éloignée de la surface par la subduction, et remplacée par de l'eau ou du sédiment moins denses, ce qui contrarie l'équilibre isostatique en entraînant localement un défaut de masse ;

b) *au-delà de ce fossé, dans la zone de subduction proprement dite, qui s'étage entre quelques kilomètres et 700 km de profondeur. Là, la couche fragile superficielle de la plaque plongeante est soumise à d'intenses contraintes, qui engendrent de fréquentes ruptures. Les foyers des séismes sont enfermés dans un volume parallélépipédique très aplati, nommé *plan de Wadati-Benioff*, du nom de ses découvreurs (fig. 5.3).*

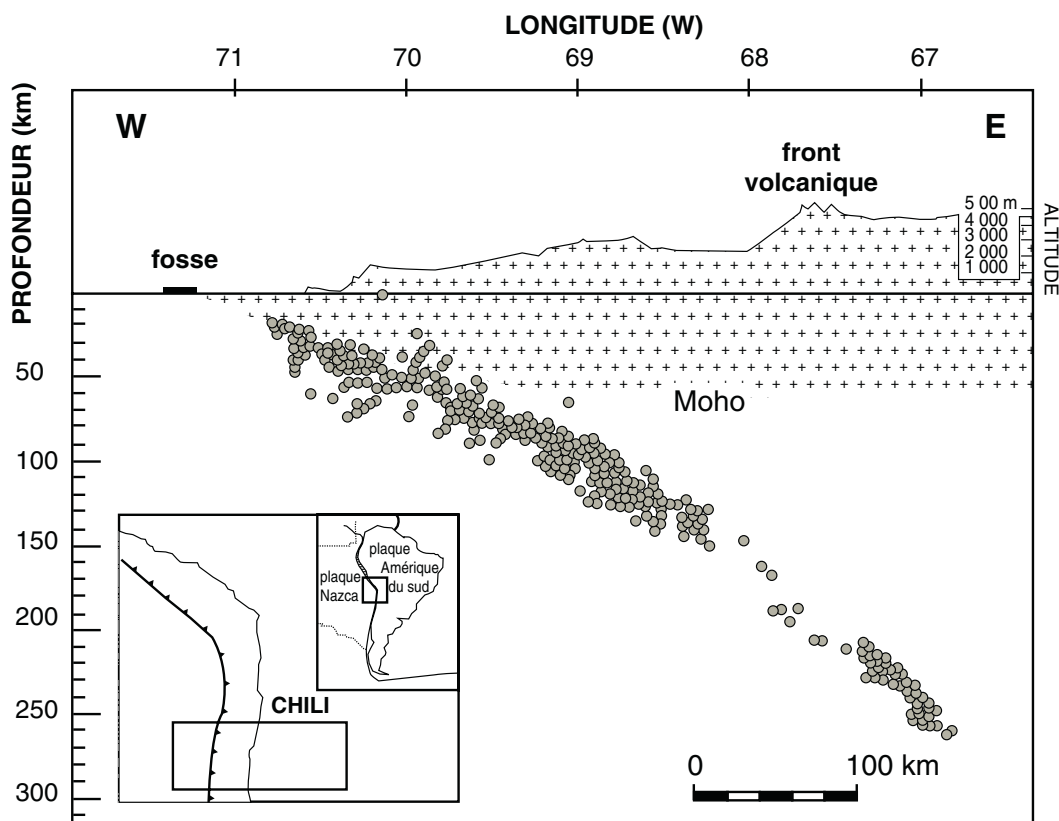


Figure 5.3 Exemple de répartition des séismes au toit des plaques plongeantes dans les zones de subduction (ici, la subduction de la plaque Nazca sous la Cordillère des Andes).

Cartouche : emplacement de la zone étudiée. Reprinted from B. DELOUIS, A. CISTERNAS, L. DORBATH, L. RIVERA and E. KAUSEL, 1996. The Andean subduction zone between 22° S and 25° S (Northern Chile) : precise geometry and state of stress. *Tectonophysics*, 259, 81-100. With kind permission of Elsevier Sciences - NL, Sara Burgerharstraat 25, 1055 KV Amsterdam, The Netherlands.

Dans le plan de Wadati-Benioff, les mécanismes des ruptures à l'origine des séismes sont assez divers selon les zones de subduction et selon les profondeurs. Dans de nombreux cas, il s'agit de mécanismes « en compression » (jeu de failles inverses provoquant un raccourcissement lithosphérique). Ils s'expliquent par la friction entre les deux plaques et, plus profondément, par la difficulté que rencontre la plaque plongeante à pénétrer dans l'asthénosphère. En outre, le toit de cette plaque, soumis à extension avant de s'engager dans la zone de subduction, retrouve peu à peu une forme plane à mesure qu'il s'enfonce dans l'asthénosphère, ce qui implique un raccourcissement par inversion des anciennes failles normales. Mais des ruptures dues à l'extension (jeu de failles normales) sont également observées dans d'autres cas. Elles sont interprétées comme un effet de l'allongement de la plaque en voie de subduction, entraînée par son propre poids dans l'asthénosphère. Enfin des tensions supplémentaires sont provoquées par les échanges thermiques entre la lithosphère « froide » et l'asthénosphère encaissante plus chaude, et par les changements de phases minéralogiques (métamorphisme) imposés par l'accroissement des pressions et des températures avec la profondeur. Quoiqu'il en soit, des séismes se produisent jusqu'à 600 ou 700 km de profondeur dans les cas extrêmes, donnant ainsi une « image » de la plaque plongeante jusqu'à proximité du manteau inférieur ;

c) *en bordure et en surface de la plaque chevauchante*, dans une bande large d'au moins 100 km. Les mécanismes des séismes sont ici encore très divers, résultant selon les endroits d'un raccourcissement horizontal (compression), du jeu de grands cisaillements verticaux le long desquels coulissent des panneaux lithosphériques, ou même d'une extension horizontale.

La compression s'explique par le mouvement de convergence des plaques. Lui sont associés des coulissements le long de failles verticales (des « décrochements »). Les mouvements dus au soulèvement actif de la marge ou de l'arc insulaire (§ 5.2) provoquent eux aussi des tensions et des ruptures. Quant à l'extension, elle s'observe principalement loin de l'océan, dans les bassins à croûte océanique (bassins marginaux) ou à croûte continentale amincie qui séparent la marge ou l'arc actif du continent stable (fig. 5.1).

5.2 L'ACCRÉTION CONTINENTALE ET L'ÉROSION TECTONIQUE DANS LES ZONES DE SUBDUCTION (fiches 5.2 à 5.5 et 5.10)

La croûte continentale, avons-nous dit (chap. II, § 2.1), est principalement créée par fusion hydratée des péridotites du manteau dans les zones de subduction ; épaisse et relativement peu dense, elle reste à la surface de la planète, à la différence de la croûte océanique beaucoup plus mince et entraînée peu de temps après sa formation (moins de 200 Ma) dans les zones de subduction. En principe, le destin de la lithosphère continentale est donc de croître par accrétion de croûte continentale, tandis que celui de la lithosphère océanique est de disparaître et d'être renouvelée rapidement à la surface du globe suivant des cycles de moins de 200 Ma. En réalité, plusieurs processus distincts contribuent à l'« accrétion continentale » ou la contrarient.

a) **L'accrétion tectonique au front de la plaque chevauchante** — Quand s'enfonce une plaque océanique dans une zone de subduction, les sédiments qu'elle porte peuvent, selon les cas, être « avalés » avec elle, ou bien être retenus en surface dans la zone frontière entre les deux plaques convergentes. En ce cas, la plaque chevauchante joue un peu le rôle d'une pelle mécanique qui pousse devant elle la terre meuble pour découvrir la roche dure : il se constitue à son front un bourrelet de sédiments déformés et entassés les uns sur les autres, qui s'épaissit progressivement jusqu'à émerger localement. Ce bourrelet est nommé « prisme d'accrétion tectonique ». Des exemples d'îles où il peut être visité à pied sec parce qu'il a été soulevé hors de l'eau sont la Barbade, dans les Caraïbes, et Timor en Indonésie.

La structure du prisme d'accrétion tectonique est aujourd'hui bien connue grâce aux images obtenues par la sismique-réflexion (fig. 5.4). Une partie des sédiments reste adhérente à la croûte océanique, et la suit dans la subduction. C'est le « tégument ». L'autre partie, c'est-à-dire le principal, est décollée et reste en surface. Le décollement s'opère en général selon une couche plastique plus ou moins gorgée d'eau, qui offre aux contraintes une faible résistance. Les sédiments situés au-dessus constituent alors des sortes d'écailles qui s'empilent et se redressent progressivement à mesure que de nouvelles écailles sont ajoutées à la base de l'édifice. La mobilité de ces écailles les unes par rapport aux autres est facilitée par une intense circulation de fluides sous pression dans les plans de failles et les surfaces de chevauchement. En fait ces fluides, de l'eau chargée de méthane et de

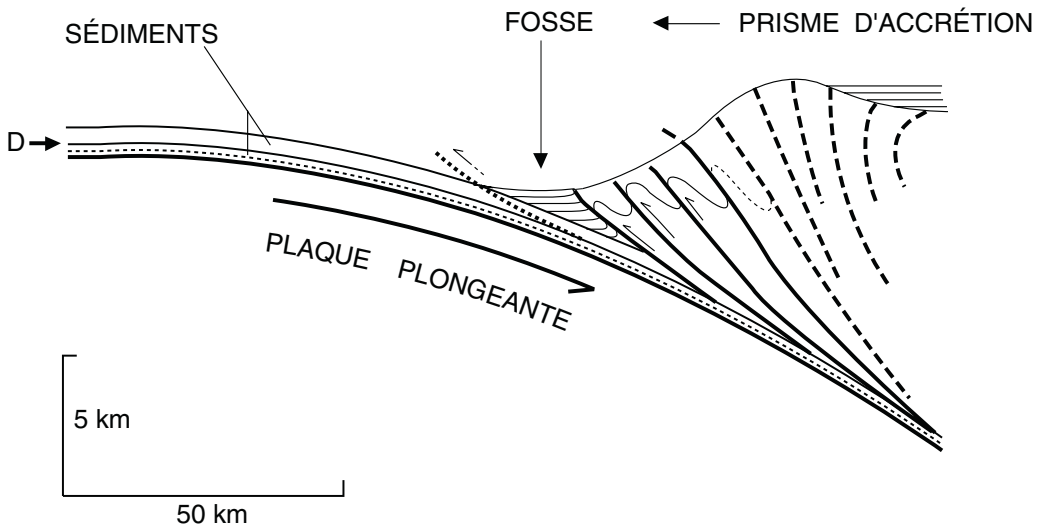


Figure 5.4 Le prisme d'accrétion tectonique et de sa croissance.

D = niveau de décollement entre les sédiments du tégument et ceux qui participent à l'édification du prisme.

sels minéraux, proviennent des sédiments eux-mêmes, qui perdent progressivement leur eau interstitielle à mesure qu'ils sont serrés par la tectonique, un peu à la manière d'une éponge que l'on presse. Les fluides suivent les chemins ouverts par les failles, et à leur tour favorisent le mouvement des unités tectoniques (les écailles) les unes sur les autres. On connaît d'ailleurs depuis une vingtaine d'années, grâce aux explorations en submersible, les lieux d'émission de ces fluides, qui sont les « sources froides » des marges actives (c'est-à-dire dont l'eau est à la température des sédiments, soit quelques degrés), presque aussi favorables aux organismes des grands fonds que les « sources chaudes » des dorsales océaniques (chap. II, § 2.2).

Le prisme d'accrétion tectonique n'est pas seulement constitué de sédiments océaniques prélevés par la plaque chevauchante à la plaque plongeante. Il est nourri aussi par des apports sédimentaires issus de la marge ou de l'arc insulaire actifs, soumis à érosion à mesure qu'ils se soulèvent. On peut ainsi distinguer dans le prisme :

- des sédiments souvent sableux, venus des îles ou du continent voisin, et déposés dans la profonde fosse située à la frontière des plaques convergentes (fig. 1.4 et 5.1) ;
- des sédiments à grain fin, déposés dans les plaines abyssales et apportés par le « tapis roulant » que représente la lithosphère océanique en route vers la zone de subduction. Les premiers sont évidemment beaucoup

plus jeunes que les seconds, qui ont accompli un long voyage avant de se trouver retenus et déformés dans le prisme.

Enfin la plaque plongeante n'est pas parfaitement lisse. Elle porte des aspérités (des plateaux océaniques créées par les « panaches », des volcans sous-marins ou même des dorsales océaniques), qui peinent à entrer dans la zone de subduction. Sous la poussée inexorable des plaques, ces aspérités finissent par passer, mais non sans dégâts : souvent le « nez » de la plaque chevauchante est raccourci et soulevé à leur passage. Il arrive aussi que les aspérités soient « scalpées », et que le « scalp » soit ajouté au prisme d'accrétion tectonique. Ainsi s'expliquent certaines écailles de croûte océanique (ophiolites) intercalées dans les sédiments qui constituent l'essentiel du prisme.

Les prismes d'accrétion tectonique peuvent être de taille réduite (quelques dizaines de kilomètres) ou bien s'étendre au front des marges et des arcs insulaires actifs sur plusieurs centaines de kilomètres de largeur et sur plusieurs milliers de kilomètres de longueur. En fait, leur taille dépend d'abord de l'importance des flux sédimentaires. Par exemple c'est grâce aux énormes apports de l'Amazone dans l'océan Atlantique qu'a pu se construire le prisme de la Barbade, qui ceinture les Antilles à l'est. Mais il semble aussi que certaines marges ou arcs insulaires actifs refusent mieux que d'autres l'introduction des sédiments dans la zone de subduction, peut-être en relation avec la plus ou moins grande inclinaison de la plaque plongeant dans l'asthénosphère.

Dans les chaînes plissées de collision (§ 5.3), le prisme tectonique de la marge active se retrouve plus ou moins écrasé et méconnaissable à proximité immédiate de la zone de suture entre les deux plaques. Tel est probablement dans les Alpes le cas d'une partie au moins des nappes de charriage des schistes lustrés, qui séparent aujourd'hui les terrains qui appartenaient pendant l'ère secondaire à la marge européenne de l'océan téthysien de ceux qui étaient portés par la plaque africaine.

b) **L'érosion tectonique de la plaque chevauchante** — L'accrétion frontale de prismes tectoniques aux marges et aux arcs insulaires actifs n'est pas toujours vérifiée. On connaît même certaines marges actives qui, au lieu de développer un prisme, semblent reculer, comme minées en profondeur par la subduction. Certes, il est toujours difficile de faire la preuve qu'il manque quelque chose au front d'une plaque chevauchante. Mais quand le « nez » de cette plaque subit une subsidence rapide, sur une longue durée, bien enregistrée par les sédiments dont la profondeur de dépôt s'accroît de la base de la série vers son sommet, quand enfin les

failles d'effondrement nombreuses témoignent d'une extension de la croûte, force est d'admettre que celle-ci s'amincit à cet endroit au lieu de s'épaissir. C'est le cas des marges du Pérou et de l'Équateur. Pour expliquer ce phénomène, on ne dispose pour l'instant que d'hypothèses. La plus plausible est celle de l'érosion tectonique de la plaque chevauchante, selon laquelle une sorte de rabotage entraîne dans la zone de subduction des copeaux arrachés à la base de la plaque chevauchante sous la partie subsidente de la marge (fig. 5.5).

Le destin de ces copeaux est tout aussi énigmatique que leur naissance. Il est probable qu'ils s'arrêtent en chemin, sous la cordillère ou sous les îles, contribuant là à épaissir la croûte et à provoquer son soulèvement. L'érosion tectonique aurait alors pour corollaire le *sous-placage tectonique*, grâce auquel ce qui a été ôté à la croûte continentale, là où se produit le rabotage et la subsidence, est reporté et « sous-plaqué » un peu plus loin et plus profondément (fig. 5.5).

Toutefois il faut bien reconnaître que ce sous-placage n'a pas encore été démontré. Si, contrairement à cette interprétation, il est établi un jour que des fragments de croûte continentale arrachés au bord de la plaque

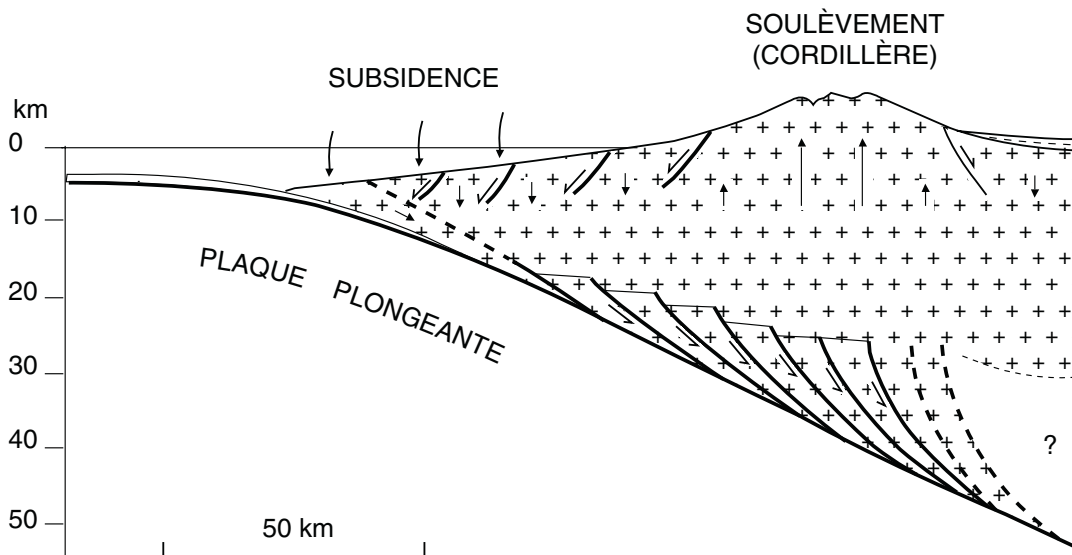


Figure 5.5 L'érosion et le sous-placage tectoniques.

Les flèches indiquent les mouvements verticaux de la lithosphère (subsidence au front de la plaque chevauchante; soulèvement de la cordillère par suite de l'introduction de « copeaux lithosphériques » dans la zone de sous-placage). Pour simplifier le dessin, les écaillés « sous-plaquées » ont été dessinées comme si elles n'étaient pas écrasées dans la zone de subduction, ce qui est sans doute inexact.

chevauchante sont entraînés jusque dans l'asthénosphère par la subduction, alors l'idée d'une permanence de masses continentales à la surface du globe devrait être révisée. Il est donc important de dresser un bilan de l'érosion et de l'accrétion tectonique à la fois dans l'espace (selon les segments de la marge) et dans le temps (en reconstituant l'histoire géologique de la marge), pour tenter de savoir si les deux phénomènes s'équilibrent, ou bien, comme on le pense généralement, si l'un d'eux (l'accrétion continentale) l'emporte globalement sur l'autre. Dans ce bilan, il faut tenir compte aussi des aspérités océaniques de la plaque plongeante : sans doute jouent-elles un rôle à la fois dans l'érosion tectonique de la plaque chevauchante (ce sont les lames du rabot), et dans le sous-placage tectonique (les lames se détachant du rabot, contribuant ainsi à épaisir la croûte en arrière de la zone de subduction).

c) **Accrétion magmatique dans la plaque chevauchante** — Ce phénomène a déjà été décrit dans le paragraphe 2.1 du chapitre II et souvent rappelé dans les pages qui précèdent : en introduisant de l'eau dans la zone de subduction, la plaque océanique plongeante favorise la fusion partielle des péridotites de la plaque chevauchante, l'eau agissant comme un fondant qui abaisse, à pression constante, la température de fusion des roches (fig. 2.1 et 2.5).

L'eau peut être apportée par les sédiments. Mais cette eau libre est rapidement chassée, et on a vu qu'elle refoulait vers la surface en suivant les failles et les surfaces de chevauchement du prisme d'accrétion. Dès que la pression s'accroît tant soit peu dans la zone de subduction, il n'y a plus d'eau libre, mais seulement de l'eau liée aux minéraux des roches. Le métamorphisme d'origine hydrothermale qui se produit à l'axe des dorsales, par exemple, a pour effet de transformer plus ou moins profondément les basaltes, les gabbros et les péridotites de la couche lithosphérique superficielle. Les péridotites en particulier avons-nous vu (chap. II, § B) deviennent des serpentinites, et leur transformation s'accompagne d'une importante absorption d'eau dans les réseaux des cristaux constituant la roche. Et comme ces réactions hydrothermales sont réversibles, l'augmentation de la température et de la pression dans les zones de subduction provoque une libération partielle mais massive d'eau, qui s'échappe et pénètre dans la « semelle » de la plaque chevauchante. La température de fusion partielle commençante des péridotites est alors abaissée (fig. 2.1), et les terrains jusque-là stables aux températures et aux pressions qui règnent à ces profondeurs (entre 80 et 130 km) entrent en fusion partielle. Enfin le processus est entretenu, au-delà d'une certaine profondeur

(130 km environ), par la fusion partielle de la croûte océanique en voie de subduction, qui ajoute sa contribution à celle des péridotites de la plaque chevauchante.

Les magmas ainsi produits sont moins denses que l'encaissant, et montent en cheminant à travers des chambres magmatiques étagées jusqu'en surface, où ils donnent naissance à de puissants et dangereux volcans andésitiques. Telle est l'origine de la « ceinture de feu » du Pacifique. Mais ces volcans, quelques spectaculaires qu'ils soient, ne délivrent qu'une petite partie des produits de la fusion partielle des péridotites. L'essentiel cristallise dans les chambres magmatiques situées dans ou juste à la base de la croûte continentale, contribuant ainsi à l'enrichir et à l'épaissir (fig. 2.5). Comme dans le cas des rifts continentaux (chap. II, § 2.3, c), on appelle *sous-placage magmatique* le processus d'épaississement de la croûte par accrétion de roches magmatiques (des gabbros) à sa base (fig. 5.6). Une nouvelle fois, on peut regretter un terme impropre, puisque c'est à la base de la croûte et non de la lithosphère que cristallisent de façon préférentielle les magmas.

d) **Les chaînes de subduction** (dans le cas des marges actives, ce sont les « cordillères ») — Le rebord de la plaque chevauchante est soulevé sous l'effet de la convergence des plaques. En témoignent les anomalies positives de la pesanteur mesurées sur les marges et des arcs insulaires actifs (fig. 5.1). Le volcanisme en surface, les sous-placages magmatique et tectonique en profondeur, contribuent à épaissir la croûte. S'ajoutent, dans certains cas, par exemple lorsqu'une aspérité océanique entre dans la

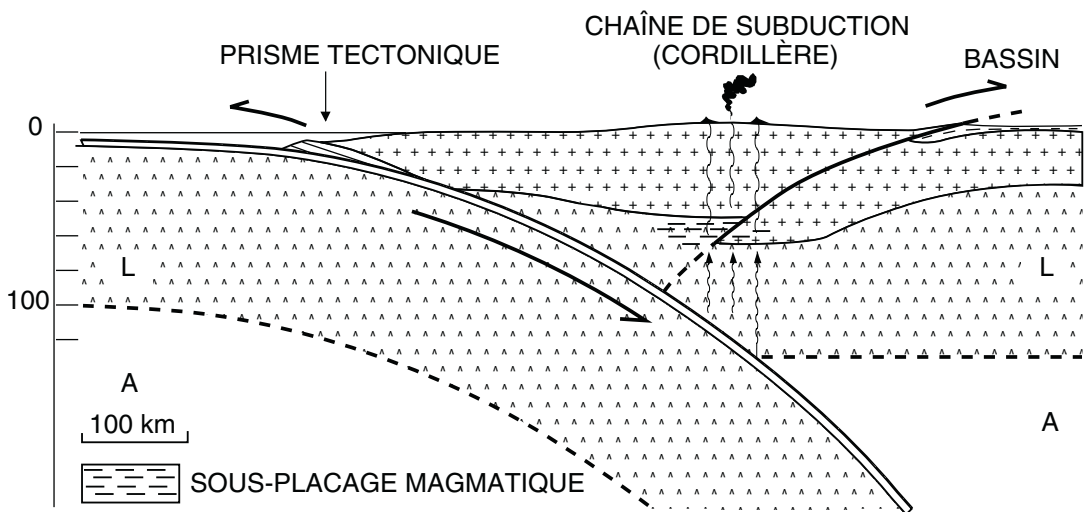


Figure 5.6 Chevauchement de la chaîne de subduction (la cordillère) sur les sédiments du prisme d'accrétion et sur ceux du bassin sédimentaire « arrière-arc », et sous-placage magmatique.

L : lithosphère ; A : asthénosphère.

zone de subduction, les effets du raccourcissement horizontal de cette croûte : la chaîne montre alors des déversements de sens opposés sur ses deux versants (fig. 5.6). Or, tout épaissement crustal provoque la naissance d'un relief (chap. III, § 3.2). Les marges et les arcs insulaires actifs n'échappent pas à cette loi.

Ainsi se créent et s'entretiennent, au rebord des plaques chevauchantes, de hauts reliefs et de profondes racines crustales. La Cordillère des Andes en est l'exemple le plus frappant. Mais il faut penser aussi aux arcs insulaires nés d'une subduction intraocéanique. En ce cas, la plaque chevauchante porte initialement une croûte océanique mince, et non pas une croûte continentale d'une trentaine de kilomètres d'épaisseur, comme on peut l'imaginer au début de la subduction sous une marge active. Cette croûte océanique s'épaissit progressivement par l'addition de roches magmatiques produites par la subduction jusqu'à émerger en constituant des îles. Il s'agit en quelque sorte d'un premier pas vers la formation d'une croûte d'affinité continentale. Les Nouvelles-Hébrides, dont la croûte atteint aujourd'hui 20 à 30 km d'épaisseur, sont nées de cette manière. Le relief en ce cas n'est pas moins spectaculaire que celui des Cordillères, du moins quand on le rapporte à la surface du fond océanique et non au niveau de la mer.

Les chaînes de subduction constituent l'une des deux principales lignes de relief qui parcourent la surface de la terre, l'autre, plus spectaculaire encore, résultant de la collision continentale.

5.3 LA COLLISION CONTINENTALE (fiches 5.6 à 5.9, 5.11 à 5.17)

Quand une plaque en voie de subduction comporte à la fois une partie océanique et une partie continentale, il arrive fatalement un moment où le continent porté par cette plaque arrive au contact avec l'arc ou avec la marge active portés par la plaque chevauchante. Alors commence la *collision continentale*, schématiquement décrite sur la fig. 5.7.

Le premier effet de la collision est d'engager de la lithosphère continentale dans la zone de subduction (fig. 5.7 B). La convergence de plaques, jusque là facile parce que la plaque plongeante recouverte de croûte océanique était entraînée par son propre poids dans l'asthénosphère (fig. 5.7 A : fiche 1.6), devient difficile, bientôt impossible, parce que cette plaque, lorsqu'elle porte une croûte continentale plus ou moins épaisse, est moins dense que l'asthénosphère.

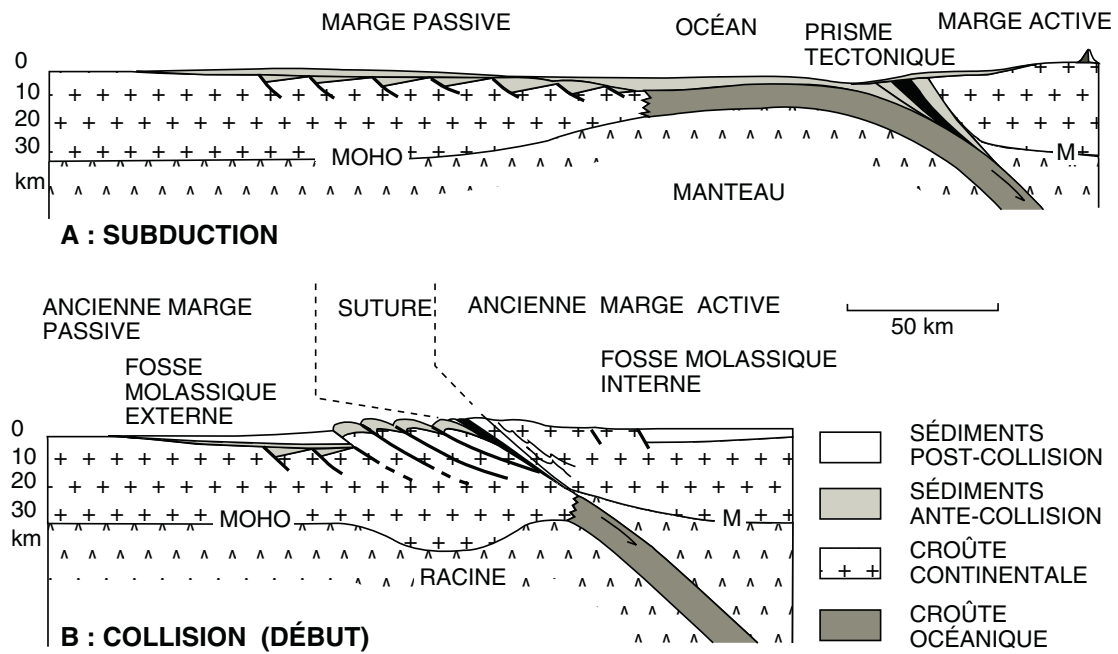


Figure 5.7 Collision commençante entre une marge active et une marge passive.

Les blocs crustaux de la marge passive sont transformés en nappes de charriage par « inversion tectonique », tandis que le prisme d'accrétion tectonique est écrasé dans la zone de suture.

Le second effet est de raccourcir horizontalement et de superposer deux croûtes continentales. Il en résulte un épaissement crustal, et, par réaction isostatique, la surrection et la naissance de puissants reliefs compensés en profondeur par une racine crustale. L'épaisseur de la croûte continentale peut ainsi atteindre 60 à 80 km, et les altitudes correspondantes dépassent alors couramment 5 à 6 km (chap. III, § 3.2).

a) La figure 5.7 décrit la collision d'une marge active avec une marge passive. En ce cas, la « suture » entre les deux plaques est marquée par les restes écrasés et dilacérés du prisme d'accrétion tectonique de la marge active (§ 5.2), où l'on sait parfois reconnaître les fragments « ophiolitiques » arrachés aux aspérités de la plaque océanique plongeante pendant la subduction. Mais il arrive aussi que le « nez » de la plaque chevauchante soit constitué de lithosphère océanique, qui peut alors « grimper » sur la croûte continentale de la plaque plongeante au début de la collision et donner ainsi naissance à un empilement de nappes ophiolitiques (fig. 5.8). Ce phénomène est nommé *obduction*. Par exemple, les montagnes d'Oman, à l'entrée du Golfe persique, sont un ancien promontoire océanique de la plaque asiatique poussé sur la marge de la plaque arabe lorsque les deux plaques sont entrées en collision à la fin du Mésozoïque.

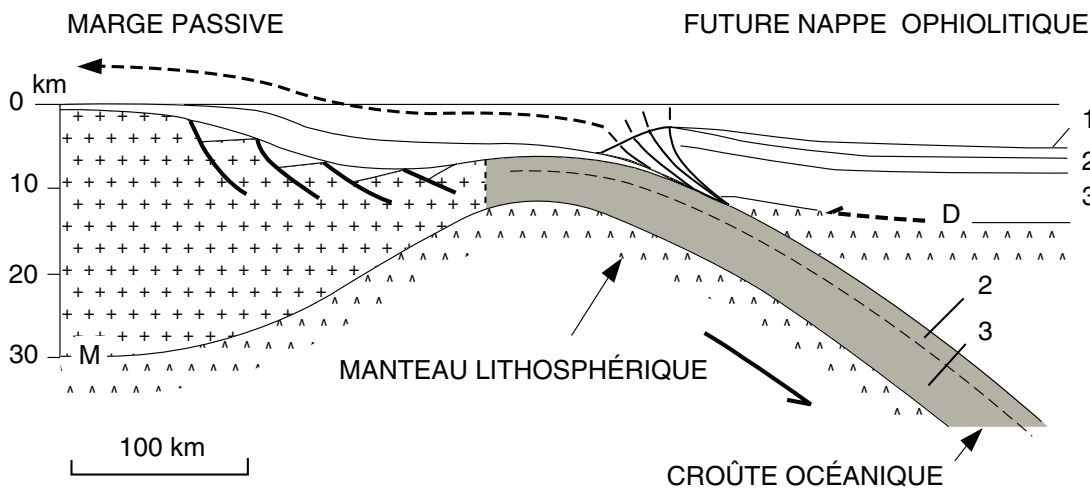


Figure 5.8 « Obduction » d'une nappe de charriage « ophiolitique » sur une marge passive.

1, 2 et 3 : couches 1 (sédiments), 2 (basaltes) et 3 (gabbros et péridotites serpentinisées) de la croûte océanique. M = Moho. La nappe de charriage n'est pas encore mise en place. Au moment de la collision, le décollement D est supposé s'effectuer entre la nappe et les péridotites du manteau, à la faveur d'un niveau de serpentine mobile à la base de la croûte océanique.

Ainsi peut-on visiter et étudier à l'air libre des fonds océaniques. Et, de fait, la connaissance de la lithosphère océanique ne s'est pas seulement nourrie d'études océanologiques, mais aussi et peut-être surtout des recherches des géologues « de terrain » qui ont travaillé sur les ophiolites.

b) La structure de la chaîne de montagne dépend aussi des objets entrés en collision (voir aussi fiche 5.1) : marge active contre marge active, marge active contre arc insulaire actif, arc insulaire actif contre marge passive, ou comme sur les figures 5.7 et 5.8, marge active contre marge passive. Tous ces cas existent ou ont existé dans la nature. Parmi eux, celui où une marge passive est impliquée dans la chaîne de collision est particulièrement intéressant, parce qu'il illustre le concept d'*inversion tectonique*, déjà évoqué dans le paragraphe 3.2 du chapitre III.

La marge passive, on s'en souvient, est héritée d'un rift continental. Elle a conservé, enfouies sous les sédiments, les structures extensives du rift, sous la forme de blocs crustaux basculés et effondrés entre des failles normales (chap. IV, § 4.1 et 4.3). Lorsque ces structures anciennes sont prises dans une zone de collision, elles sont remobilisées et inversées : chaque bloc peut alors devenir une nappe de charriage, les failles normales étant changées en failles inverses ou en surfaces de chevauchement (fig. 5.7 B). Le processus est comparable à ce qui se passe lorsque

l'on étale sur une table un paquet de cartes à jouer avant de le rassembler à nouveau, chaque carte représentant alors un bloc, d'abord disjoint des autres par l'extension pendant le rifting, puis rapproché et superposé par l'inversion tectonique due à la collision.

En ce cas, les « unités tectoniques » de la chaîne de montagnes (les nappes de charriage) préexistent en quelque sorte à la convergence des plaques. Dans la chaîne, elles sont caractérisées à la fois par la déformation qu'elles ont subie pendant la collision, et par la situation qu'elles occupaient précédemment dans l'océan avant sa fermeture. Voilà pourquoi le même nom est parfois donné à une nappe ou à un ensemble de nappes et à la « zone paléogéographique » (la patrie) dont elle provient (le « Briançonnais » par exemple désigne à la fois une partie de la marge continentale européenne de l'océan téthysien ouvert au Mésozoïque entre l'Europe et l'Afrique, et un ensemble de nappes empilées dans les Alpes au Cénozoïque quelques 100 ou 120 millions d'années plus tard).

c) L'inversion tectonique, qui implique la reprise d'anciennes structures, n'est pourtant pas le seul mode de déformation des marges et des arcs qui entrent en collision. Des structures nouvelles apparaissent aussi :

– les discontinuités mécaniques entre les couches superposées de la lithosphère favorisent des décollements entre ces couches, qui chevauchent les unes sur les autres et contribuent ainsi à épaissir la croûte et à créer des reliefs montagneux. La figure 5.9 décrit schématiquement trois

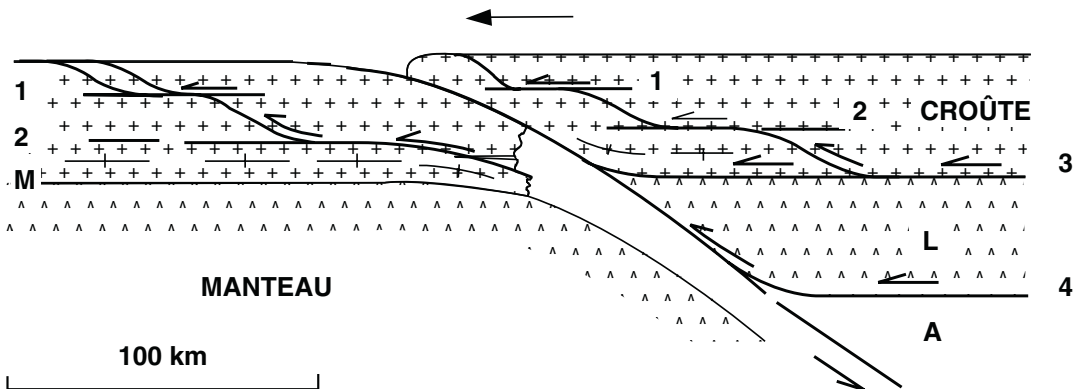


Figure 5.9 Les principales interfaces mécaniques de découplage dans la lithosphère en cas de collision.

Les niveaux de décollement sont reliés par des failles de détachement qui permettent les superpositions. 1 = interface socle-couverture sédimentaire; 2 = interface croûte supérieure fragile-croûte inférieure ductile; 3 = Moho (M); 4 = interface lithosphère-asthénosphère (L-A). D'après P. Choukroune, 1995. *Déformations et déplacements dans la croûte terrestre*. Masson, Paris, 226 p.

niveaux principaux de décollement : (1) entre la couverture sédimentaire et le « socle » des sédiments; (2) entre la croûte continentale supérieure fragile et la croûte inférieure ductile; (3) entre cette croûte ductile et le manteau supérieur. Mais d'autres discontinuités mécaniques dans la lithosphère peuvent favoriser des décollements à d'autres niveaux, et faciliter ainsi la naissance et le mouvement de nappes de charriage.

- la zone de superposition crustale subit, à l'échelle des temps géologiques, un formidable et rapide soulèvement. Bordée de fractures ou de flexures, elle est la proie d'une érosion superficielle intense, et les produits de cette érosion (des sédiments détritiques d'origine glaciaire ou torrentielle nommés « molasses ») s'accumulent sur les deux piémonts de la chaîne, là où diminue l'épaisseur crustale, de part et d'autre de la suture. Leur poids provoque une subsidence supplémentaire, c'est-à-dire un mouvement en sens opposé à celui de la haute chaîne qui continue à se soulever à mesure qu'elle est érodée (chap. III, § 3.2). Il se crée ainsi, de part et d'autre des reliefs, deux épais bassins molassiques (fig. 5.7), dont l'un, le plus subsident, occupe sur la plaque chevauchante la position du bassin situé en arrière de l'ancienne cordillère (fig. 5.6). Par exemple, la plaine du Pô, sur l'ancienne plaque africaine chevauchante, et la plaine suisse, sur la plaque européenne, correspondent respectivement aux bassins molassiques internes et externes des Alpes occidentales.
- la chaîne de collision a été décrite jusqu'ici suivant une coupe géologique, en admettant qu'elle est « cylindrique », identique sur toute sa longueur. Mais en réalité les structures changent latéralement, parce que la collision ne se produit pas partout en même temps ni avec la même intensité. Les plaques, on l'a vu, peuvent comporter des portions océaniques qui entrent facilement en subduction et des portions continentales promises à collision. Ces portions continentales constituent, sur une plaque plongeante, des éperons naturels, qui sont les premiers à entrer en contact avec la croûte continentale de l'autre plaque (fig. 5.10). Ces éperons jouent alors le rôle de « poinçons », provoquant à la fois un écrasement continental là où ils s'appliquent, et l'expulsion latérale de matériel lithosphérique là où subsiste un « bord libre » (une zone de subduction) pour les plaques convergentes. L'Himalaya est né au Tertiaire d'un tel « poinçonnement » : le continent indien est entré en collision avec l'Eurasie il y a cinquante millions d'années environ, et continue depuis à se déplacer vers le Nord. Il en résulte une expulsion

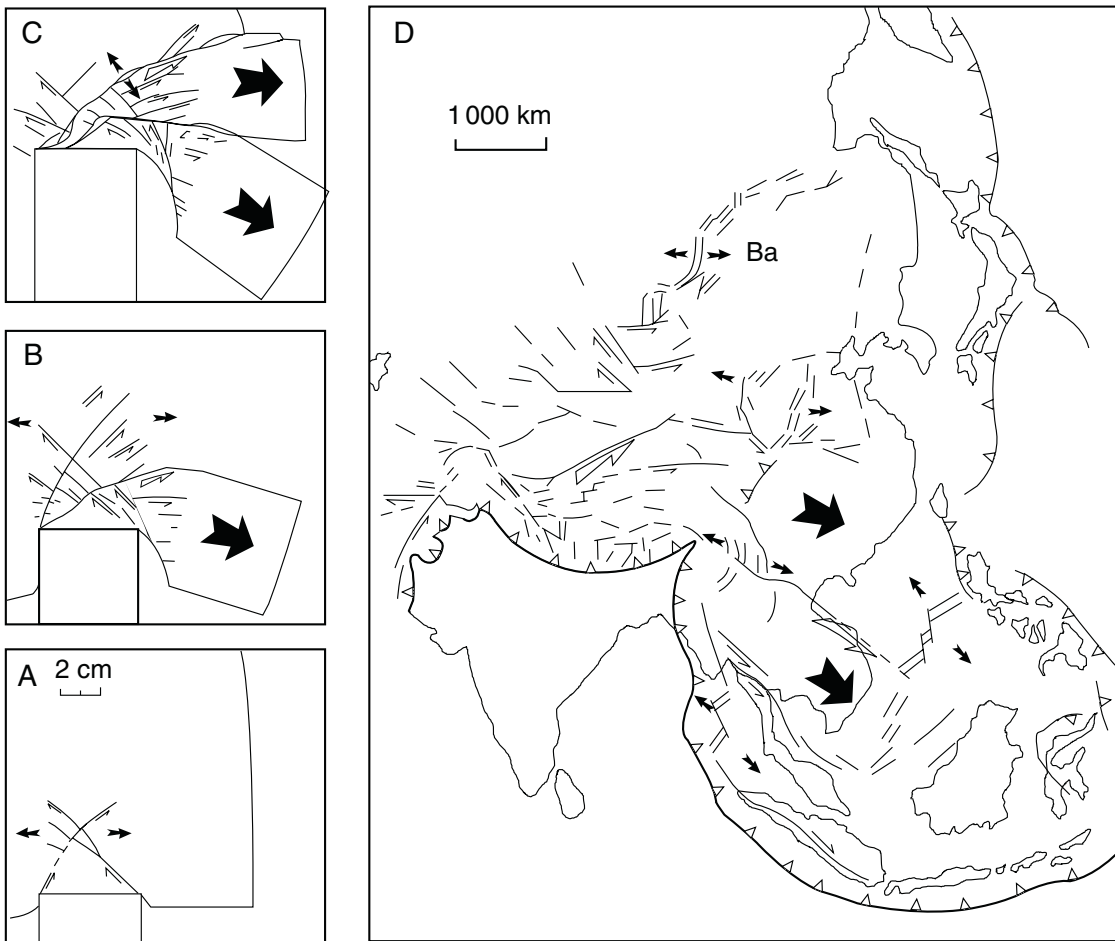


Figure 5.10 Poinçonnement de l'Asie par l'Inde.

A - C = résultats d'une expérience en laboratoire, dans laquelle la déformation est provoquée par l'avancée progressive d'un piston rigide. D = poinçonnement de l'Asie par l'Inde. Les fragments continentaux s'échappent à l'Est, où ils ne rencontrent pas d'obstacle, leur mouvement étant absorbé par les zones de subduction du Pacifique. Ces fragments sont séparés par de grands décrochements (des cisaillements lithosphériques verticaux), ou par des rifts (Ba : rift du Baïkal). Reprinted from P. TAPPONIER, G. PELTZER and R. AMIJO, 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In : collision tectonics, COWARD and RIES eds., *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 19, 115-157, with kind permission of the Geological Society Publishing House.

vers l'Est d'une bonne partie de l'Asie, qui glisse le long de grands décrochements lithosphériques (des zones de cisaillement verticales) jusqu'aux zones de subduction péripacifiques où elle ne rencontre pas d'obstacles à son mouvement.

Enfin, la collision continentale peut aussi faire sentir ses effets dans des régions très éloignées de la zone d'affrontement des plaques. La lithosphère rigide transmet au moins en partie les contraintes horizontales qui lui sont

appliquées, de sorte que, en cas de collision, toutes ses lignes de faiblesse sont susceptibles de rejouer, du moins si elles sont favorablement orientées par rapport à la direction des contraintes. Ainsi naissent, en même temps que la chaîne de collision, des chaînons montagneux « intraplaques », le plus souvent situés à l'emplacement d'anciens bassins sédimentaires (eux-mêmes issus de rifts continentaux), dont les structures extensives enfouies sont remobilisées et inversées (fig. 5.11). C'est le cas par exemple des montagnes de l'Atlas au Maroc. Il s'agit alors d'un simple contre-coup du formidable événement géologique qui se produit dans la zone de collision proprement dite, parfois à plusieurs milliers de kilomètres de là.

d) Dans les zones de collision, la sismicité est évidemment très intense. Elle est engendrée par des ruptures de la lithosphère superficielle fragile, entre 0 et 15 km de profondeur. En général, on n'observe plus de séismes profonds ni de plans de Wadati-Benioff. Mais cette règle souffre des exceptions, que l'on explique par la présence, sous la chaîne de montagnes, de panneaux lithosphériques détachés de la lithosphère superficielle au moment de la collision, et continuant leur descente dans l'asthénosphère. En Europe, on observe par exemple des séismes profonds, sous l'Espagne méridionale, qui ne semblent pas associés à une subduction actuelle. On les interprète en invoquant la présence dans l'asthénosphère ibérique d'un panneau de la plaque africaine détaché au moment de sa

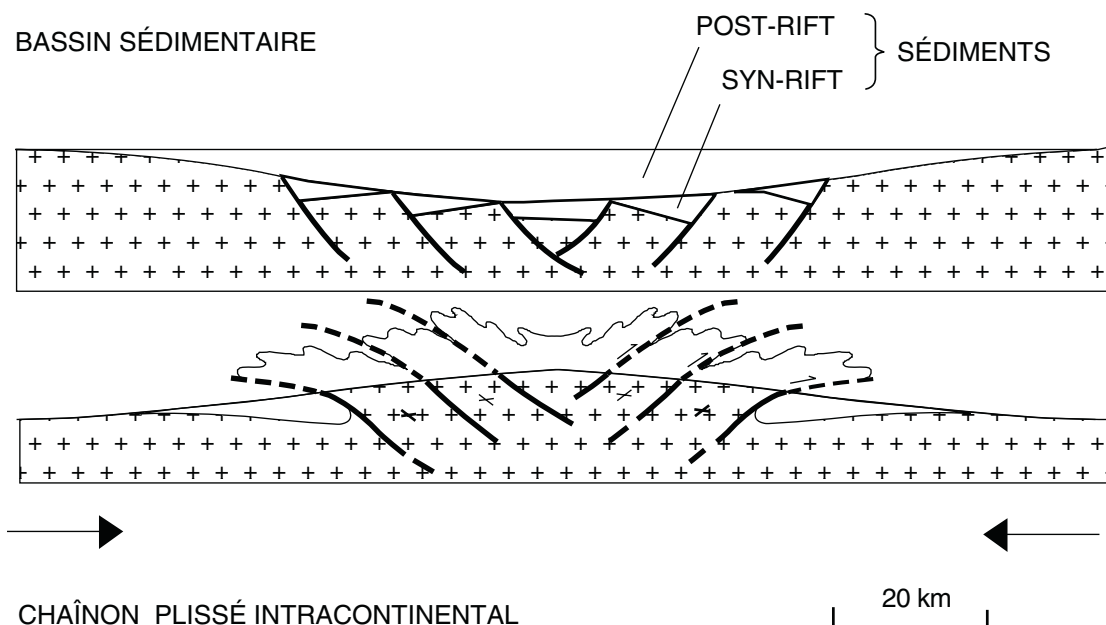


Figure 5.11 Naissance d'une chaîne montagneuse « intracontinentale » par serrage et inversion tectonique d'un ancien rift continental.

collision avec l'Europe et de la naissance de la chaîne bétique, qui forme aujourd'hui l'épine dorsale de l'Andalousie.

La sismicité superficielle des zones de collision, avons-nous dit, est associée à la déformation de la lithosphère fragile. La zone déformée est toutefois beaucoup plus large que dans le cas d'un simple subduction (voyez sur la fig. 1.6 B les dimensions de la ceinture sismique de l'Himalaya ou des Alpes). Dans cette zone, des chevauchements, des failles inverses, des décrochements actifs et des failles normales compensent le raccourcissement horizontal de la lithosphère et ses mouvements verticaux, en aménageant la structure crustale en fonction des contraintes et des espaces disponibles.

5.4 L'EFFONDREMENT DES CHAÎNES DE MONTAGNES APRÈS LA COLLISION (fiches 5.18 et 5.19)

Une chaîne de hautes montagnes est une anomalie à la surface du globe, vite effacée à l'échelle des temps géologiques. Le retour à l'altitude normale (100-200 m; fig. 3.3) implique que la racine crustale soit entièrement résorbée, la croûte continentale retrouvant son épaisseur normale de 35 km. On a longtemps cru que l'érosion superficielle était le seul facteur de ce retour à la normale. Il fallait alors imaginer que des tranches de terrain épaisses de 30 ou 40 km (c'est l'épaisseur initiale des racines) étaient détruites par ablation superficielle après la collision. C'est beaucoup, et les géologues ont toujours eu quelque peine à retrouver de telles quantités de matériel crustal sous la forme de sédiments accumulés dans les bassins molassiques ou même dans l'océan. En fait, on sait aujourd'hui qu'un autre phénomène joue un rôle considérable, plus efficace sans doute que l'érosion : c'est « l'effondrement gravitaire » de la chaîne.

La figure 5.12 schématise en coupe une chaîne de montagne dont l'épaisseur crustale est de 60 km. Un tel édifice est instable, en terme de répartition des pressions : la pression en A est plus élevée qu'en B, et en D plus élevée qu'en C, malgré des profondeurs identiques. Or, la croûte continentale constituant la racine est plastique et mobile, aux températures et aux pressions auxquelles elle est soumise. On peut donc prévoir que la racine va gonfler, se raccourcir et s'étaler en profondeur par fluage, du moins si un espace lui est laissé pour cela.

D'autre part, la croûte continentale est riche en éléments radioactifs dont la désintégration est source de chaleur. Son épaissement provoque donc une élévation de température ; l'épaisseur de la couche supérieure fragile s'en trouve diminuée, tandis que la plasticité de la couche ductile

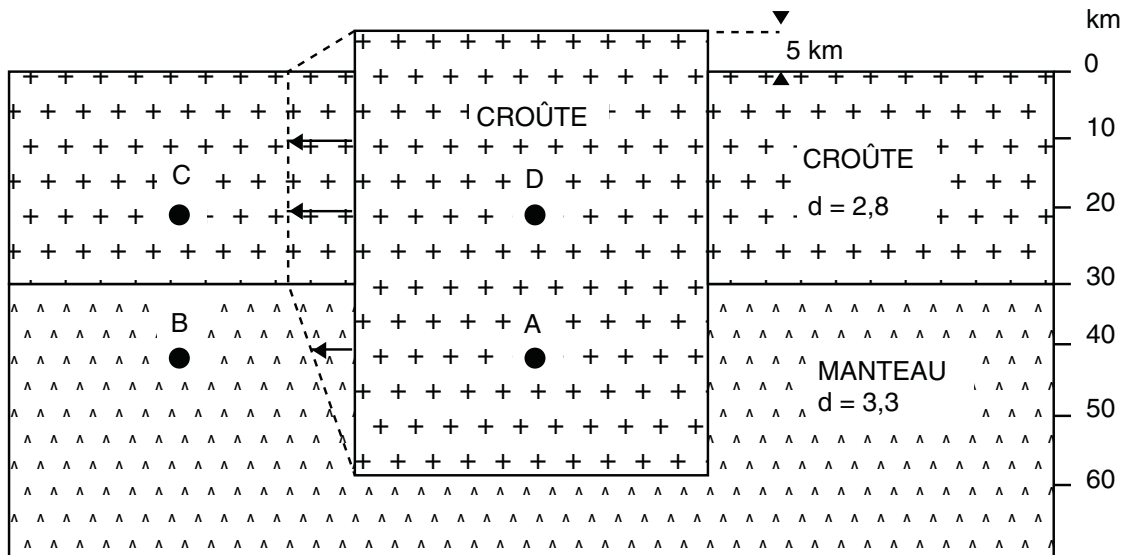


Figure 5.12 Les forces (différences de pression) qui s'exercent aux interfaces entre deux croûtes continentales d'épaisseurs différentes.

Calculez la pression aux points A, B, C et D en multipliant l'épaisseur des terrains sus-jacents par leur densité (voir texte).

est augmentée. La chaîne peut alors être comparée à un fromage trop fait, qui s'écroule et s'étale sous son propre poids s'il n'est pas enfermé dans sa boîte.

Tout ceci concerne la racine de la chaîne. Mais sa partie superficielle est aussi en déséquilibre gravitaire du simple fait de son relief. Il en résulte, pendant la collision mais surtout après, des glissements tectoniques qui ajoutent leurs effets à ceux de l'érosion en contribuant au désépaississement crustal. En ce cas encore, il faut qu'un espace soit disponible pour que se produise une extension, ce qui implique une « relaxation » et un élargissement de la chaîne après la collision (fig. 5.13). Les failles inverses et les surfaces de chevauchement apparues pendant la collision, souvent héritées d'une histoire antérieure, et qui restent des zones de faiblesse de la lithosphère, sont mobilisées une nouvelle fois et deviennent des failles ou des zones de cisaillements « normales » (fiche 5.18). Des niveaux lithosphériques enfouis pendant la collision sont ainsi exhumés grâce au jeu de « failles de détachement » (chap. IV, § 4.1), et deviennent accessibles à l'observation. Le phénomène, mis en évidence pour la première fois dans la région des « Basin and Range », à l'ouest des États-Unis (fiche 5.18), s'observe aussi en mer Égée, au nord de la Crête, et en mer Tyrrhénienne, entre la Corse, la Sardaigne et les Apennins. Ce nouveau rifting toutefois n'est pas identique à celui décrit dans le paragraphe 4.1 du chapitre IV, qui, lui, s'opère aux dépens d'une lithosphère froide portant une croûte d'épaisseur

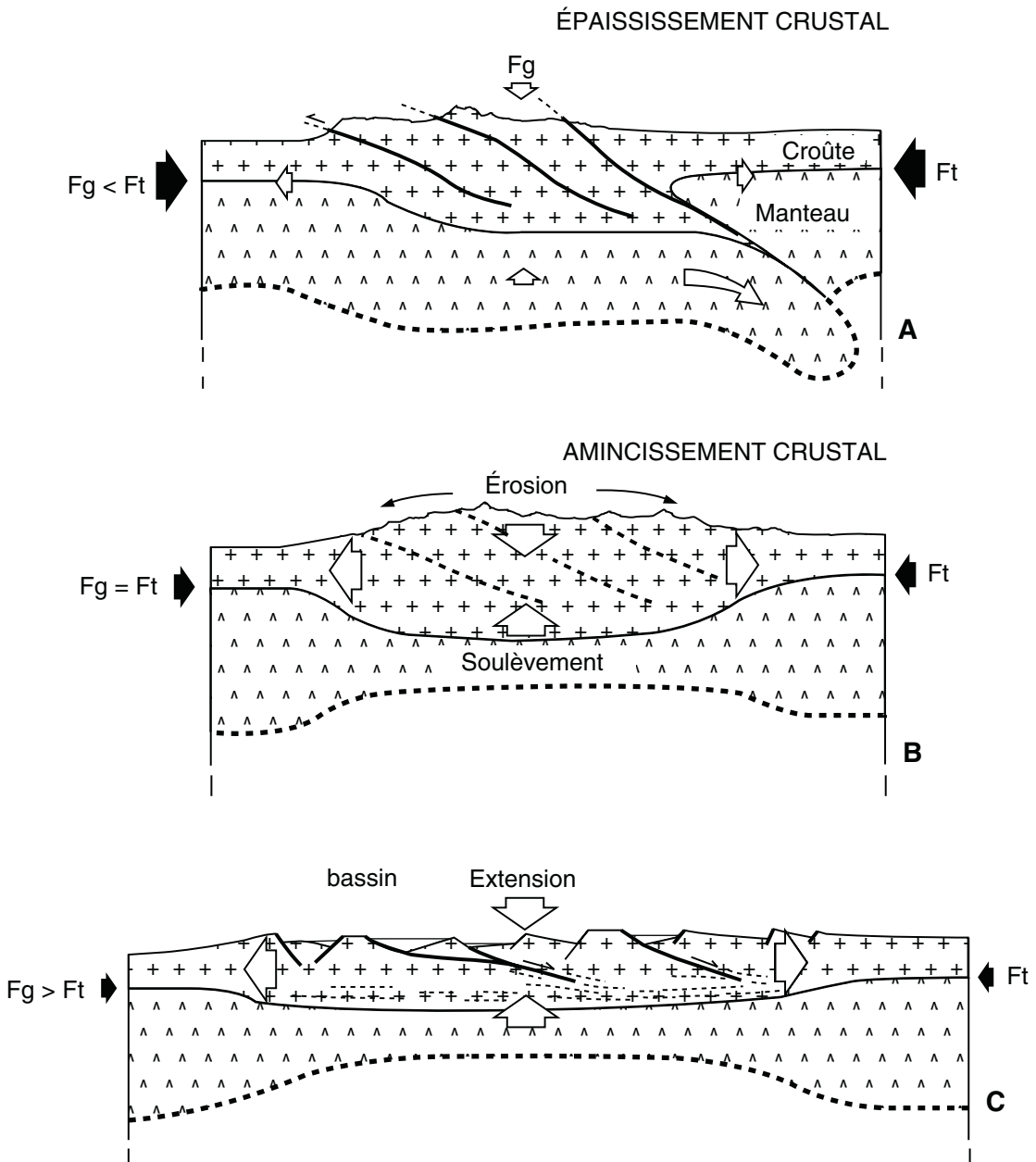


Figure 5.13 L'effondrement gravitaire d'une chaîne de collision.

F_g : force de gravité ; F_t : contrainte tectonique horizontale. **A** : collision en cours (épaississement crustal) ; **B** : collision achevée (l'amincissement crustal débute par l'érosion superficielle de la chaîne, alors très élevée) ; **C** : amincissement crustal par effondrement gravitaire et dénudation tectonique (cf. fig. 5.14) des niveaux métamorphisés. Reprinted from J. MALAVIELLE, P. GUIHOT, S. COSTA, J.-M. LARDEAUX and V. GARDIEN, 1990. Collapse of thickened Variscan crust in the French Massif Central : Mont Pilat, extensional shear zone and Saint-Étienne Late carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, 139-149, with kind permission of Elsevier Sciences - NL, Sara Burgerharstraat 25, 1055 KV Amsterdam, the Netherlands.

normale. Mais il lui ressemble tout de même, et il est possible que, dans certains cas favorables, il aboutisse au même résultat, c'est-à-dire à l'ouverture d'un espace océanique : la mer Tyrrhénienne, par exemple, qui vient d'être citée, est aussi un bassin marginal en formation situé en arrière de la subduction calabro-sicilienne.

5.5 L'EXHUMATION TECTONIQUE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES (fiches 5.18 et 5.19)

5.5.1 Le métamorphisme

Sous l'effet des pressions et des températures variant avec la profondeur d'enfouissement, en présence ou en l'absence d'eau, les terrains sont « métamorphisés ». En ce cas, les transformations des roches se produisent à l'état solide sans fusion, certains minéraux apparaissant, d'autres disparaissant sous l'effet des changements physiques et chimiques du milieu.

Depuis quelques dizaines d'années, on sait reconstituer en laboratoire, dans des enceintes fermées, les conditions de température et de pression régnant dans la lithosphère. En soumettant des échantillons rocheux à ces conditions, éventuellement en présence d'eau, on a donc pu déterminer les conditions de formation des espèces minérales qui naissent par le métamorphisme. On dispose ainsi de « thermomètres » et de « baromètres » minéralogiques : quand se rencontre dans une roche métamorphique une espèce minérale ou un assemblage minéralogique synthétisé en laboratoire sous une certaine pression et à une certaine température, on peut raisonnablement penser que les conditions furent comparables au moment du métamorphisme naturel, et se servir des données expérimentales pour reconstituer la température et la profondeur d'enfouissement des roches. Et comme on dispose aussi de chronomètre grâce à la mesure absolue du temps géologique (chap. I, § 1.1), il devient possible de décrire l'histoire des terrains métamorphiques, c'est-à-dire de tracer le « chemin pression-température » qu'ils ont suivi au cours de leur évolution. C'est à l'aide de ces méthodes que l'on a pu analyser à partir de l'étude des roches les conditions physico-chimiques du métamorphisme naturel, ce qui a permis de distinguer trois catégories dans ce métamorphisme :

a) *Le métamorphisme de haute pression, basse température associé à la subduction*

Les terrains qui constituent la plaque plongeante peuvent être entraînés jusqu'à 700 km de profondeur dans les zones de subduction (§ 5.1). Dans ce

voyage vers les profondeurs de la Terre, ils subissent des pressions croissantes, bien plus fortes que celles qu'ils supportaient dans la lithosphère quand celle-ci était située en surface. Toutefois, leur température s'élève peu, du moins au début du processus. À cause de l'inertie thermique de la lithosphère, les isothermes sont « invaginés » dans la zone de subduction (fig. 5.14). La plaque plongeante entre ainsi dans le domaine du métamorphisme de haute pression-basse température (HP-BT). L'eau est rapidement expulsée des sédiments et des terrains crustaux (§ 5.2), et des transformations minéralogiques se produisent en condition plus ou moins anhydre, qui ont pour effet d'accroître la densité des terrains. Ces conditions ont été réalisées expérimentalement en laboratoire, et l'on a pu ainsi synthétiser des minéraux et des assemblages minéralogiques bien connus dans certaines formations géologiques conservées dans les chaînes plissées, comme les Alpes ou l'Himalaya par exemple ; il faut donc admettre que ces formations ont été entraînées dans une zone de subduction à un moment ou un autre de leur histoire (certains des minéraux qu'elles contiennent se sont formés à des pressions correspondant à une centaine de kilomètres de profondeur), et sont revenues en surface plus récemment (§ 5.5.2).

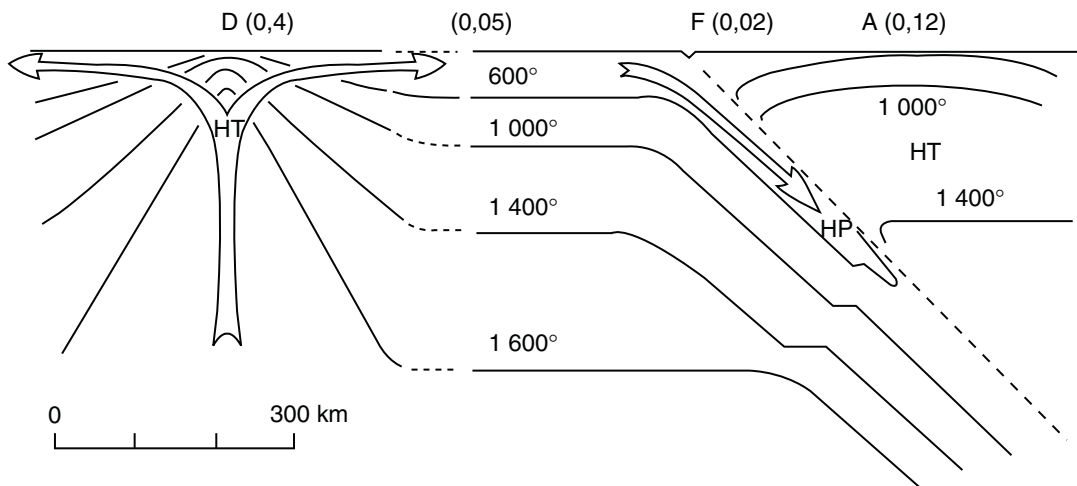


Figure 5.14 Répartition des isothermes dans les zones de divergence ou de convergence des plaques.

F = fossé de subduction ; A = arc volcanique ; D = dorsale océanique ; les chiffres entre parenthèses correspondent aux valeurs des flux thermiques exprimés en watts par m². Les sites du métamorphisme de haute pression (HP) et de haute température (HT) sont indiqués. D'après J. KORNPROBST, 2001, *Métamorphisme et roches métamorphiques. Signification géodynamique* (2^e édition), Dunod, Paris, 236 p.

b) Le métamorphisme « intermédiaire » associé à la subduction lente et au début de la collision

Les terrains lithosphériques peuvent aussi être pris, au début de la collision, dans une « zone de subduction continentale », c'est-à-dire dans la zone de cisaillement entre les deux marges continentales parvenues au contact l'une de l'autre (§ 5.3 ; fig. 5.7). Toutefois les terrains entraînés dans une zone de collision continentale s'enfoncent moins profondément que dans une zone de subduction, et subissent par conséquent des pressions moindres, parce que la subduction continentale dans l'asthénosphère s'arrête précocement (§ 5.3). En revanche, les températures sont plus élevées, parce que la lenteur de sa pénétration donne le temps à la lithosphère de la plaque plongeante de s'échauffer au contact de la lithosphère chevauchante. Il se développe alors un métamorphisme intermédiaire, de moyenne pression et de moyenne température, dont on connaît comme pour les autres sortes de métamorphisme les assemblages minéralogiques caractéristiques : intermédiaire parce qu'il fait la transition entre le métamorphisme de HP engendré par la subduction proprement dite (§ précédent), et le métamorphisme HT- BP dont l'un des sites est précisément constitué par les chaînes de collision parvenues à un stade tardif de leur évolution (§ suivant).

Toutefois, ce « modèle » du métamorphisme intermédiaire ne rend pas compte de tous les cas naturels :

(1) Il peut se produire également lorsque les terrains océaniques subduits ont le temps de s'échauffer au contact de la plaque chevauchante, c'est-à-dire en cas de subduction très lente.

(2) Inversement, on connaît des cas où une « subduction continentale » a produit un métamorphisme de HP. Dans les Alpes notamment, des terrains océaniques, *mais aussi continentaux* appartenant à la plaque européenne ont subi un tel métamorphisme. Cela signifie que la bordure de cette plaque (sa marge passive, en l'occurrence) a pu s'enfoncer vite et loin (jusqu'à 100 km de profondeur) sous la plaque africaine au début de la collision.

On le voit, les métamorphismes intermédiaires et de HP sont apparentés, leurs différences résultant davantage de l'intensité des phénomènes en cause que de leur nature. En revanche, ils doivent être bien séparés du métamorphisme « thermique » décrit ci-dessous.

c) Le métamorphisme de haute température - basse pression associé à la collision et à l'extension

Ce type de métamorphisme, caractérisé par des assemblages minéralogiques dont on connaît également les conditions de cristallisation grâce à des

expériences de laboratoire, se produit à faible profondeur, mais dans des portions de lithosphère où la température est élevée. De plus, il implique la présence d'eau. Il est donc favorisé par les circulations hydrothermales.

Par des mesures dans les mines ou les puits de forages, on sait que la température s'accroît en moyenne de 1 °C tous les 30 m quand on s'enfonce sous terre. Mais dans les zones de collision, ou bien dans les régions soumises à extension (les rifts continentaux, les arcs volcaniques et les bassins marginaux associés aux zones de subduction, les dorsales océaniques; fig. 5.14), ce « degré géothermique » diminue jusqu'à 20 m ou même moins. Cela veut dire qu'à 10 km de profondeur, la température atteint alors 500 °C ou davantage, ce qui est considérable. À ces profondeurs, de l'eau est présente et les conditions sont réunies pour que se développe le métamorphisme de haute température-basse pression (HT-BP), dit aussi *métamorphisme thermique*.

Un tel métamorphisme peut donc se produire dans les zones de divergence lithosphérique où le flux thermique est élevé (bassins marginaux; rifts continentaux). Mais les sites naturels qui lui sont le plus favorable sont les chaînes de collision. Là, la croûte continentale est très épaissie, parfois jusqu'au double de la normale et même au-delà. Or, nous l'avons dit, cette croûte est riche en éléments radioactifs, dont la désintégration est source de chaleur. Une conséquence est évidemment le métamorphisme thermique, favorisé par les fluides issus des terrains hydratés (y compris les sédiments) pris dans la zone de collision.

5.5.2 La dénudation tectonique des terrains métamorphiques

Il reste une énigme à résoudre. Les terrains métamorphisés à haute température ont évolué entre 10 et 30 km de profondeur; ceux qui ont subi un métamorphisme de HP ont été entraînés jusqu'à 100 km de la surface (les terrains entraînés plus profondément dans les zones de subduction semblent définitivement engloutis dans l'asthénosphère). Comment peut-on observer et échantillonner à la surface de la lithosphère des roches métamorphisées à de telles profondeurs? La réponse à cette question dépend du type de métamorphisme subi en profondeur par les roches aujourd'hui situées à la surface de la lithosphère :

a) Roches affectées par un métamorphisme HT-BP

Une première explication est à rechercher dans l'effondrement gravitaire des chaînes de montagnes, décrit dans le paragraphe 5.4 de ce chapitre : aussitôt formée, la chaîne s'affaisse sur elle-même (fig. 5.13). Les surfaces de chevauchement, avons-nous vu, deviennent alors des failles de détachement

« normales », et les terrains enfouis en profondeur peuvent être rapprochés de la surface et finalement mis à l'affleurement par « dénudation tectonique » (fiche 5.18). Mais dans ce voyage de retour, ils subissent une décompression qui ne va pas sans un nouveau métamorphisme (on dit : un *métamorphisme rétrograde*), ni sans un nouvel épisode magmatique. L'amincissement crustal post-collision est en effet parfois si rapide (du moins à l'échelle des temps géologiques) que la chute de pression qui en résulte à température quasi-constante provoque la fusion partielle de la croûte continentale, qui commence vers 600-700 °C (chap. II, § 2.3). Ainsi s'expliquent les nombreux granites, injectés dans la croûte superficielle à la fin de l'évolution de la chaîne. En ce cas, il ne s'agit pas d'un magmatisme issu du manteau comme celui associé à la subduction (chap. II, § 2.1 ; fig. 2.5), mais du produit de la remobilisation tardive de la croûte continentale par fusion partielle après une collision.

Rappelons que l'exhumation tectonique des terrains métamorphisés à haute température se produit également sous l'effet du mouvement des « failles de détachement » normales actives pendant le rifting continental (chap. IV, § 4.1). L'extension agit alors sur une lithosphère portant initialement une croûte d'épaisseur normale, et non pas sur une croûte surépaissie comme après une collision. Les failles de détachement peuvent traverser toute la croûte et atteindre le manteau (fig. 4.4), dont les terrains sont ainsi mis à l'affleurement au pied de certaines marges continentales passives. Pendant leur montée vers la surface, ces terrains mantelliques subissent, comme les terrains crustaux pris dans les zones de collision, mais à des températures plus élevées, un métamorphisme rétrograde et, éventuellement, une fusion partielle génératrice de magma basaltique (chap. II ; fig. 2.1, § 2.1).

b) Roches affectées par un métamorphisme HP-BT, ou intermédiaire

Le voyage des sédiments et de la croûte continentale entraînés dans les zones de subduction jusqu'à de grandes profondeurs (plus de 100 km dans certains cas), suivi d'un retour très rapide vers la surface où on les observe aujourd'hui (en quelques Ma tout au plus), est bien démontré par les études pétrologiques (fig. 5.15). Comment une zone de subduction ou de collision peut-elle ainsi restituer ce qu'elle a englouti quelques millions d'années plus tôt ?

Il n'est pas possible, en ce cas, d'expliquer l'exhumation des terrains métamorphiques de haute pression comme ceux de haute température par le jeu de failles de détachement. L'exhumation des roches métamorphiques de haute pression s'effectue en effet pendant la collision et non après, c'est-à-dire dans un contexte de convergence de plaques et non d'effondrement gravitaire et d'extension tectonique. Il faut donc rechercher une autre cause.

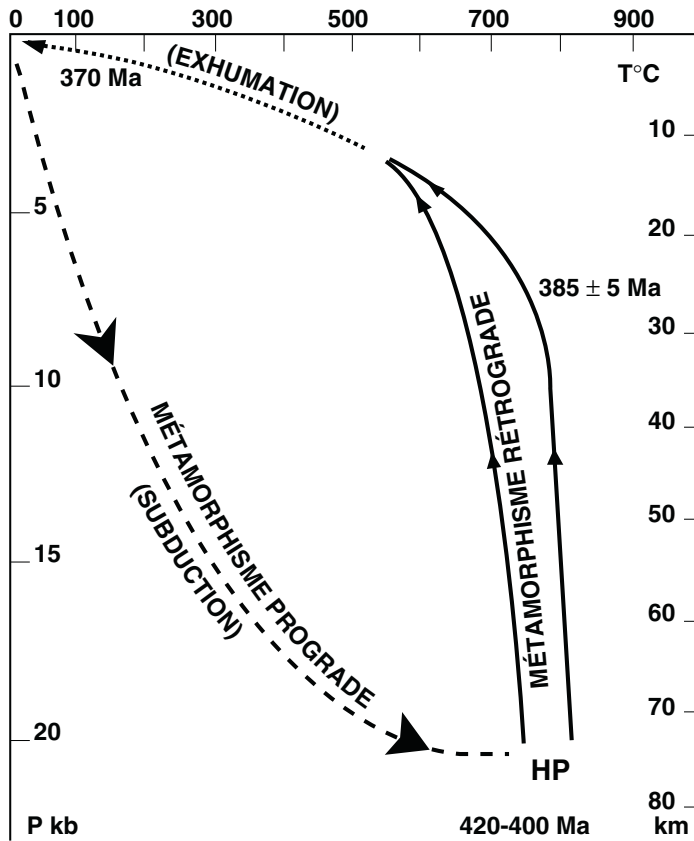


Figure 5.15 « Chemin » pression-température (P-T) suivi au Paléozoïque par les terrains de la chaîne hercynienne d'Europe, d'après les conditions de formation des minéraux du métamorphisme et d'après l'âge de ces minéraux.

D'après M. Faure, C. Leloix et J.-Y. Roig, 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168, n° 6, p. 695-705.

Sans doute la gravité continue-t-elle à jouer un rôle, mais autrement. Les sédiments des prismes d'accrétion tectonique et les terrains crustaux engagés dans une zone de subduction sont en général moins denses que leur encaissant, constitué de péridotites du manteau. Pour cette raison, leur pénétration dans le manteau est freinée par la poussée d'Archimède. Des expériences de modélisation analogique en laboratoire suggèrent que, dans ces conditions, ils peuvent se détacher de leur « semelle » mantellique et remonter vers la surface à la manière d'un ludion (fig. 5.16).

Ce séduisant modèle toutefois n'explique pas tout. Certaines roches crustales voient leur densité croître à mesure qu'elles s'enfoncent dans la zone de subduction et qu'elles subissent les effets du métamorphisme, jusqu'à dépasser celle du manteau. La poussée d'Archimède devient alors négative, et ne peut plus favoriser la montée de terrains métamorphiques

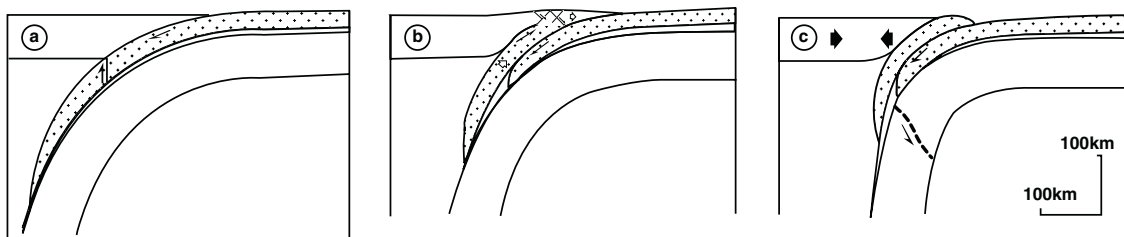


Figure 5.16 Subduction, collision et exhumation des terrains métamorphisés à haute pression.

La croûte continentale amincie d'une marge passive est entraînée dans la zone de subduction (a), puis se décolle du manteau (b), et remonte en surface (c) à cause de sa faible densité par rapport aux terrains encaissant et/ou de l'application de contraintes horizontales. Ainsi peut s'expliquer le chemin pression-température suivi par les terrains métamorphisés à haute pression (Fig. 5.16). D'après A.I. CHÉMENDA, M. MATTAUER AN A.N. BROKUN, 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks : new modelling and field data from Oman. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 143, 173-182. With kind permission of Elsevier Sciences – NL, Sara Burgerharstraat 25, 1055 KV Amsterdam, The Netherlands.

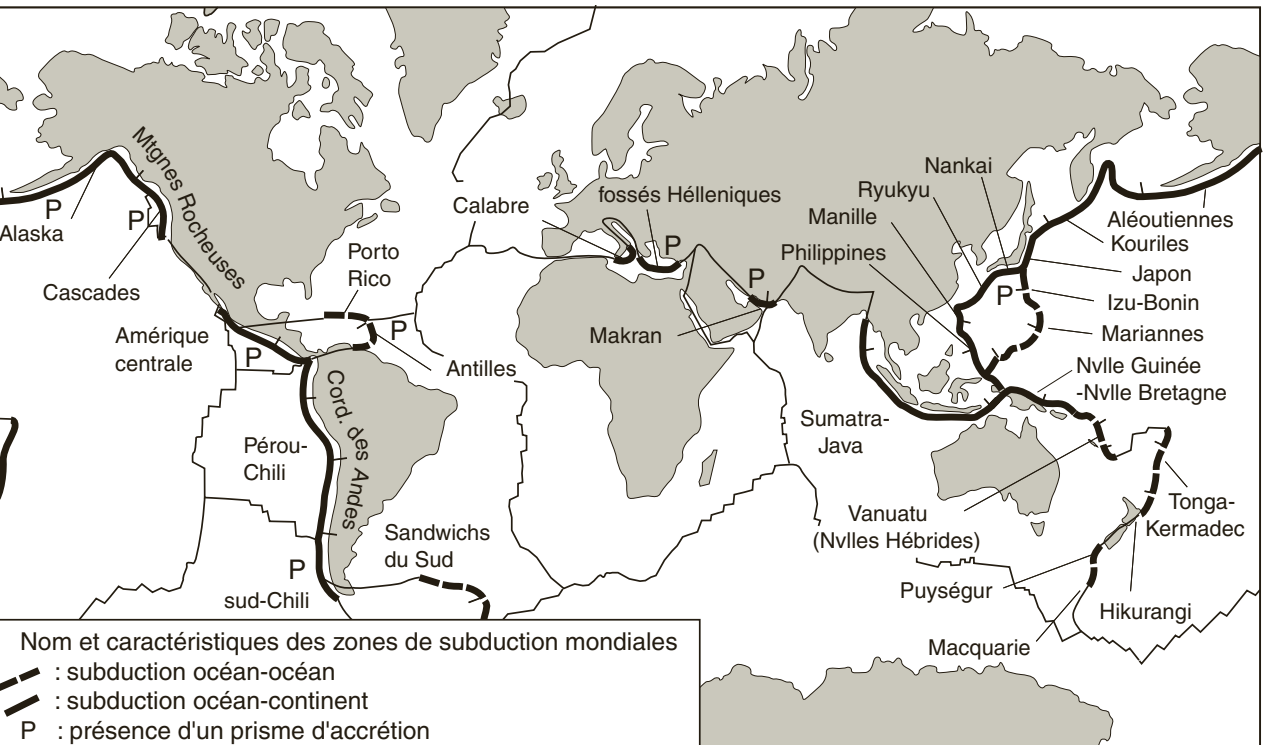
vers la surface. Et pourtant ces roches denses sont bien connues à l'affleurement. Comment l'expliquer ?

Sans doute la convergence elle-même est-elle en cause. Les roches crustales deviennent en effet de plus en plus ductiles à mesure que s'accroissent la profondeur et la pression ; elles se comportent alors un peu comme une pâte enfermée dans un tube ouvert (la zone de subduction) que l'on presse pour en faire sortir le contenu. Dès lors, ce n'est plus tant la différence de densité entre les parois du tube et son contenu qui est le facteur principal de l'expulsion de la pâte, mais plutôt la différence de rhéologie entre les parois relativement rigides (le manteau des plaques convergentes) et la matière ductile emprisonnée entre ces parois (les roches crustales métamorphisées), lorsque s'exercent de fortes contraintes horizontales pendant la collision. Ainsi peut-on expliquer, plus facilement que par le seul diapirisme, la rapidité avec laquelle remontent les terrains métamorphisés (100 km en 1 ou 2 Ma, cela implique une vitesse d'ascension de 10 ou 5 cm/an). En fait, le processus de l'exhumation des roches métamorphiques de haute pression n'est pas encore bien compris même si l'érosion apparaît maintenant comme un facteur déterminant, et fait aujourd'hui l'objet d'intenses recherches sur le terrain et en laboratoire (fiche 5.19).

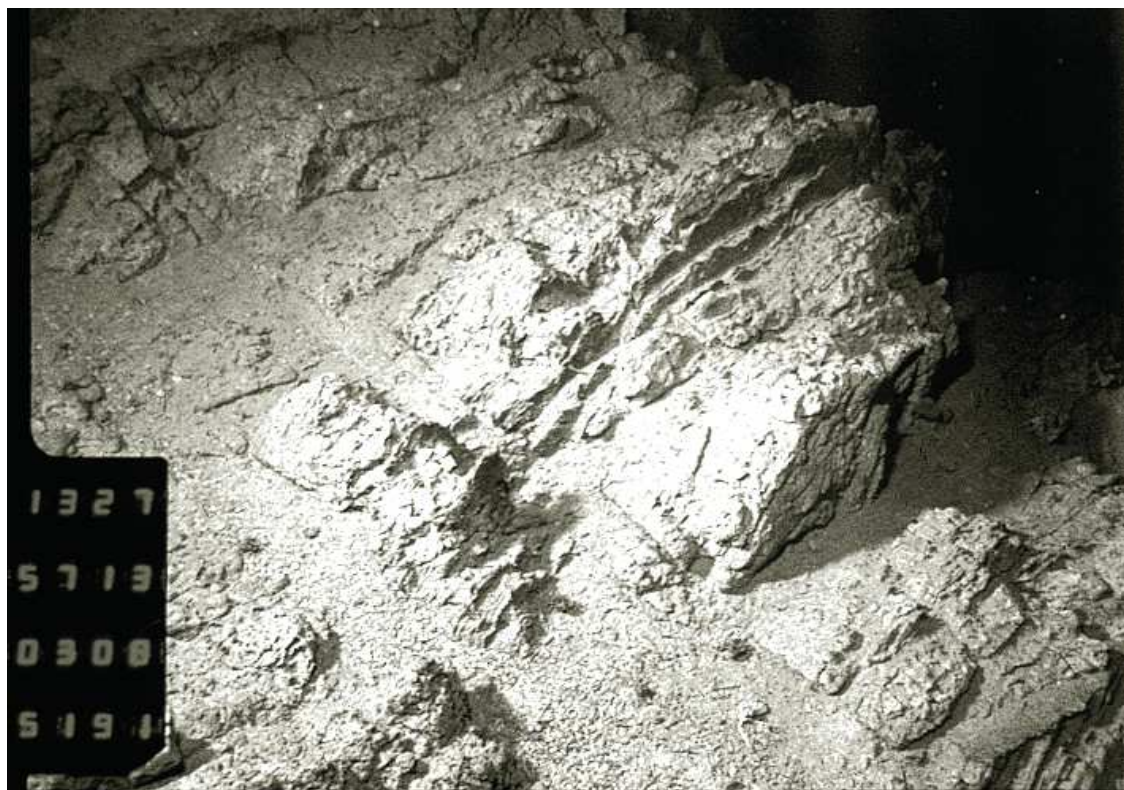
Fiche 5.1 : Les frontières en subduction : présentation

Les marges actives sont les régions où la lithosphère océanique créée à l'axe des dorsales retourne dans le manteau. Dans les cas les plus fréquents, la lithosphère océanique s'enfonce sous la lithosphère continentale, on parle de subduction océan-continent : c'est le cas pour les Andes, les Montagnes Rocheuses, les Aléoutiennes, le Japon et l'Indonésie. Les chaînes de montagne associées à ces frontières (essentiellement les Andes et les Rocheuses) sont dites liminaires ou de type cordillère. Ces frontières sont représentées en trait gras continu sur la carte ci-dessous.

Dans les autres cas, comme au niveau des îles Mariannes, des îles Bonin, des îles Tonga, et des Nouvelles-Hébrides, l'enfoncement se fait sous de la lithosphère océanique d'âge variable. Ces subductions dites océan-océan se caractérisent par des reliefs peu marqués, il s'agit le plus souvent de chaînes d'îles volcaniques, les arcs insulaires, représentant un faible volume par rapport à celui de grandes chaînes liminaires. Ces structures tirent leur nom de leur forme courbe, la convexité de l'arc est toujours tournée du côté de la fosse de subduction, vers la plaque qui plonge. L'exemple type est celui de l'arc des Mariannes. Du côté concave de l'arc, on trouve souvent un bassin océanique, généralement en ouverture active, appelé bassin arrière-arc ou bassin marginal. Ces frontières sont représentées en trait discontinu sur la carte ci-dessous.



Il existe d'autre part deux types de marges actives : l'un en accrétion tectonique et l'autre en érosion tectonique. Les marges en accrétion tectonique possèdent un prisme d'accrétion sédimentaire constitué d'écaillés de sédiments décollées de la plaque plongeante, selon des plans de cisaillement plats intrasédimentaires, et empilées les unes sous les autres durant la convergence. Les marges possédant un prisme d'accrétion sont représentées par la lettre P sur la carte. Les prismes d'accrétion les plus connus et les plus étudiés sont ceux de la Barbade (arc des Antilles), de Nankai (sud du Japon), du Costa Rica (Amérique centrale) et de l'Orégon (Montagnes Rocheuses). Les marges en érosion tectonique n'ont pas la propriété d'accumuler les sédiments au front de l'avant-arc. À l'inverse, leur mur interne subit un rétrécissement régulier en raison d'une ablation de l'avant-arc par-dessous. La croûte de la plaque chevauchante est donc rabotée à sa base, et les copeaux arrachés ainsi sont entraînés sous l'arc. Il en résulte une évolution tectonique par jeu de failles normales dans l'avant-arc et une subsidence progressive de la marge. Ces divers cas sont présentés dans les fiches suivantes.



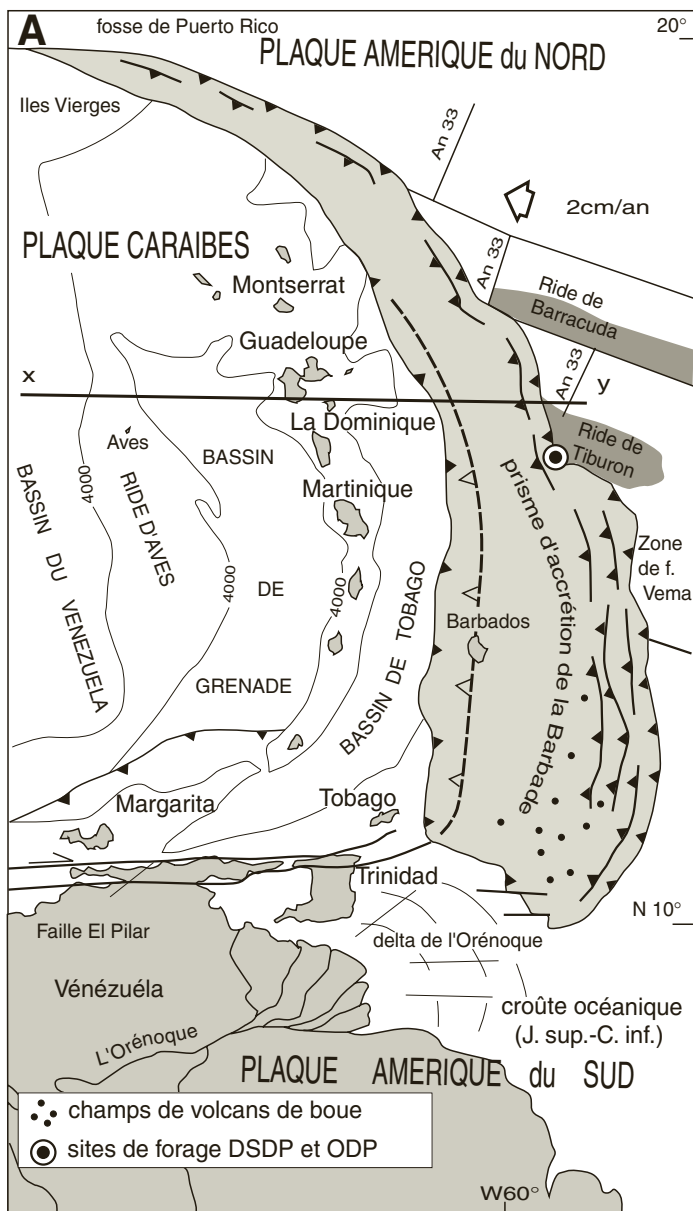
Sédiments déformés sur le mur interne de la fosse du Japon.

Photo prise à partir du submersible Nautile à 5 191 mètres de profondeur. Cliché Ifremer.

Fiche 5.2 : Les Antilles et le prisme de la Barbade

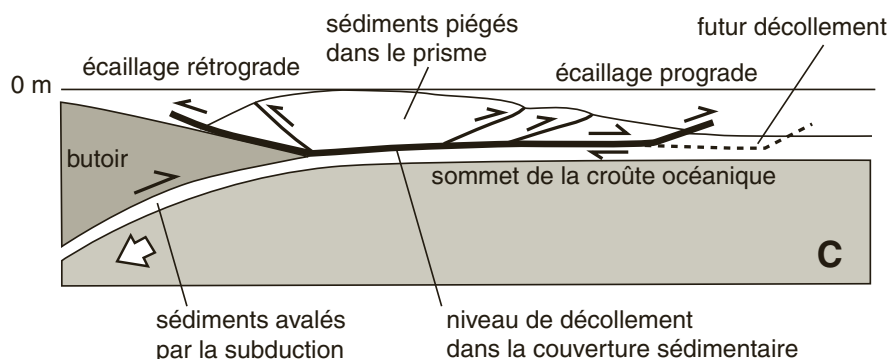
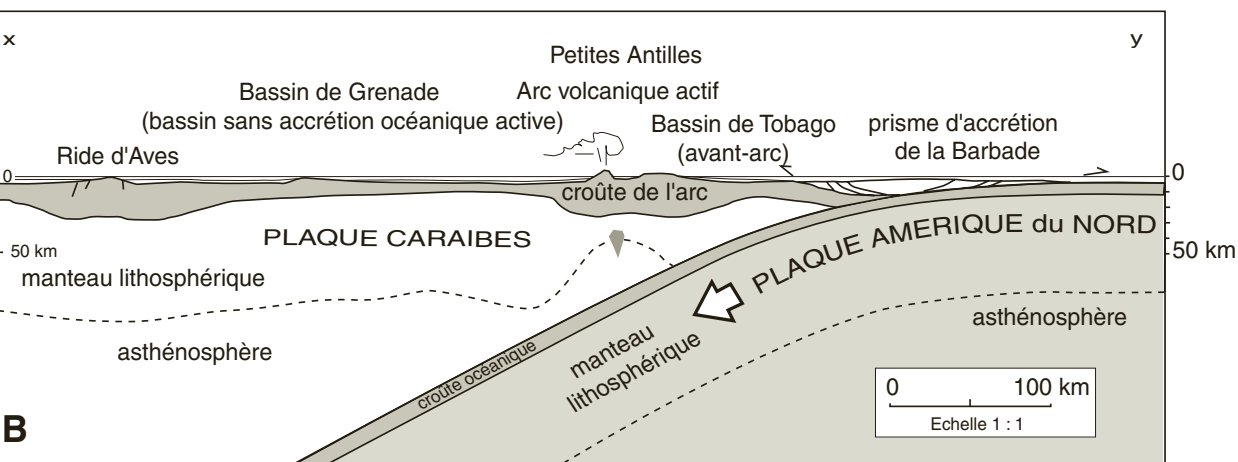
Les marges en accrétion tectonique s'agrandissent par écaillage de sédiments déposés sur la plaque plongeante, soit d'origine pélagique (dépôts océaniques les plus anciens), soit d'origine détritique (provenant de l'érosion de l'arc ou d'une terre proche). Les écailles empilées forment un prisme d'accrétion sédimentaire. Le prisme de la Barbade se développe ainsi à la faveur de la subduction des plaques Nord et Sud-Américaine sous la plaque Caraïbes, au nord du débouché du fleuve Orénoque. Ce dernier apporte une grande quantité de sédiments en provenance des chaînes du nord de l'Amérique du Sud. La contribution des sédiments provenant de l'érosion de l'arc est également importante.

Le prisme est superposé à la trace en profondeur de la limite des plaques (en pointillé sur la carte A). Son sommet affleure et forme l'île de la Barbade. Le prisme disparaît au sud au niveau du raccord avec la zone de failles transformantes du Venezuela marquant la frontière sud de la plaque Caraïbes (dont la faille dextre El Pilar), où la convergence est transformée en décrochement dextre. Les dimensions du prisme sont considérables (1 000 × 200 km maximum) pour une épaisseur de plusieurs milliers de mètres.



Au niveau de la coupe xy (figure B), la largeur du prisme est de 100 km. Sa forme est influencée par la présence de rides océaniques situées dans l'alignement des zones de fracture de la lithosphère océanique de la plaque Amérique du Nord (Rides de Barracuda et Tiburon).

Le prisme s'accroît par écaillage prograde (vers l'est) et rétrograde (vers l'ouest) (schéma C). Ceci est dû à la forme du butoir rigide formé par la croûte de l'arc des Antilles, faiblement penté vers l'est. La partie inférieure de la pile sédimentaire de la plaque plongeante disparaît dans la subduction. Il existe donc un niveau de décollement majeur au sein du prisme, entre ce qui est « avalé » et ce qui est refusé par la subduction. Les forages et les données de plongée ont montré que des fluides extraits des sédiments circulent le long des accidents tectoniques au sein du prisme. Ces fluides sont expulsés par des sources et construisent des volcans de boue formant des champs très étendus (carte A).

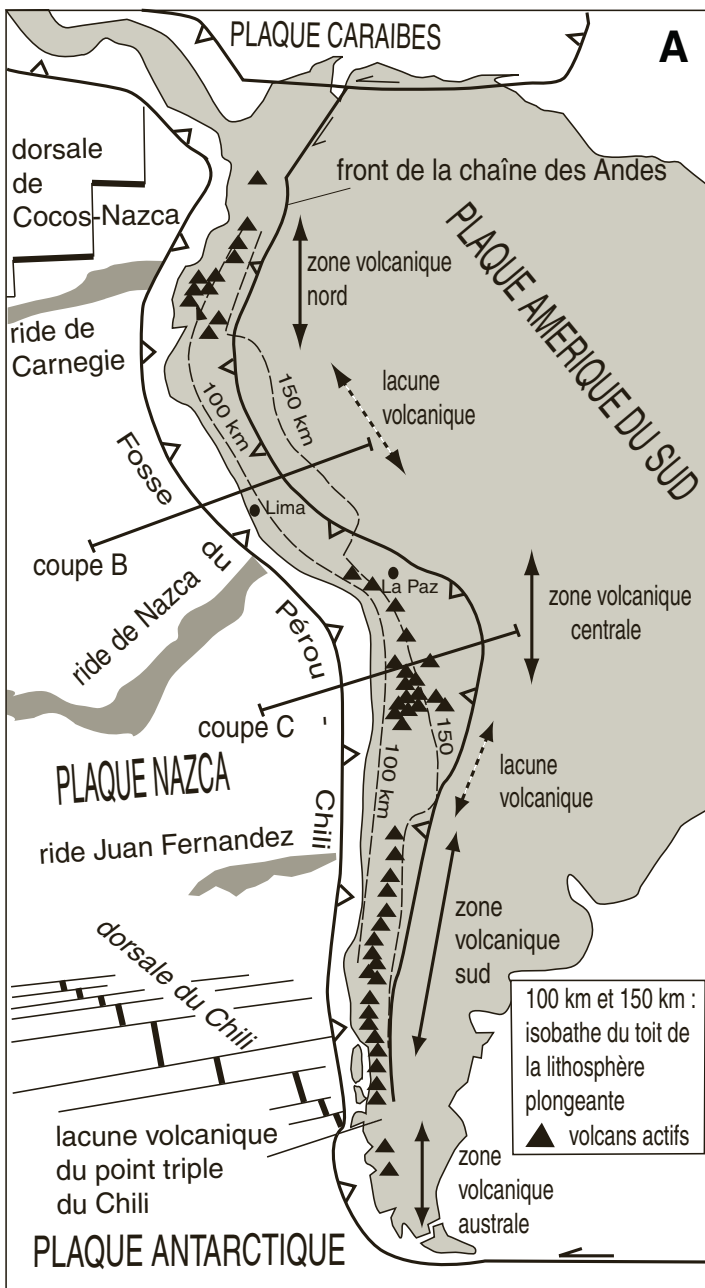


Fiche 5.3 : L'Amérique du Sud et le volcanisme des Andes

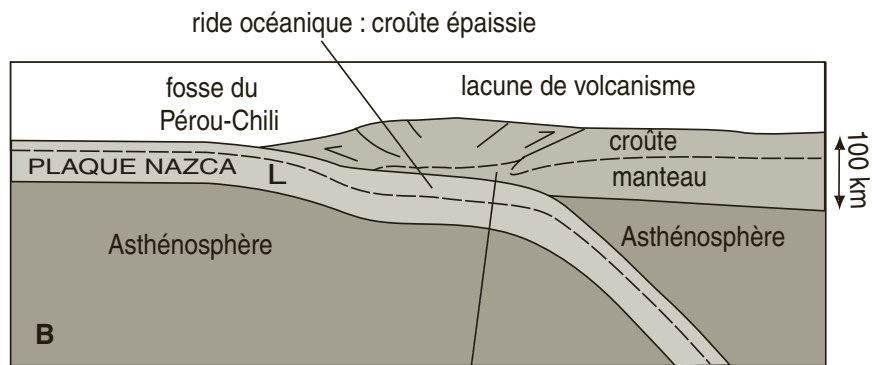
Le volcanisme lié à la subduction est dit orogénique parce qu'il se produit le long de frontières de plaques où l'orogénèse (la création des reliefs) est active. Il est de nature calco-alcaline et sa cause est la fusion hydratée du manteau (1 100-1 000 °C) comme décrit au chapitre II. On emploie également le terme de magmatisme d'arc, en référence aux arcs insulaires. Le magma d'arc originel est basique. Les andésites des Andes doivent leur caractère plus acide à l'évolution par cristallisation fractionnée et à la contamination par la croûte de l'arc.

L'activité volcanique n'est pas constante et régulière le long des chaînes de subduction. Ainsi, au Quaternaire, les Andes présentent-elles des lacunes de volcanisme. Le long des 8 000 km de la Cordillère, les volcans se regroupent en 4 zones : les zones volcaniques nord (Équateur), centrale (sud-Pérou, nord-Chili), sud (sud-Chili) et australe (Patagonie). Les deux lacunes principales sont clairement associées à la présence, sous la Cordillère, de secteurs de subduction presque horizontale.

Ces zones de subduction planes sont liées au passage de reliefs sous-marins portés par la plaque océanique : la ride de Nazca et la ride Juan Fernandez. Il s'agit de reliefs volcaniques mis en place en contexte de point chaud. Ils correspondent à des régions où la croûte océanique est épaissie et agissent à la manière de flotteurs qui forcent la plaque plongeante à rester adhérente à la lithosphère de l'Amérique du Sud. Du matériel « froid » est ainsi introduit à l'horizontale sous la lithosphère andine, ce qui modifie profondément le régime thermique et empêche la fusion du coin de manteau sous la plaque supérieure (schéma B).

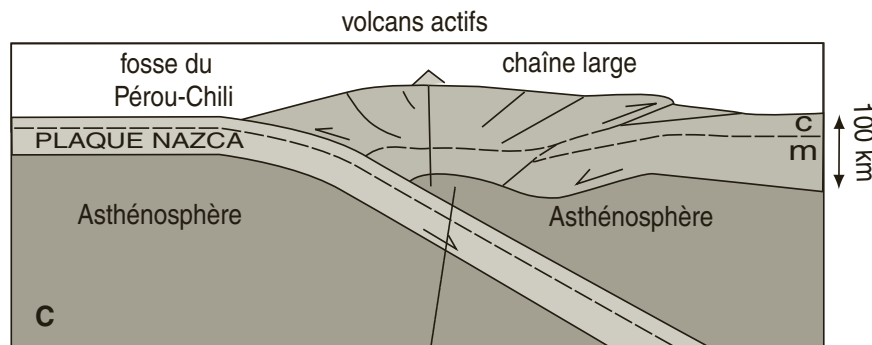


La carte A montre la répartition des volcans liés à la subduction andine. Les courbes d'égale profondeur des séismes (isobathes à 100 et 150 km) sont également représentées, ce qui permet de donner une image en carte de l'allure du plan de subduction. Il est presque horizontal lorsque les deux courbes sont très espacées. La coïncidence avec les lacunes volcaniques apparaît clairement. Les coupes B et C schématisent les conditions de la subduction de rides océaniques (subduction horizontale sous la chaîne) et de la subduction normale accompagnée de volcanisme d'arc.



Subduction horizontale

absence de coin de manteau chaud



Subduction régulièrement pentée

coin de manteau asthénosphérique



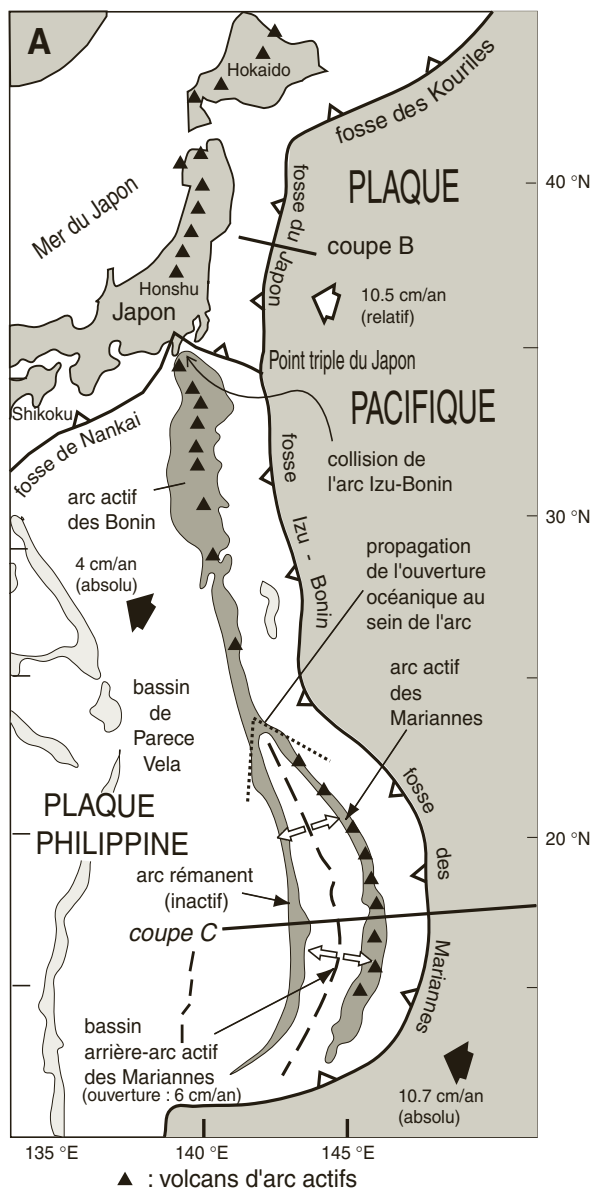
Le volcan Cotopaxi (Équateur). Photo D. Decobecq.

Fiche 5.4 : L'Ouest-Pacifique

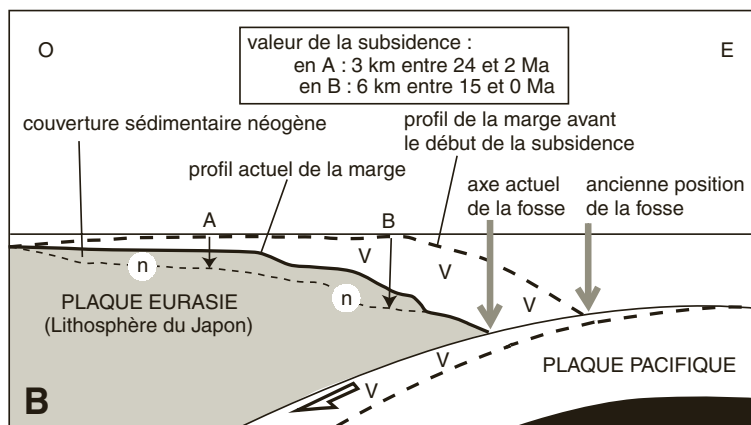
Le Japon et l'érosion tectonique

La carte A montre la bordure en subduction du Pacifique Ouest et la distribution du volcanisme d'arc, depuis la fosse des Kouriles au nord, jusqu'à la fosse des Mariannes au sud. La région du Japon correspond au carrefour de trois zones de subduction, les fosses de Nankai, d'Izu-Bonin et du Japon (point triple du Japon à 34°N).

Les études sismiques et par forage de la fosse du Japon ont confirmé que les marges actives peuvent subir des mouvements verticaux importants et notamment une subsidence en relation avec l'érosion tectonique (le rabotage basal) de la plaque supérieure.



La coupe de la figure B (repérée en A) montre le profil actuel de la marge du Japon et la position de la fosse, par rapport au profil reconstitué avant le début de la subsidence, il y a plus de 23 Ma. L'affaissement de la marge est prouvé par la présence d'une couche témoignant de conditions proches de l'émersion (n sur figure B), reconnue par forage et suivie par sismique.



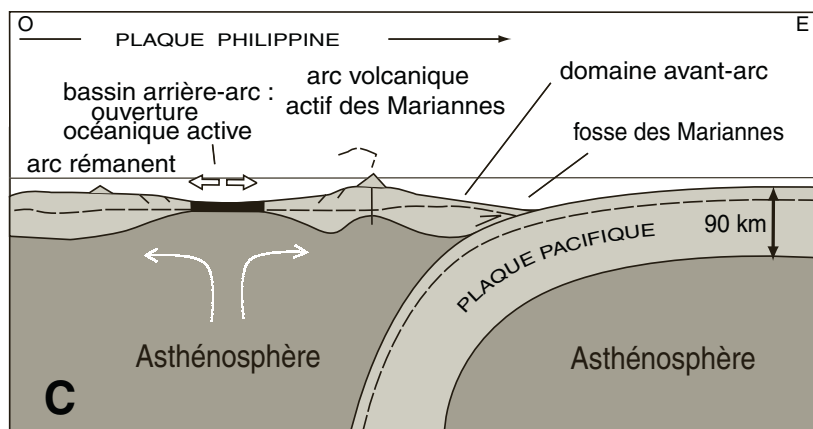
modifié d'après S. Lallemand, 1999

n : niveau repère reconnu par forage et suivi en sismique:
 discordance subaérienne post 21-23 Ma
 V : volume de marge disparu en raison de l'érosion tectonique

La subsidence résulte de l'érosion en profondeur de la lithosphère du Japon par la plaque Pacifique. Le volume de la marge ainsi disparu est représenté sur la figure B par des V. Cette évolution suppose un changement dans le pendage du plan de subduction et s'accompagne d'un recul vers l'ouest de la fosse.

Les Mariannes et l'ouverture des bassins arrière-arc

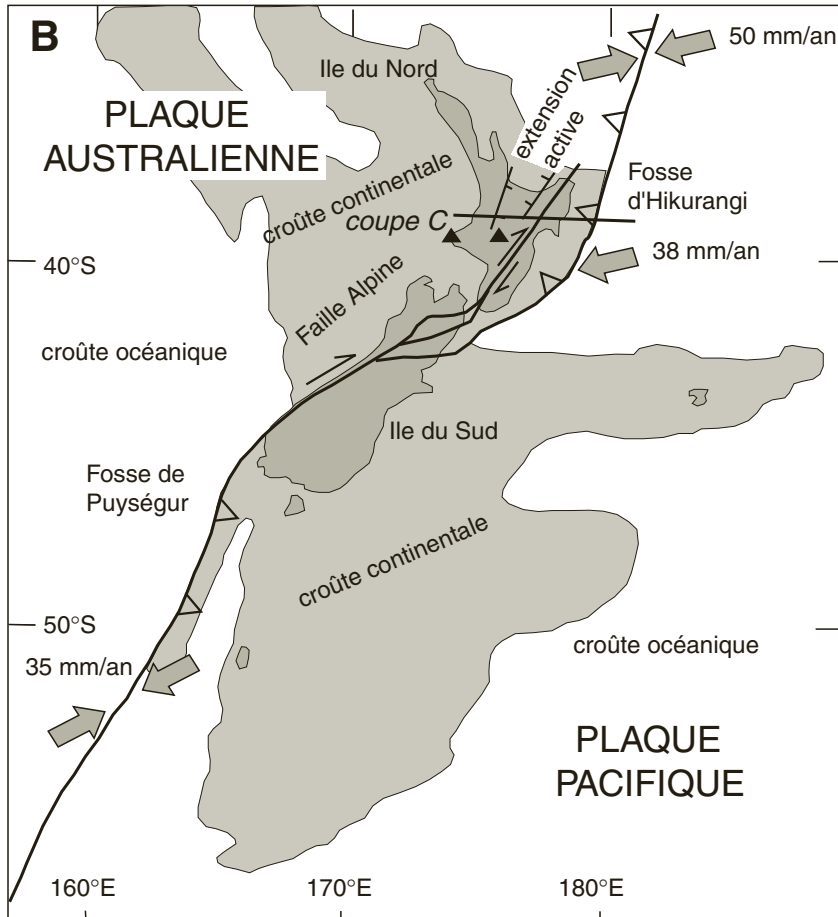
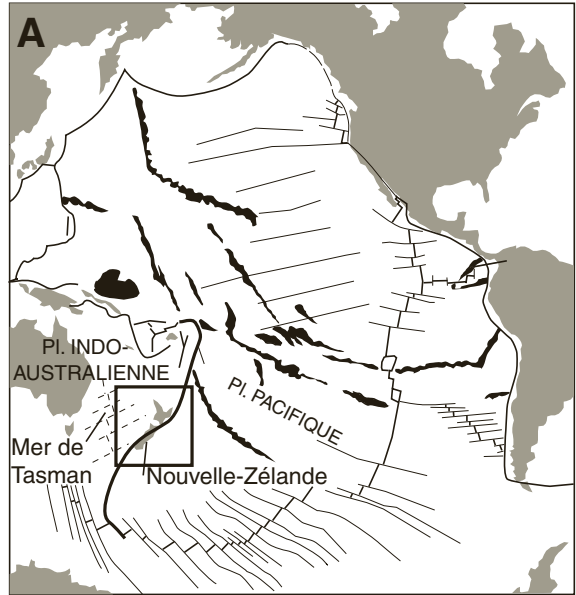
Au sud du Japon, la subduction de la plaque Pacifique se fait contre la bordure de la plaque océanique Philippine. Il s'agit d'une subduction océan-océan. Ici, la convergence ne crée pas de chaîne de montagne mais seulement un alignement arqué d'îles volcaniques : un arc insulaire (carte A). Au niveau des Mariannes, la lithosphère du Pacifique plonge à la verticale, le couplage avec la lithosphère de la plaque supérieure est très faible et l'ensemble du domaine au-dessus de la subduction est en extension. Un bassin océanique arrière-arc s'ouvre en déchirant l'arc volcanique et en laissant du côté ouest la partie de l'arc devenue inactive (arc rémanent, c'est-à-dire sans volcans actifs). L'ouverture intra-arc se propage vers le nord, au sein de l'arc des Bonin, à la manière d'une fermeture éclair que l'on ouvrirait (carte A).

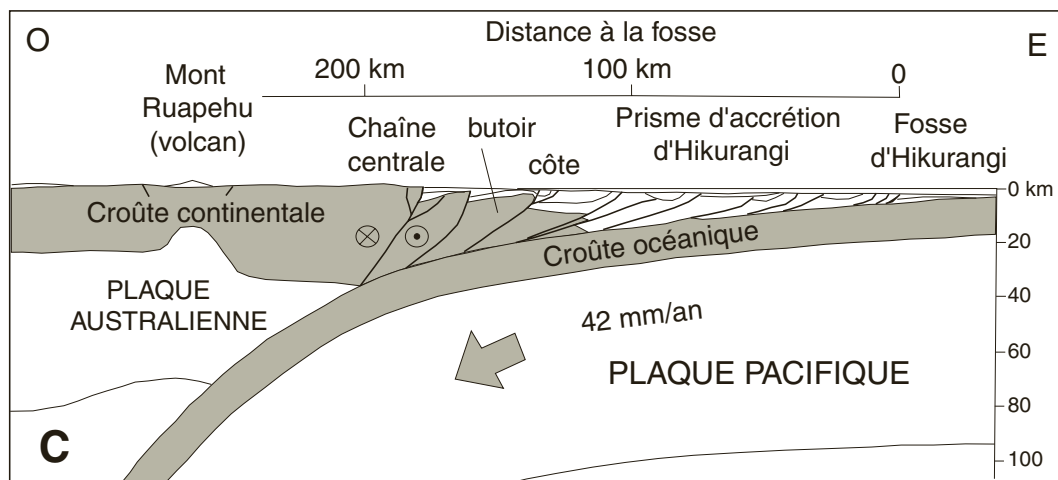


Subduction très pentée et convection arrière-arc.

Fiche 5.5 : La Nouvelle-Zélande

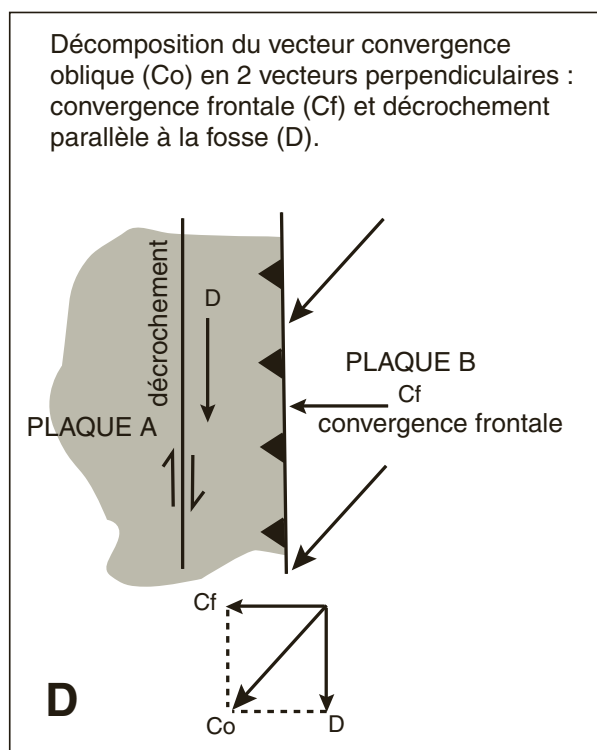
La Nouvelle-Zélande est un fragment du Gondwana, séparé de l'Australie par la mer de Tasman, océan ouvert durant le Crétacé. Elle est traversée par la limite des plaques Pacifique et Indo-Australienne (cartes A, B). En raison de son orientation vis-à-vis du mouvement des plaques, cette frontière est une subduction oblique au sud (fosse de Puysegur), un décrochement intracontinental dextre dans l'île elle-même (faille Alpine), puis une subduction oblique au nord (fosse d'Hikurangi). Le régime de la subduction d'Hikurangi est de type accrétion tectonique. Un prisme sédimentaire de 150 km de large est présent à l'est de l'île du Nord. Il diffère du prisme de la Barbade par la présence d'un butoir de la plaque australienne ayant tendance à chevaucher les écailles de sédiments du prisme (coupe C). Ce dispositif ne favorise pas le développement de chevauchements à vergence vers le continent (rétrochevauchements) contrairement au cas du prisme de la Barbade (voir fiche 5.2).





Une partie du prisme ancien est émergée (séries sédimentaires paléogènes à terre). En arrière de la subduction d'Hikurangi, l'île du Nord est en extension active. C'est un bon exemple d'extension arrière-arc en domaine continental. Le volcanisme très actif de la région est également la conséquence de la subduction. La figure C (d'après Barnes *et al.*, 2002) montre l'amincissement important (15 km) de la croûte sous l'île du Nord.

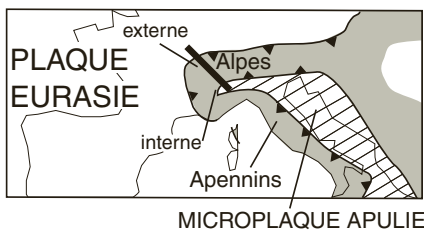
Actuellement, le mouvement oblique de convergence est partagé entre les structures purement compressives du prisme, et la faille décrochante dextre qui borde l'île du Nord (côté est). Le schéma de la figure D illustre le principe de la répartition d'un mouvement oblique de convergence sur deux structures : la fosse et une faille décrochante parallèle à celle-ci. Ce cas, très fréquent, se retrouve dans les subductions des Philippines, d'Indonésie et du Chili.



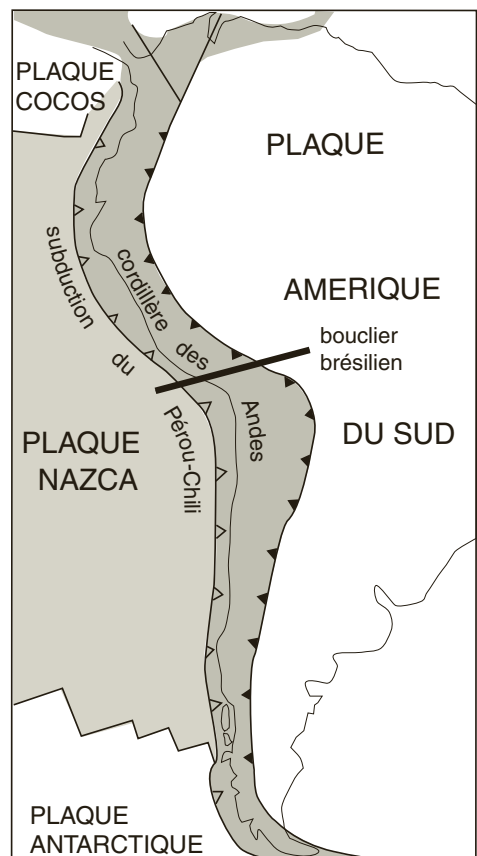
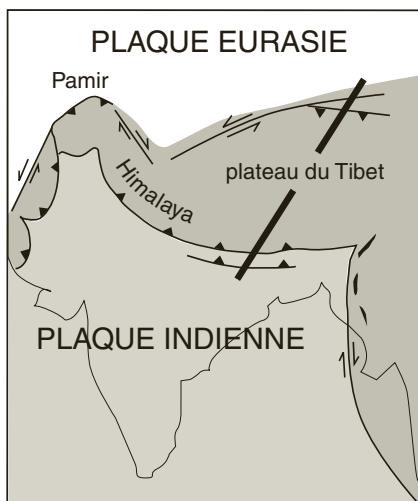
Fiche 5.6 : Structure comparée des chaînes de montagne

- En Europe, le système Alpes-Apennins résulte d'une évolution complexe, commencée il y a 160 Ma par l'ouverture de la Téthys et s'achevant par la collision d'un promontoire de la plaque Afrique, l'Apulie, avec l'Eurasie. Les Alpes dessinent un arc dont le sens de déversement s'oriente vers le nord et l'ouest pour la partie externe (les terrains issus de la plaque Apulienne chevauchent donc l'Europe) et vers le sud pour la partie interne (les terrains issus de la plaque Apulienne chevauchent cette plaque qui s'enfonce sous les Alpes). Dans les Apennins, les chevauchements se font vers l'est, sur la plaine du Pô qui représente l'avant-fosse molassique de cette chaîne.
- Le plateau du Tibet s'est construit à l'issue d'une longue évolution impliquant la collision de plusieurs microcontinents depuis la fin du Paléozoïque. Aujourd'hui, une partie de l'activité tectonique se concentre au sud de l'Himalaya, chaîne qui absorbe 30 à 50 % de la convergence de l'Inde et de l'Eurasie. Le long de l'Himalaya, la marge de l'Inde se déforme alors que l'Eurasie se comporte de façon rigide. La vergence de la chaîne est vers le sud. Au niveau du Pamir, en revanche, la marge de l'Eurasie se déforme également et des chevauchements majeurs vers le nord apparaissent.
- Dans les Andes, les reliefs résultent de la convergence des plaques Pacifique et Amérique du Sud, il s'agit donc d'une chaîne de subduction typique. Toutefois, une part importante de la surrection récente des Andes est une conséquence de l'enfoncement (sous-charriage) du bouclier brésilien vers l'ouest, et les chevauchements sont à vergence est dans la partie orientale de la Cordillère.

Ces chaînes de montagne sont représentées à la même échelle sur les trois figures ci-dessous et sur la planche couleur 4. Les fiches suivantes (5.7, 5.9 et 5.10) présentent les aspects essentiels de leur structure et de leur évolution tectonique à l'aide de cartes plus détaillées et de coupes dont la position est indiquée ici par un trait épais.



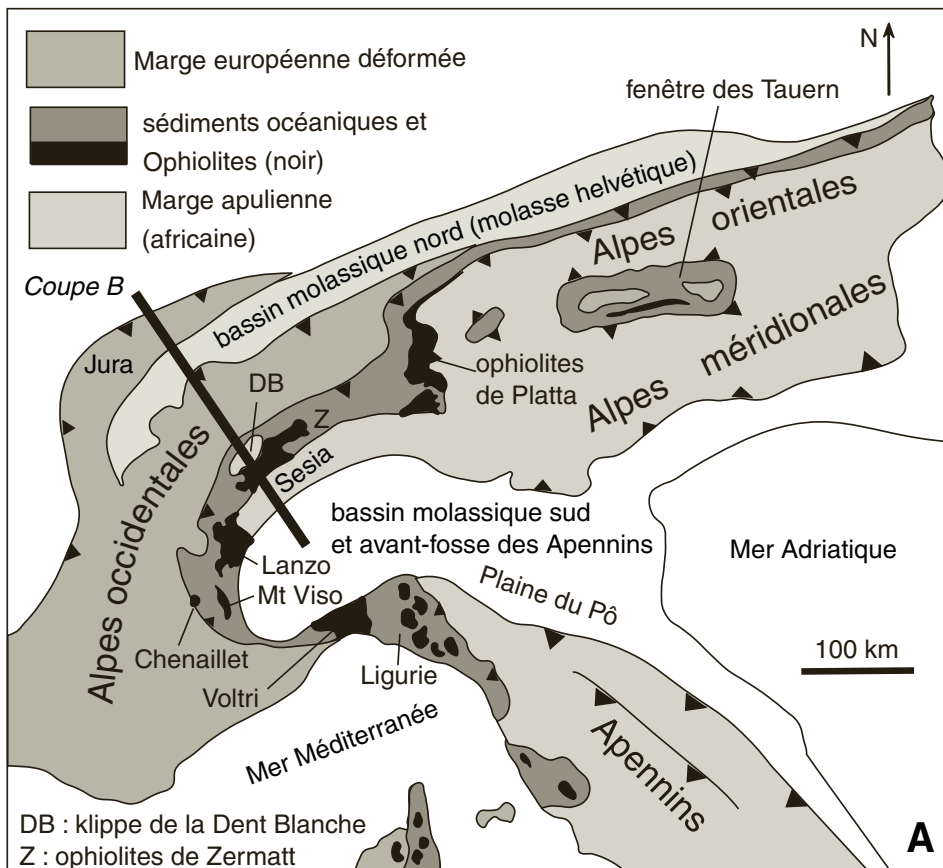
Les reliefs des chaînes des Alpes, de l'Himalaya-Tibet et des Andes sont la conséquence de la convergence de la lithosphère.

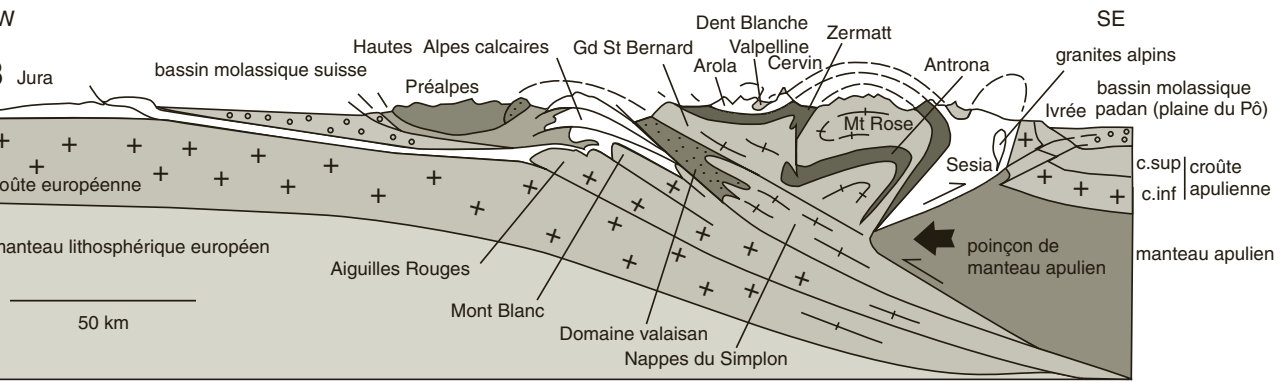


Fiche 5.7 : La collision dans les Alpes

On distingue plusieurs segments dans la chaîne alpine d'Europe : les Alpes occidentales, orientales et méridionales. L'ensemble des Alpes méridionales et orientales constitue un bel exemple de chaîne à double déversement, les charriages étant à vergence sud dans les Alpes méridionales et à vergence nord dans les Alpes orientales. Les Alpes occidentales ont une vergence ouest. Les ophiolites et les sédiments océaniques associés, bien visibles sur la carte A, soulignent la forme de l'arc et matérialisent la zone de suture océanique. Ils apparaissent généralement entre les unités issues des plaques européenne et apulienne. Les ophiolites de Ligurie et du Chenaillet sont toujours restées en position structurale élevée. Elles n'ont pas subi le métamorphisme alpin de haute pression. Les autres ophiolites représentées sur cette carte (Voltri, Mt Viso, Lanzo, Zermatt) ont subi le métamorphisme alpin (éclogites de haute pression).

Les unités issues de la marge nord de la plaque apulienne ont recouvert la marge européenne lors de la collision alpine à l'issue de la fermeture du domaine océanique téthysien. Comme le montre la carte A, des unités océaniques, témoins de cet ancien océan, et charriées elles aussi sur la marge européenne, sont visibles dans la fenêtre des Tauern, ouverte par l'érosion dans les unités supérieures d'origine apulienne. Dans les Alpes occidentales, l'action de l'érosion a été plus intense et les unités de la plaque apulienne ne sont plus représentées que par des klippes, dont la klippe de la Dent Blanche, elle-même composée de deux unités différentes (séries d'Arola et de Valpelline, cf. coupe B).





Modifié et simplifié d'après des figures de M.Lemoine, A. Escher, J. Debelman, et M. Marthaler.

La coupe ci-dessus (B) permet de mettre en place les principales unités composant l'ensemble alpin. On distingue les unités de la marge européenne superposées (socle et couverture) de moins en moins métamorphiques au fur et à mesure que l'on se dirige vers le NW : nappes du Mont Rose et du Grand Saint-Bernard, du Simplon, Aiguilles Rouges-Mont Blanc et socle du Jura. La croûte apulienne est présente sous la plaine du Pô. Elle affleure dans le socle d'Ivrée (sans métamorphisme alpin) et dans celui de Sésia (ayant subi le métamorphisme de haute pression) relié, avant l'érosion, avec la Dent Blanche. Entre les unités issues de l'Europe et de l'Apulie, la croûte océanique et les sédiments de l'ancien océan téthysien (également dénommé piémontais ou liguro-piémontais) sont représentés par les séries à ophiolites de la zone de Zermatt et d'Antrona. Le domaine valaisan est un ancien domaine océanique ouvert au Crétacé, quasiment absent sur la transversale des Alpes occidentales mais plus développé à l'est. On a représenté le poinçon de manteau apulien, révélé par les profils sismiques ECORS, dont la poussée horizontale, à grande profondeur, a pour effet de provoquer le rétrodéversement des unités internes vers la plaine du Pô.

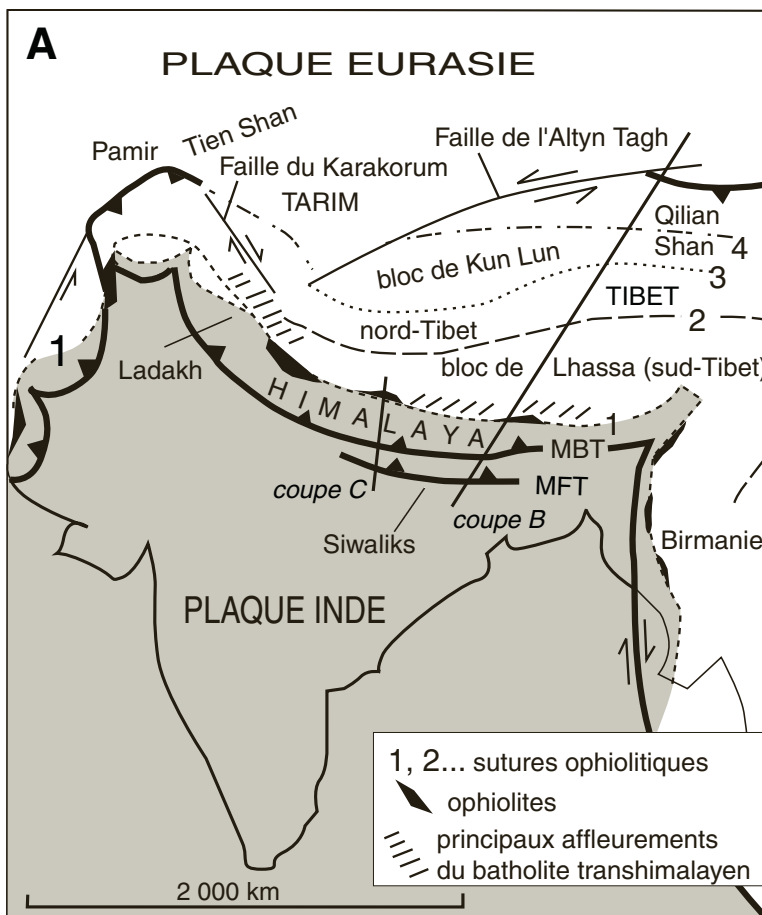


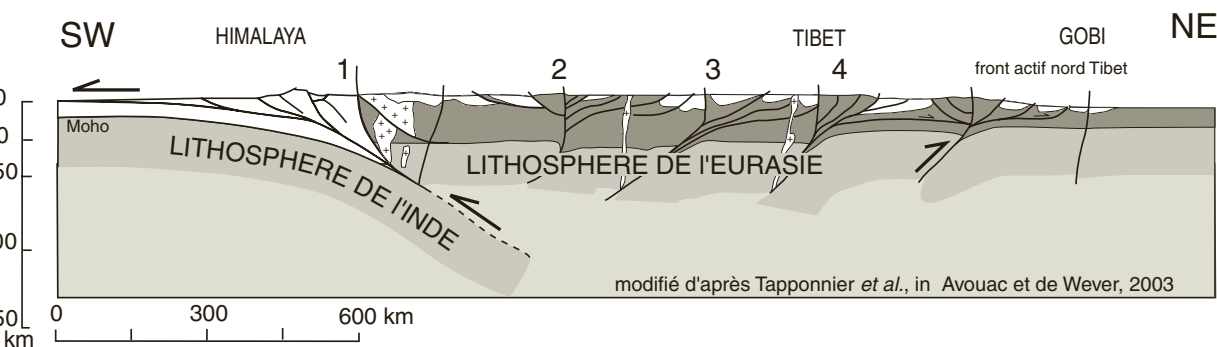
*Le massif ophiolitique du Chenaillet (au fond, les unités piémontaises)
(photo A. Lorenzi).*

Fiche 5.9 : La collision Inde-Asie, l'Himalaya et le Tibet

L'ensemble Himalaya-Tibet est la plus large chaîne de montagne du monde, la plus longue restant la Cordillère des Andes. L'Himalaya avec ses sommets à plus de 8 000 m borde au sud le plateau du Tibet dont l'altitude moyenne est de 5 000 m. Ce plateau est lui-même une véritable chaîne, toutefois peu érodée, résultant de la fermeture d'océans et de la collision de microcontinents comme le montrent les sutures successives, jalonnées d'ophiolites, représentées sur les figures A et B.

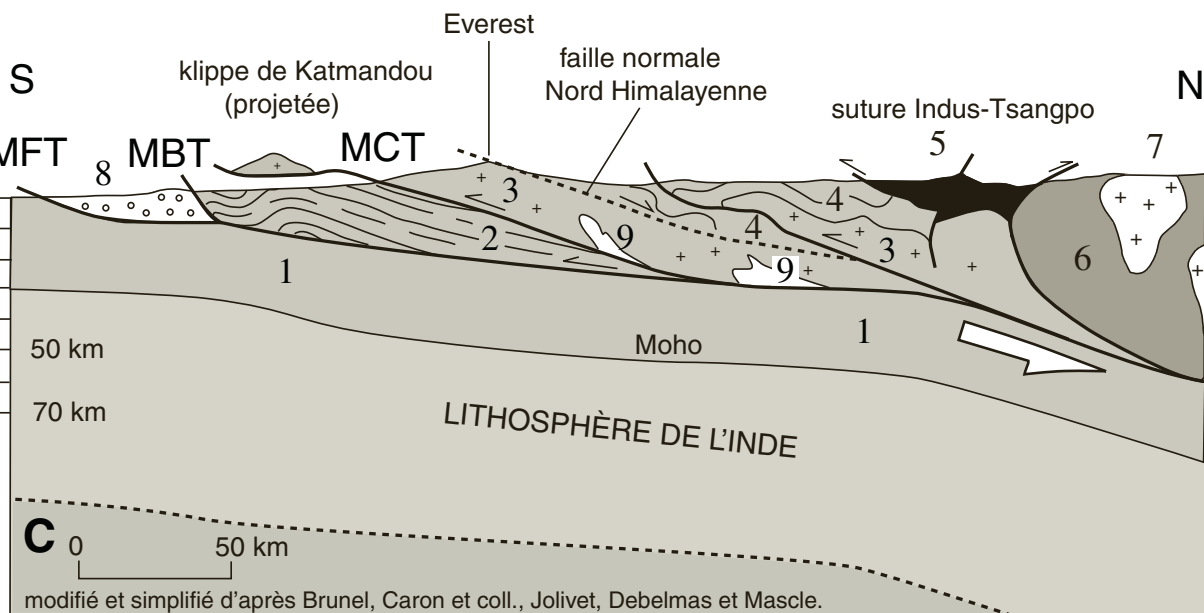
La croissance de l'Himalaya est due à la collision, amorcée dès l'Éocène (50 Ma), de la marge passive nord de la plaque indienne avec la marge active sud de la plaque eurasienne, sous laquelle disparaissait la Téthys (dont l'ouverture a débuté au Trias). Le batholite transhimalayen est l'ensemble des anciens réservoirs magmatiques d'âge crétacé à éocène nourris par ces subductions et figés en profondeur sous forme de plutons. Il est l'analogue des plutons du batholite de la partie occidentale des Andes. Les ophiolites de la suture du Tsangpo sont les restes de l'océan téthysien disparu. L'Himalaya se développe aux dépens de la marge indienne, clivée en écailles crustales qui se chevauchent le long de charriages majeurs accumulant des déplacements de l'ordre de 200 km. Le premier est le MCT (*Main Central Thrust*) actif au Miocène, le second au sud, est le MBT (*Main Boundary Thrust*), actif aujourd'hui. L'épaisseur de la croûte de l'Inde est doublée à la faveur de ces chevauchements (coupe C). Le MCT amène le Haut Himalaya (ou dalle du Tibet) sur le Bas Himalaya. En avant du MBT, les sédiments récents des Siwaliks, représentant une molasse d'avant-chaîne, sont incorporés au prisme orogénique par le jeu d'un chevauchement frontal actif, le MFT (*Main Frontal Thrust*).





- 1 : suture Indus-Tsangpo (Cénozoïque)
- 2 : suture Bangong Nujiang (Jur. sup., Crét. inf)
- 3 : suture Hoh Xil ou Jinsha (Trias)
- 4 : suture paléozoïque du Kuntun

La coupe C montre les principales caractéristiques de la structure de l'Himalaya. Elle insiste sur la présence d'une suture ophiolitique (5), sur le clivage de la croûte de l'Inde et son redoublement sous l'Himalaya. On a également représenté les leucogranites miocènes (9) résultant de la fusion partielle de la dalle du Tibet, favorisée par la présence de fluides s'échappant des unités sous-charriées.

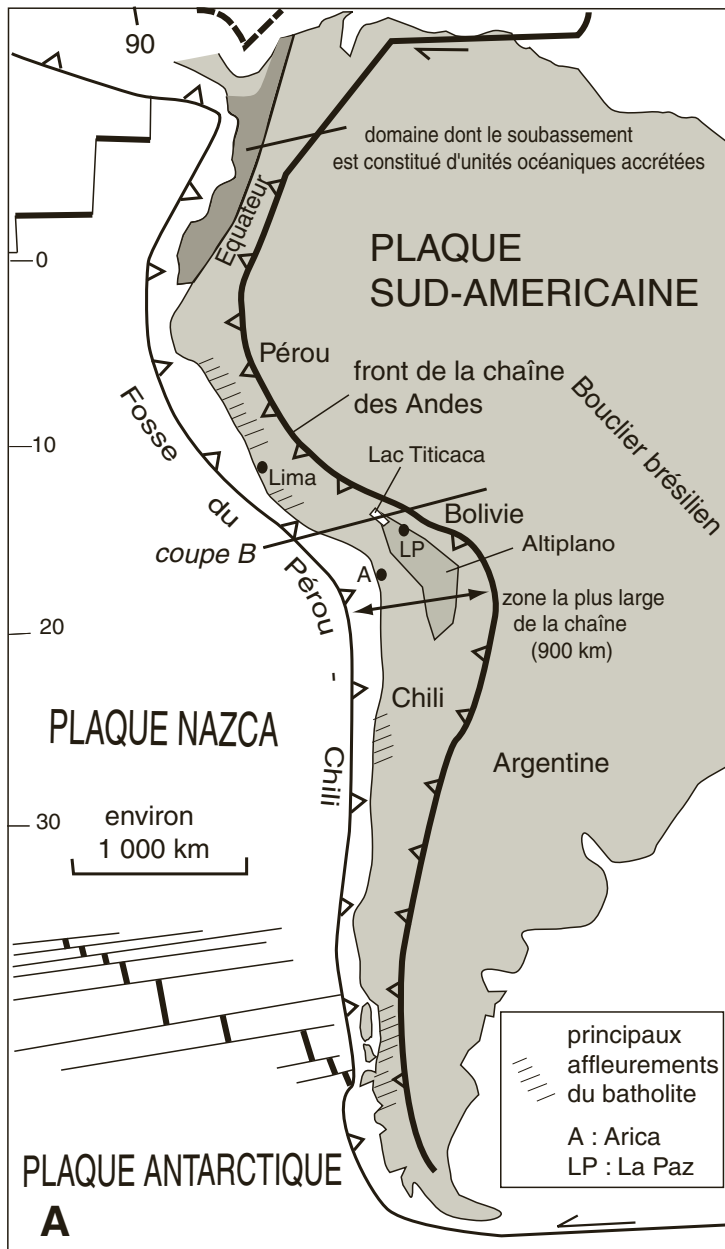


- 1 : croûte indienne.
- 2 : Bas-Himalaya: socle gneissique et sédiments.
- 3 : Haut-Himalaya: socle métamorphique de la dalle du Tibet (épaisseur de 5 km).
- 4 : couverture sédimentaire de la dalle du Tibet (Ordovicien à Éocène), épaisse de 10 km. Le sommet de l'Everest (8 848 m) est fait de calcaires ordoviciens. Lors de la croissance du prisme tectonique durant le Miocène, l'ensemble du Haut-Himalaya a été instable et la dalle du Tibet a « glissé » vers le nord. C'est la raison de la présence d'une faille normale majeure dans l'édifice (faille normale nord-himalayenne).
- 5 : ophiolites téthysiennes de la suture du Tsangpo.
- 6 : croûte du Tibet (plaque Eurasie).
- 7 : batholite transhimalayen.
- 8 : Siwaliks.
- 9 : leucogranites.

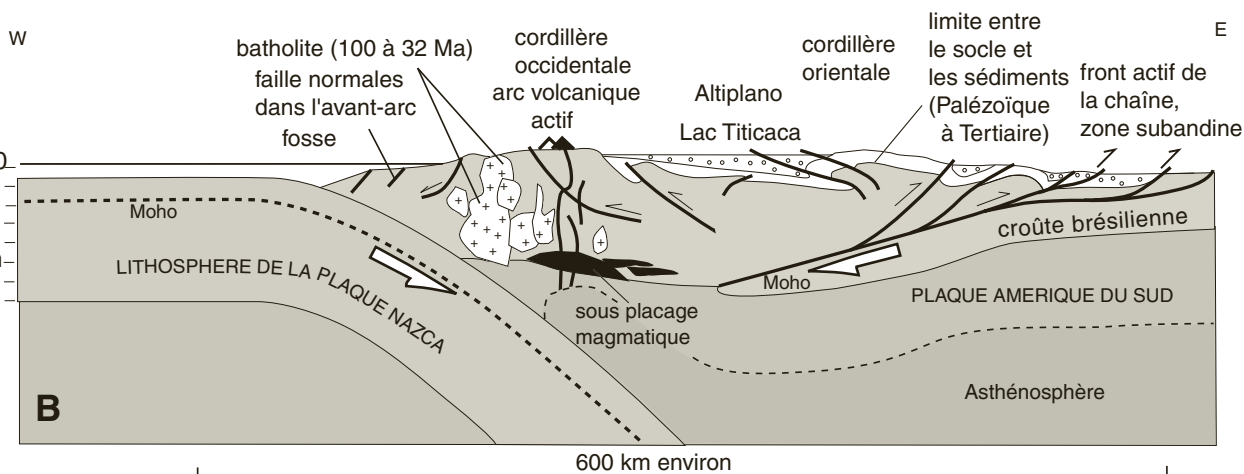
Fiche 5.10 : Une chaîne de subduction, la cordillère des Andes

La Cordillère des Andes est une chaîne linéaire située en bordure du continent sud-américain, liée à la subduction des plaques Nazca et Antarctique (au sud). Elle s'étend sur environ 8 000 km, avec une largeur maximale de 900 km au niveau d'une transversale Pérou-Bolivie (coude d'Arica).

La lithosphère océanique s'enfonçant sous les Andes est partout d'âge tertiaire ou plus jeune. Le plan de Bénéioff est peu penté, ce qui induit un fort couplage mécanique entre les plaques chevauchante et plongeante. Ce couplage explique pourquoi une partie de la convergence est absorbée par la déformation de la plaque supérieure, conduisant à des surépaississements crustaux et à une surrection par réaction isostatique. Un autre phénomène contribue à la surrection, il s'agit du sous-placage par accumulation en base de croûte déjà épaissie, de magmas calco-alcalins liés à la subduction. Ces deux processus fondamentaux sont représentés sur la coupe simplifiée (B).



Les Andes n'ont pas toujours été émergées et, au cours du Crétacé, l'essentiel de la région était sous le niveau de la mer, mis à part l'arc calco-alcalin. L'activité magmatique d'arc n'a pas cessé depuis le Jurassique, comme le montrent les datations des roches plutoniques calco-alcalines formant le batholite, bien développé dans la partie occidentale de la chaîne (coupe B). La surrection des Andes ne débute réellement qu'au Tertiaire. La raison essentielle du soulèvement actuel des Andes est l'enfoncement (le sous-charriage) du bouclier brésilien sous le front oriental de la chaîne, depuis 15 Ma. Ce front absorbe un raccourcissement maximum de l'ordre de 200 km depuis le Miocène. Il est marqué par l'écaillage des sédiments du bassin flexural d'avant-chaîne représenté par le domaine sub-andin.



La coupe B est représentative de la structure des Andes centrales. Toutefois, la chaîne ne présente pas toujours cette organisation. En Équateur notamment, la partie en avant de l'arc volcanique est entièrement composée par des terrains de nature océanique, d'âge crétacé, accolés au continent, représentés en gris foncé sur la carte A.

La coupe B est réalisée dans le nord de la zone volcanique centrale, au niveau d'un segment de la chaîne où la flexure de la plaque plongeante est suffisante pour permettre la fusion du coin de manteau. L'Altiplano, compris entre les cordillères occidentale et orientale est un plateau perché à une altitude moyenne de 4 000 m. Il est transporté vers l'est (et vers le haut) sur le dos des unités occidentales. La cordillère occidentale est structurée par des chevauchements à vergence ouest, les plus anciens. En revanche, la cordillère orientale est structurée par des chevauchements vers l'est. La coupe montre également l'importance des intrusions magmatiques calco-alcalines très présentes dans la cordillère occidentale jusqu'à la côte (batholite, voir aussi carte A).



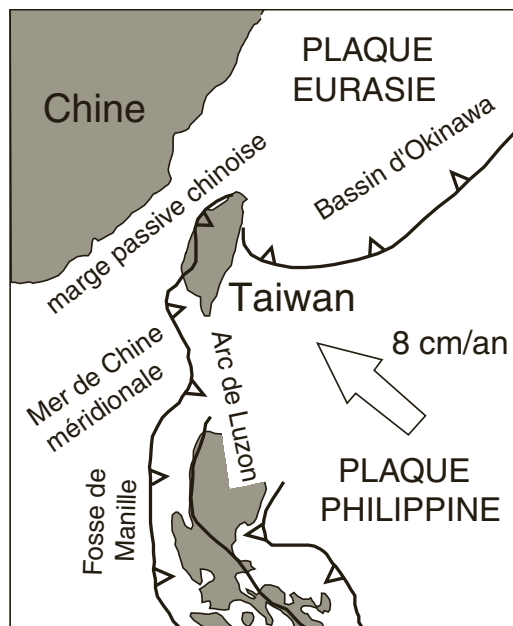
Cône d'éboulis dans les Andes du Chili à l'est de Santiago. La surrection des Andes au cours du Tertiaire et du Quaternaire s'accompagne d'une érosion intense qui compense la croissance verticale de la chaîne. La vitesse de l'érosion dépend des conditions climatiques (photo Y. Lagabrielle).

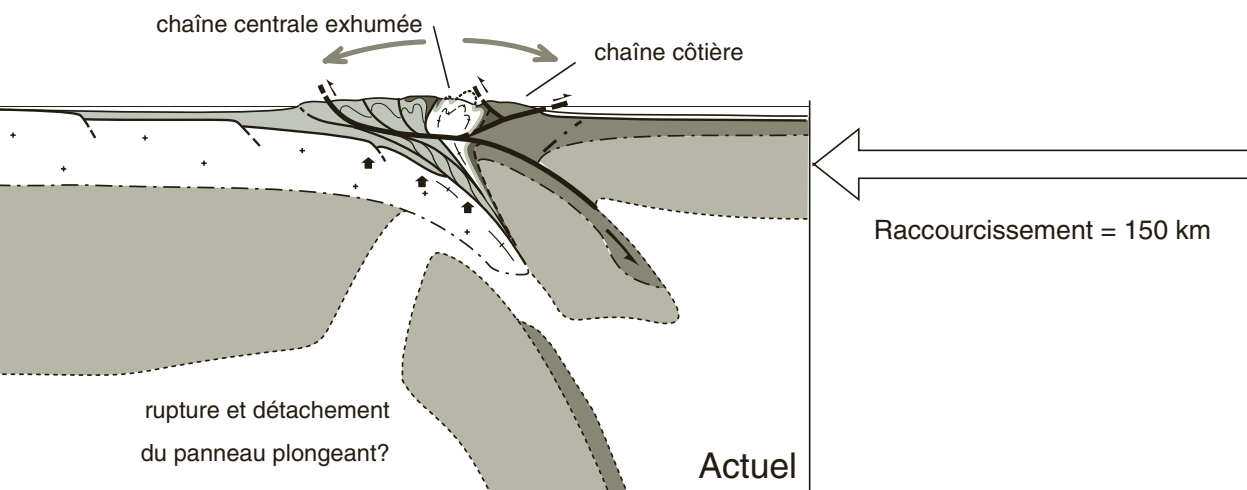
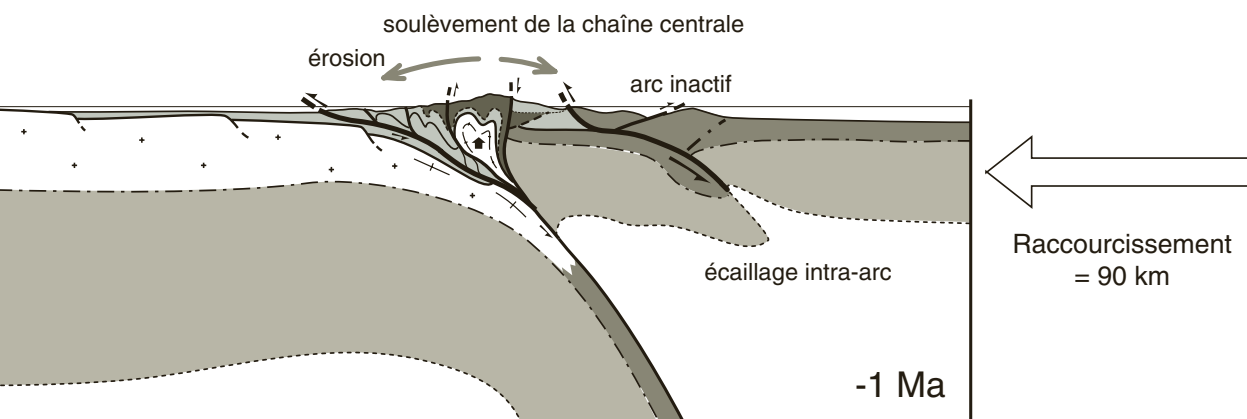
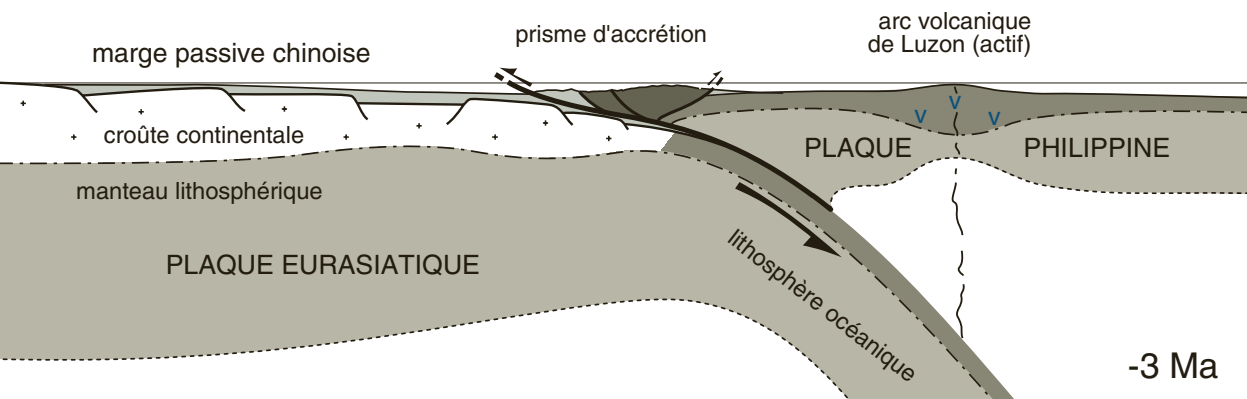
Fiche 5.11 : La collision arc-continent de Taiwan

L'île de Taiwan résulte de la collision entre l'arc volcanique de Luzon et la marge passive chinoise, bordée au Sud par le petit bassin océanique de la mer de Chine méridionale. Ce bassin passe en subduction sous la plaque Philippine dans la fosse de Manille, subduction associée à l'arc volcanique actif de Luzon. En simplifiant, Taiwan est constitué à l'ouest par un prisme d'accrétion, à l'est par l'ancien arc volcanique, maintenant inactif, situé dans le prolongement de l'arc du Luzon, et au centre par une écaille de croûte continentale exhumée, la Chaîne Centrale.

Les trois coupes montrent, à l'échelle lithosphérique, l'évolution qui a conduit à la situation actuelle :

- il y a trois millions d'années, la lithosphère océanique de la mer de Chine méridionale est entièrement passée en subduction et la marge passive chinoise commence à s'engager sous le prisme d'accrétion ;
- il y a un million d'années, la subduction est en partie bloquée, induisant un écaillage de l'arc volcanique, qui devient inactif. Une écaille de croûte continentale de la marge chinoise, qui s'est enfoncée de 20 à 30 km, commence à remonter à cause de sa densité plus faible que celle des terrains environnants. Le soulèvement s'accompagne du début d'une intense érosion ;
- récemment, le soulèvement de l'île s'est accéléré, ce qui peut être dû à la rupture et au détachement de la plaque plongeante, ce qui diminue l'effet de traction vers le bas exercé par celle-ci.

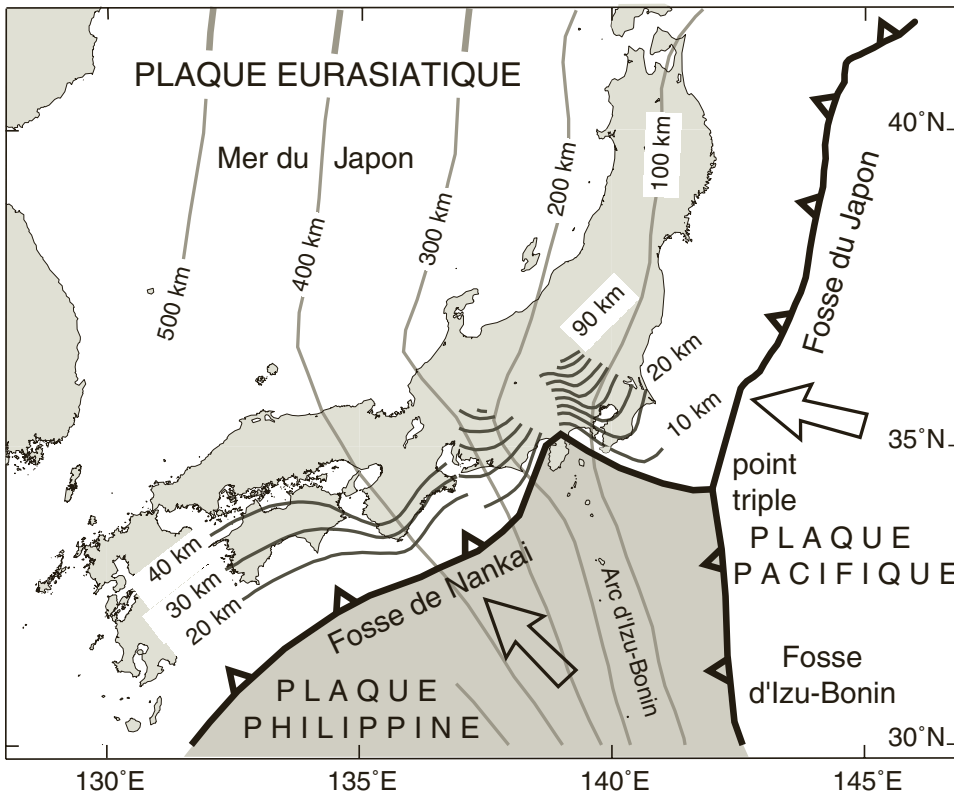




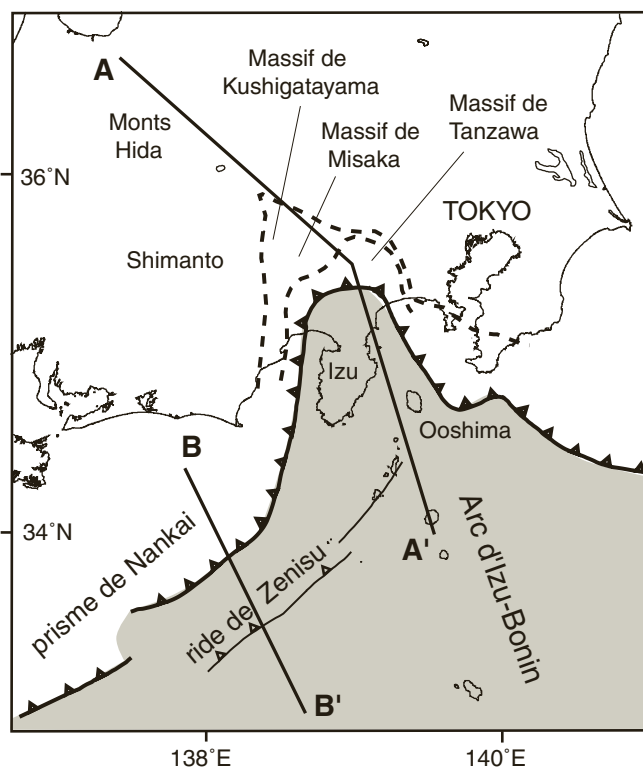
Évolution récente de Taiwan,
simplifié d'après J. Malavieille, S. Lallemand et al., 2002.

Fiche 5.12 : La collision arc-arc du Japon central

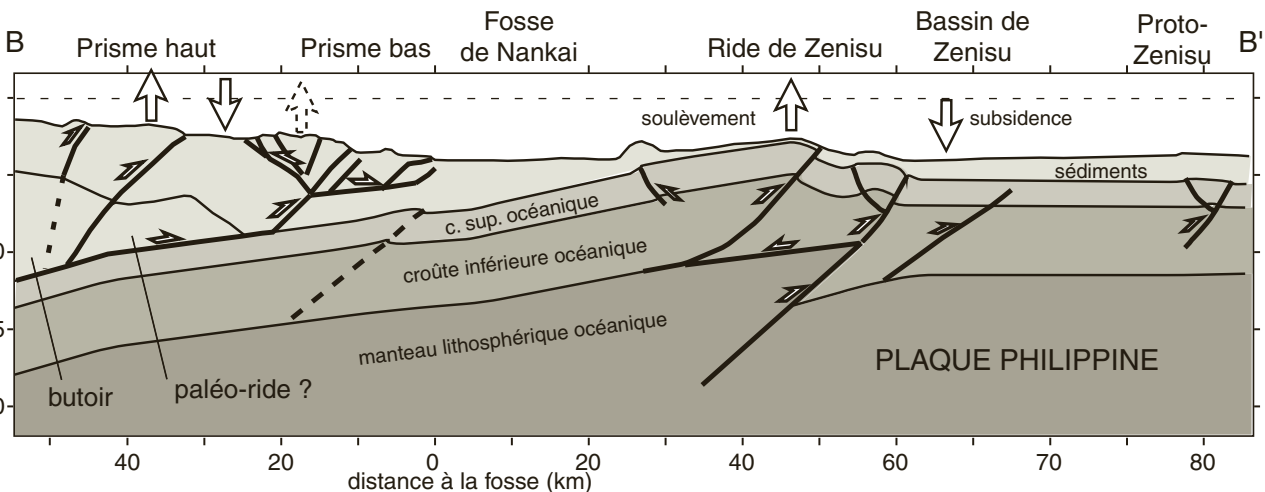
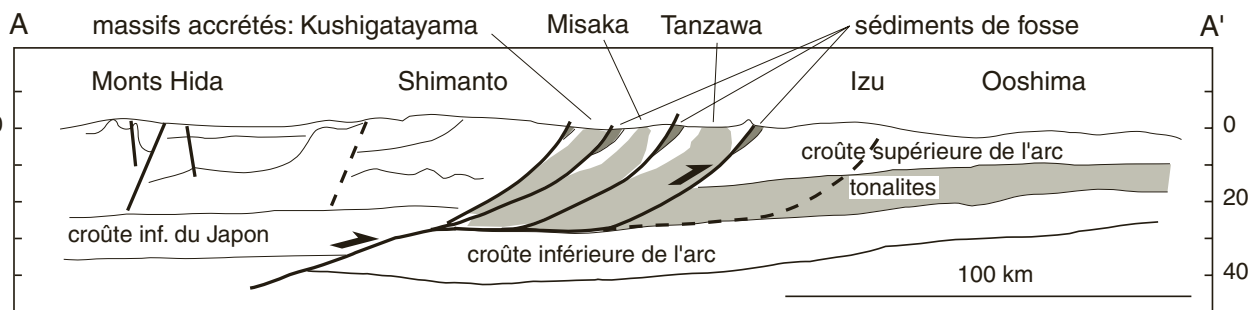
Le Japon est situé au carrefour tectonique de trois plaques : Eurasie, Pacifique et Philippine. Cette dernière passe en subduction sous le Japon dans la fosse de Nankai, tandis que la plaque Pacifique s'enfonce simultanément sous les deux autres plaques dans les fosses du Japon et d'Izu-Bonin. Il en résulte la présence d'un point triple, ainsi qu'une superposition, en profondeur, des panneaux plongeants Philippin et Pacifique. Au sud du Japon, la plaque Philippine est jeune (15 à 20 Ma), donc chaude, et s'enfonce à une vitesse modérée (3 cm/an) : le plan de Wadati-Benioff est alors court (40 à 60 km), car le panneau plongeant a eu le temps de se réchauffer et de s'équilibrer avec l'asthénosphère, faisant ainsi disparaître la sismicité. Au contraire, la plaque Pacifique, plus vieille, passe en subduction beaucoup plus vite (10 cm/an) et son plan de Wadati-Benioff peut être suivi jusqu'à plus de 500 km sous la mer du Japon. Sa subduction sous la plaque Philippine est de type océan-océan (ou Mariannes) et s'accompagne de la formation de l'arc volcanique d'Izu-Bonin qui, entraîné par la plaque Philippine, entre en collision avec le Japon dans la région d'Izu. Cette collision se manifeste par une succession d'écaillages de la croûte supérieure et moyenne de l'arc, alors que le reste de la lithosphère de l'arc passe en subduction grâce à un décollement à la base de la croûte moyenne (formée de tonalite, un granite calco-alcalin caractéristique des arcs insulaires). À l'ouest de l'arc volcanique, l'écaillage se propage dans la lithosphère océanique et crée une ride chevauchant vers le sud : la ride de Zenisu. C'est un des rares exemples connus d'écaillage intra-océanique, provoqué dans ce cas par la collision d'un arc volcanique et par le couplage mécanique entre cet arc et la lithosphère océanique adjacente.



Géométrie des plans de subduction sous le Japon.



Localisation des coupes A-A' et B-B'.

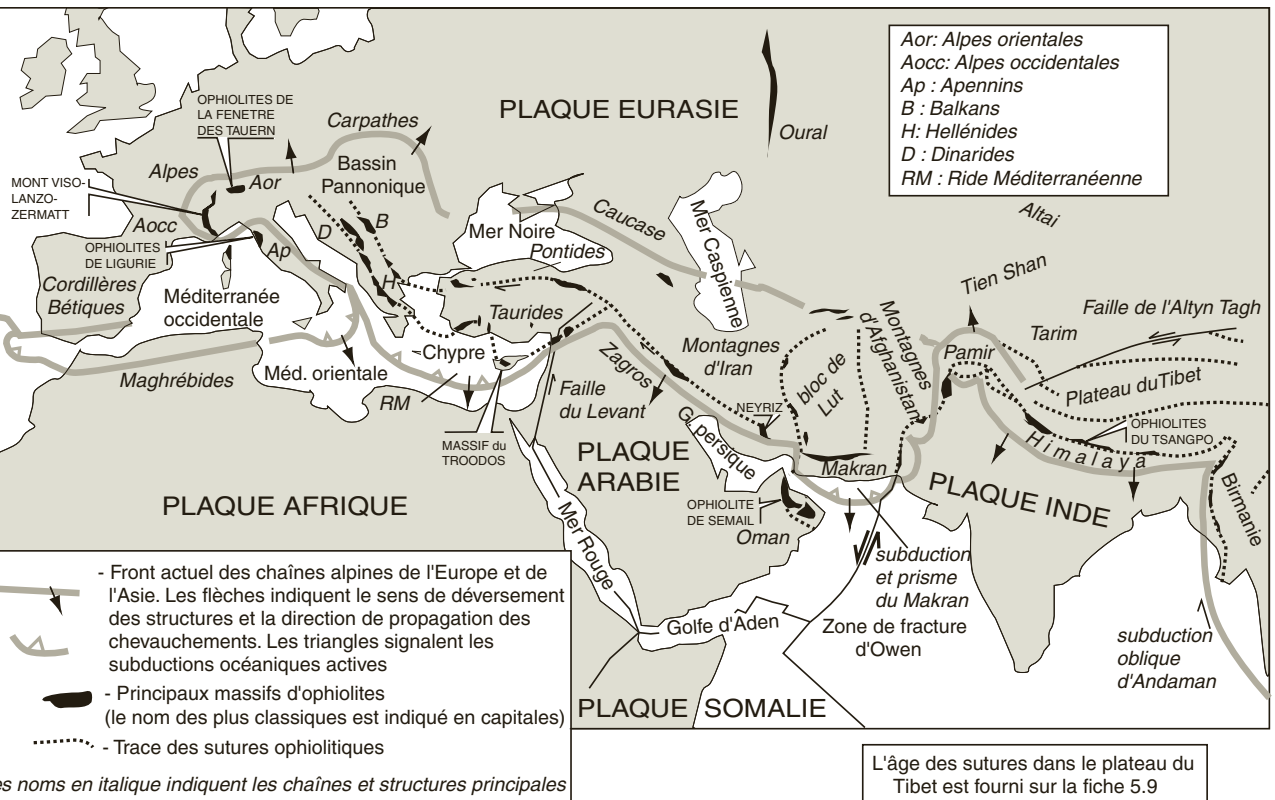


Coupes de la zone de collision d'Izu (A-A'), du prisme d'accrétion de Nankai et de la ride de Zenisu (B-B') (d'après S. Mazzotti, 1999, thèse de l'université Paris 6).

Fiche 5.13 : Les sutures ophiolitiques : localisation et signification

Les ophiolites sont des fragments de lithosphère océanique charriés sur les continents lors du processus de l'obduction. Leur présence dans les chaînes de montagne signifie qu'un océan a disparu à cet endroit lors de la convergence des plaques. Elles s'alignent souvent le long des orogènes et représentent donc des cicatrices d'océans fermés, nommés sutures ophiolitiques. L'âge de ces sutures, c'est-à-dire l'âge de la fermeture complète de l'océan correspondant, est déterminé soit par l'âge des premiers sédiments discordants sur les ophiolites, soit par l'âge du métamorphisme les affectant si elles ont été enfouies, soit par l'âge des déformations et du métamorphisme que l'obduction a provoqués dans les terrains de la marge continentale sur laquelle les ophiolites reposent.

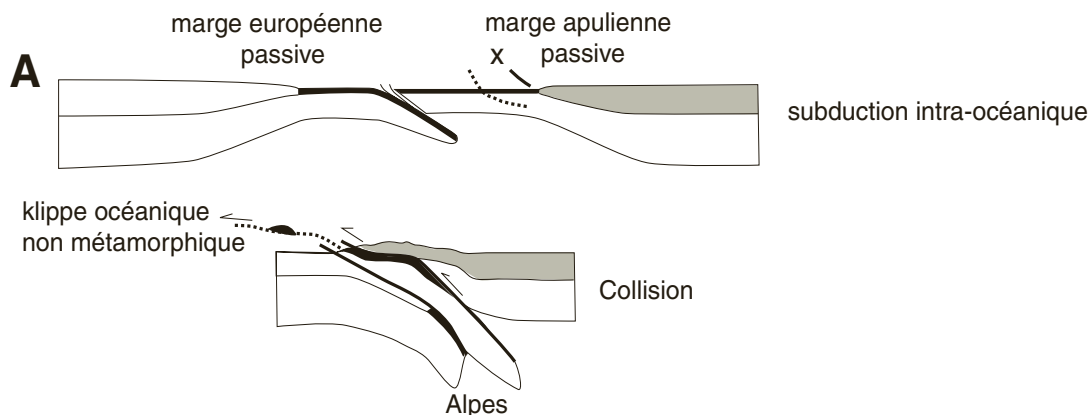
La carte présente les principales sutures ophiolitiques du domaine alpin (sens large) dans leur cadre géodynamique. Ces sutures sont toutes liées à la fermeture de domaines océaniques d'âge varié (Trias à Crétacé supérieur) faisant partie de la Téthys. Les nombreuses sutures au nord de l'Inde montrent qu'avant la collision majeure Inde-Asie, un grand nombre de microcontinents en provenance du Gondwana se sont accrétés à la marge Eurasienne. On retrouve ce dispositif à l'ouest, où les sutures délimitent des blocs plus ou moins rigides (bloc de Lut en Iran, blocs sud et nord-Tibet, par exemple, voir fiche 5.9)



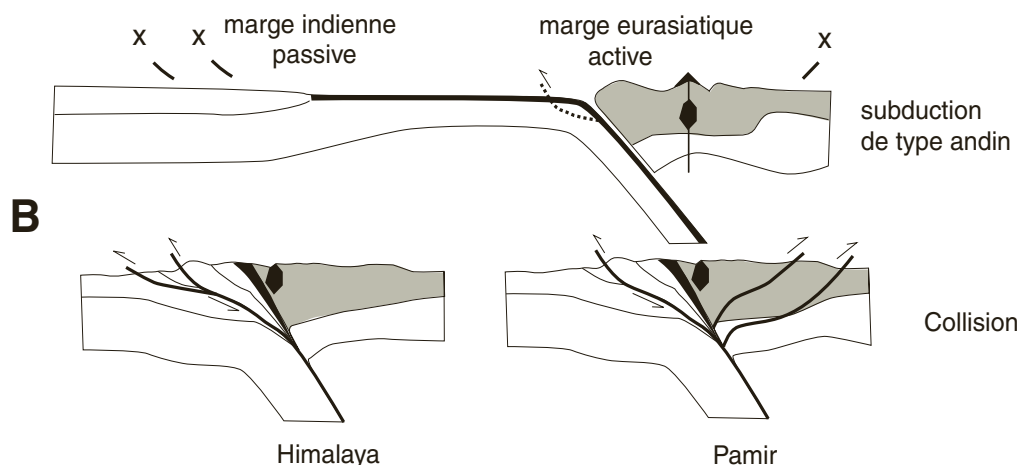
Fiche 5.14 : Les sutures ophiolitiques, position dans les chaînes de montagne

Les schémas A et B montrent deux cas différents d'évolution d'une suture ophiolitique. Dans le cas des Alpes (A) les deux marges en rapprochement étaient passives et la marge apulienne est venue recouvrir les ophiolites, sauf certaines unités océaniques ayant échappé à l'enfouissement car situées près de la marge apulienne (traits pointillés en A). La fermeture de l'océan a débuté en domaine intraocéanique. Durant le stade de collision, un processus d'exhumation très efficace a permis la mise à l'affleurement d'une partie des ophiolites et de la marge de l'Europe auparavant enfouies.

Dans le cas de la collision Inde-Asie, la subduction de la Téthys a été de type andin, la marge nord était donc active. Au cours de l'évolution de la chaîne, elle n'est pas venue recouvrir les ophiolites. Ces dernières sont issues d'un écaillage de la lithosphère océanique intervenant en avant de la zone de subduction, seulement à la fin de la période de subduction (traits pointillés en B). La marge indienne absorbe le raccourcissement uniquement en avant de la suture (Himalaya) ou à la fois en avant et en arrière de la suture (Pamir).



La suture ophiolitique se situe sous la marge apulienne recouvrant la marge européenne. Les ophiolites ont été enfouies en grande partie (métamorphisme de haute pression).

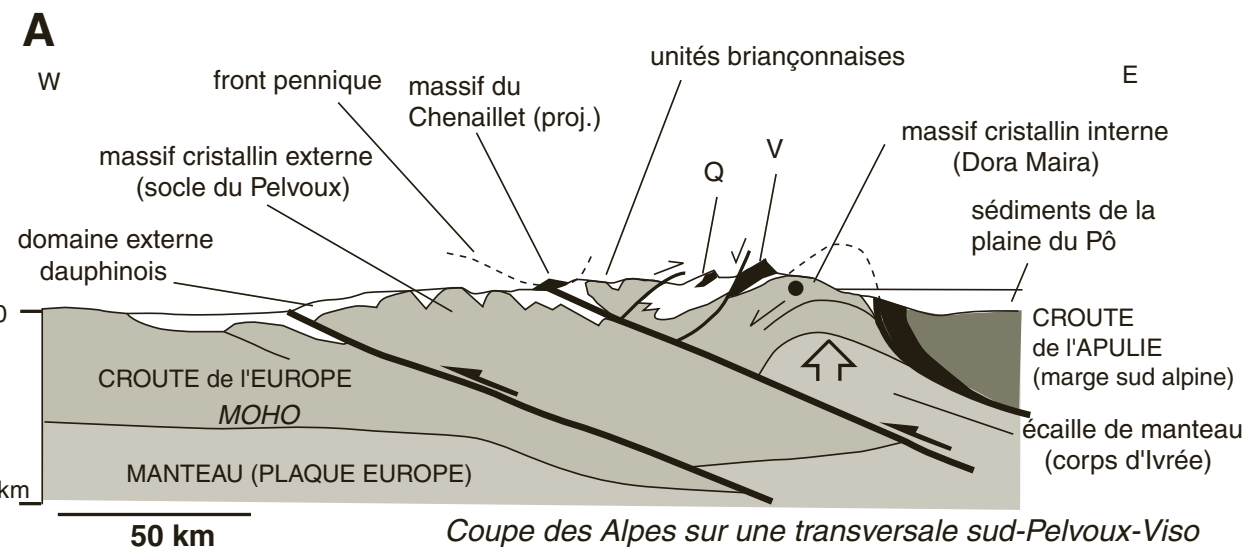
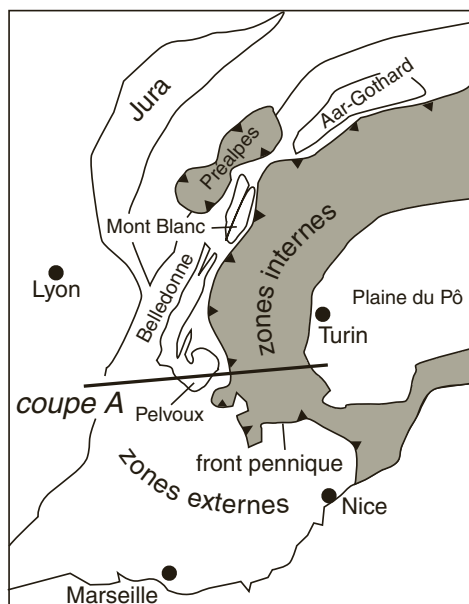


La marge eurasiatique ne recouvre pas la suture ophiolitique. Le raccourcissement se fait en avant de la suture, dans la marge indienne (Himalaya), ou à la fois dans les marges indienne et eurasiatique (Pamir). ● : batholite transhimalayen.

x : position des futurs contacts majeurs de la chaîne

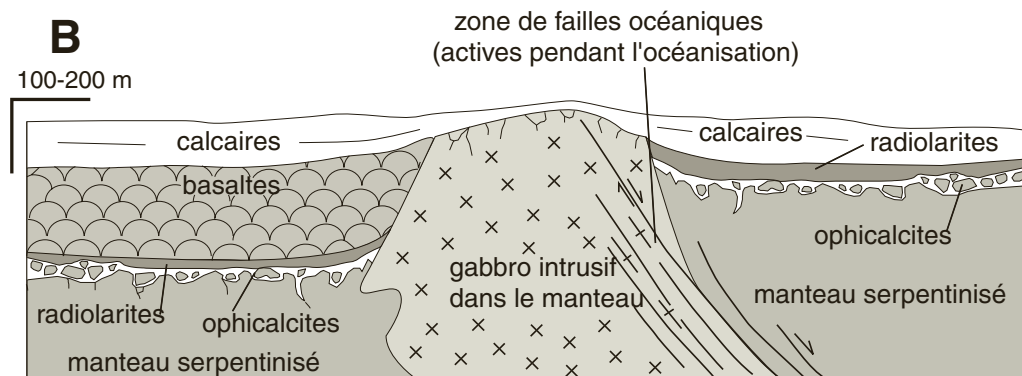
Fiche 5.15 : Les ophiolites des Alpes occidentales

Sur la transversale des Alpes franco-italiennes, la fermeture de l'océan téthysien (appelé aussi océan piémontais ou liguro-piémontais) a commencé au Crétacé supérieur. La convergence Europe-Apulie a imposé à une partie de la lithosphère de cet ancien océan un enfouissement rapide, au cours de l'Éocène, jusque dans les conditions du métamorphisme schistes bleus (haute pression) et éclogitique (très haute pression, jusqu'à 70 km de profondeur). Ce processus s'est réalisé à l'issue d'une subduction intra-océanique comme représenté sur le schéma A de la fiche 5.14. Les unités ophiolitiques métamorphiques ont alors subi une remontée rapide au cours de l'Oligocène. Cette remontée s'est faite sur le dos d'unités de marge de l'Europe enfouies elles aussi encore plus profondément (unités du massif cristallin interne de Dora-Maira, voir coupe A). Certaines de ces unités renferment de la coésite, une forme de silice de très haute pression, traduisant un enfouissement à 90 km. Les structures permettant l'exhumation sont des failles normales ductiles à cassante dont un exemple est présenté sur la coupe A, entre les unités du Viso et celles du Queyras. Une partie de l'océan, celle située à l'est de la subduction intra-océanique a échappé à l'enfouissement. Au cours de l'évolution tectonique des Alpes, les ophiolites correspondantes ont été charriées très loin, soit sur la marge européenne (cas du Chenaillet), soit sur la marge apulienne (cas des ophiolites de l'Apennin en Ligurie).

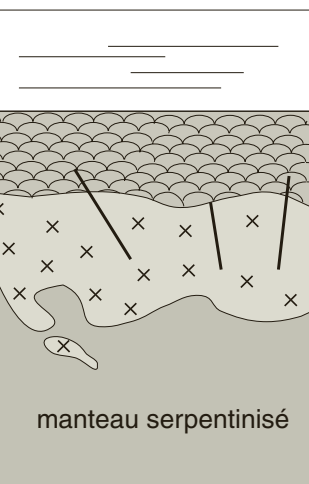


Q : ophiolites et sédiments océaniques des Schistes Lustrés du Queyras (faciès schistes bleus)
 V : ophiolites du Mont Viso (faciès éclogitiques). Le ● indique la présence de la coésite dans les unités continentales de la marge européenne enfouie

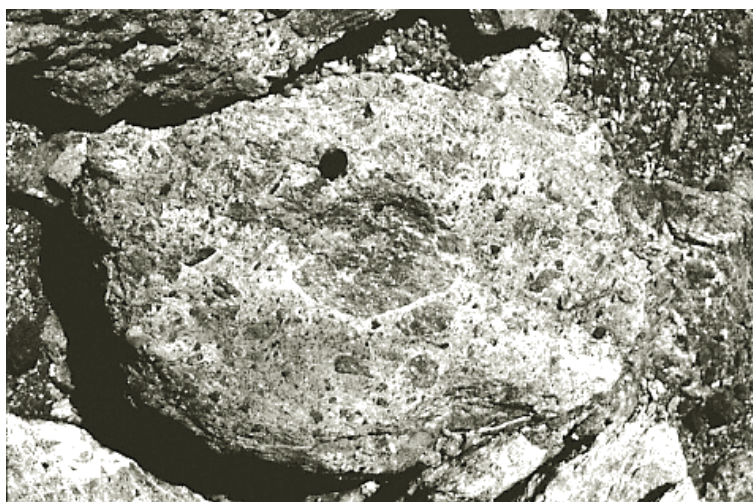
Les ophiolites des Alpes franco-italiennes représentent le prototype de la lithosphère océanique mise en place à l'axe des dorsales à expansion lente. La partie magmatique de la croûte (basaltes, filons et gabbros) est toujours d'épaisseur réduite et les roches du manteau serpentinisé sont toujours en proportion importante. Avec les poches de gabbros qu'il contenait, le manteau océanique a été dénudé sur le fond de la mer par un processus tectonique, probablement des failles de détachement (figure 4-10), et recouvert directement soit par des basaltes, soit par des sédiments (radiolarites et calcaires du Jurassique moyen à supérieur, coupe B). Le fond océanique était souvent recouvert de brèches provenant du démantèlement des reliefs proches. Les ophicalcites sont des brèches de serpentinites à matrice de calcaire, abondantes dans certains massifs où, comme en Ligurie, elles ont été exploitées comme pierre d'ornement. Dans l'unité éclogitique du Mont Viso (coupe C), la série ophiolitique, bien que réduite en épaisseur, est la plus complète des Alpes. À la grande différence des ophiolites d'Oman, les ophiolites des Alpes ne montrent jamais de complexe filonien.



Succession de type Queyras-Chenaillet (partie magmatique de la croûte réduite ou absente).



Succession de type Mont Viso (croûte magmatique mince mais continue).

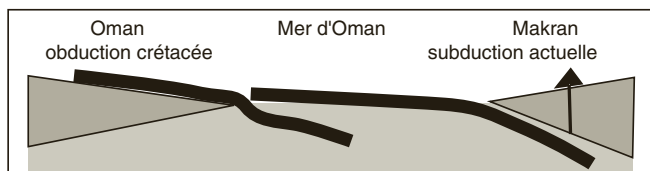
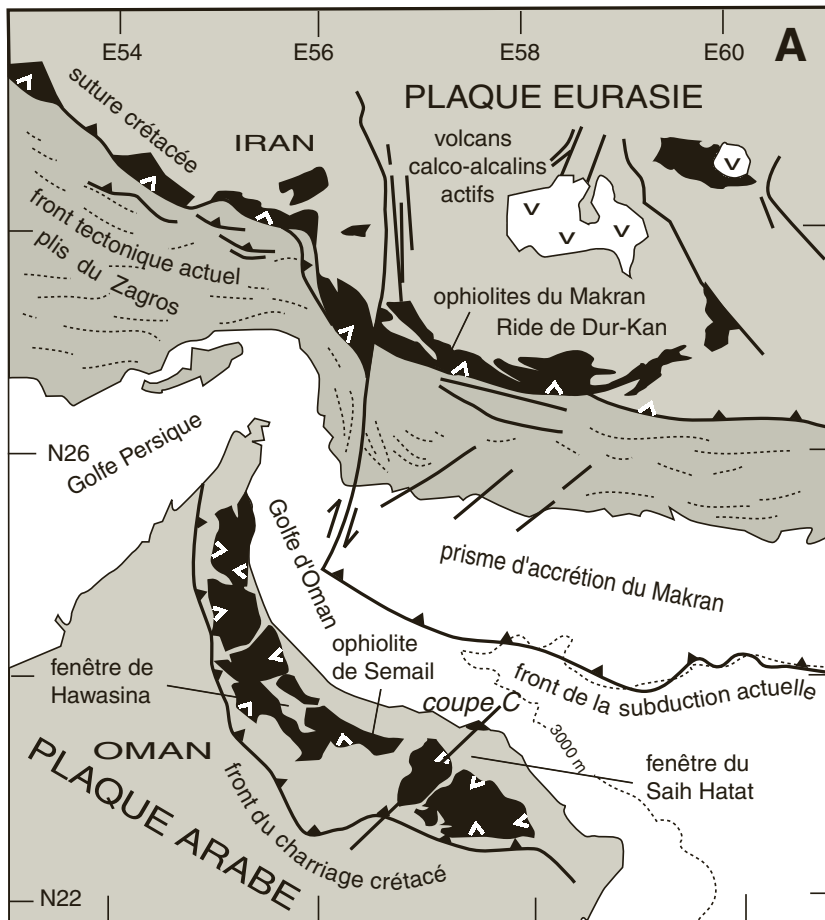


Ophicalcite : brèche de serpentinites à matrice carbonatée (photo Y. Lagabrielle).

Fiche 5.16 : Les ophiolites d'Oman

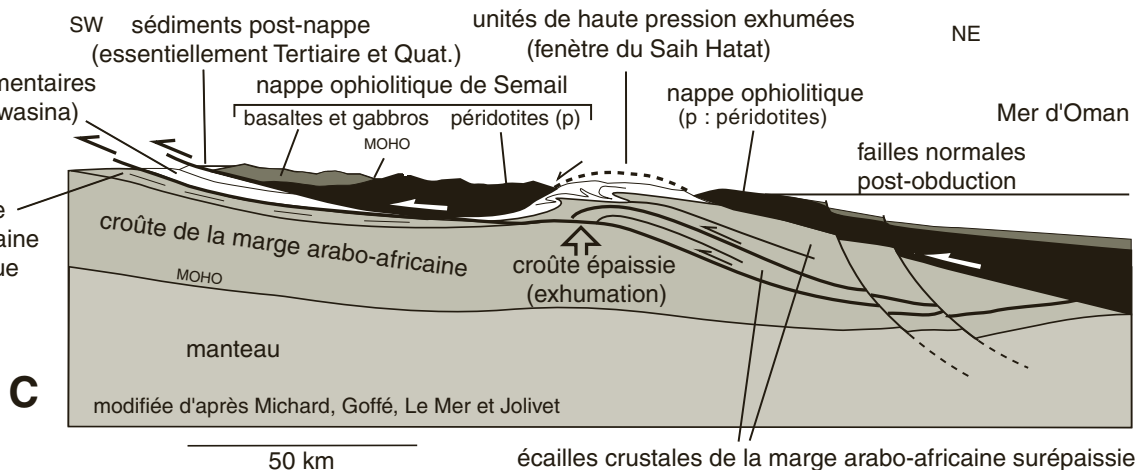
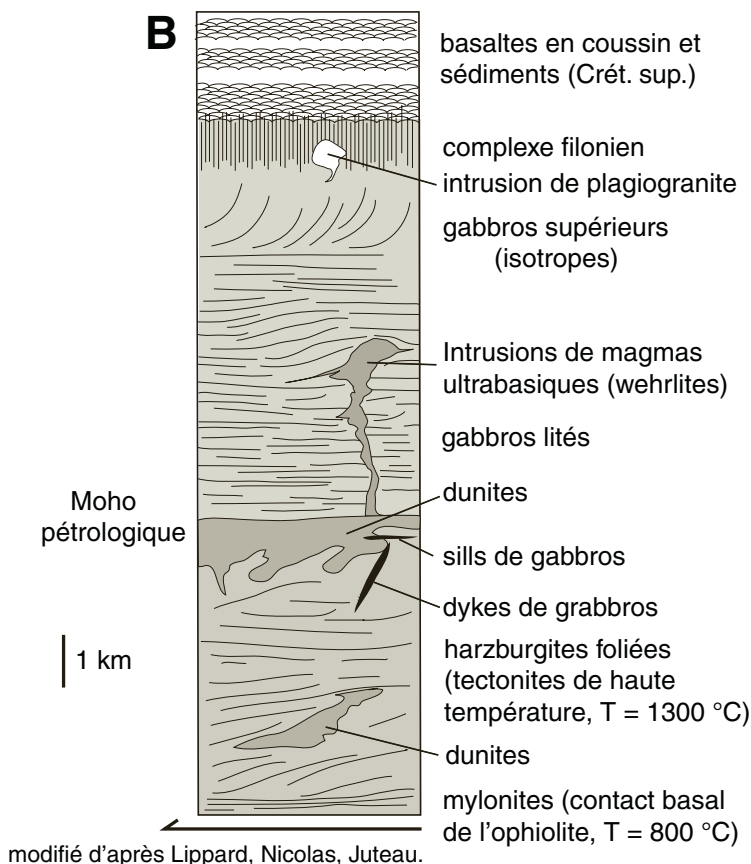
Les ophiolites d'Oman forment un croissant de 500 km de long sur 50 à 100 km de large (carte A). Il s'agit du plus important massif d'ophiolite au monde. La séquence ophiolitique, typique d'une dorsale rapide, est composée d'une partie crustale et d'une partie mantellique dépassant 10 km d'épaisseur au total comme le montre la colonne (ou log) ophiolitique (figure B). La partie crustale comprend du haut vers le bas, des laves basaltiques en coussins, un complexe filonien épais d'au moins 1 km, puis des gabbros sur 5 à 6 km d'épaisseur.

Les gabbros supérieurs sont isotropes alors que les gabbros inférieurs, les plus épais, sont lités. Ils sont localement associés à des intrusions ultrabasiques. Ils représentent le cœur de la chambre magmatique. Ils ont subi des déformations par écoulement visqueux, indiquant que seulement à 10-15 % de magma se trouvait entre les cristaux sous l'axe de la dorsale (bouillie cristalline, voir fiche 2.4).



On trouve ensuite le Moho pétrologique, souligné par des dunites (péridotites formées presque uniquement d'olivine), puis les péridotites résiduelles du manteau, essentiellement des harzburgites, caractérisées par une foliation indiquant un fluage à des températures supérieures à 1 300 °C, soit les conditions de l'asthénosphère.

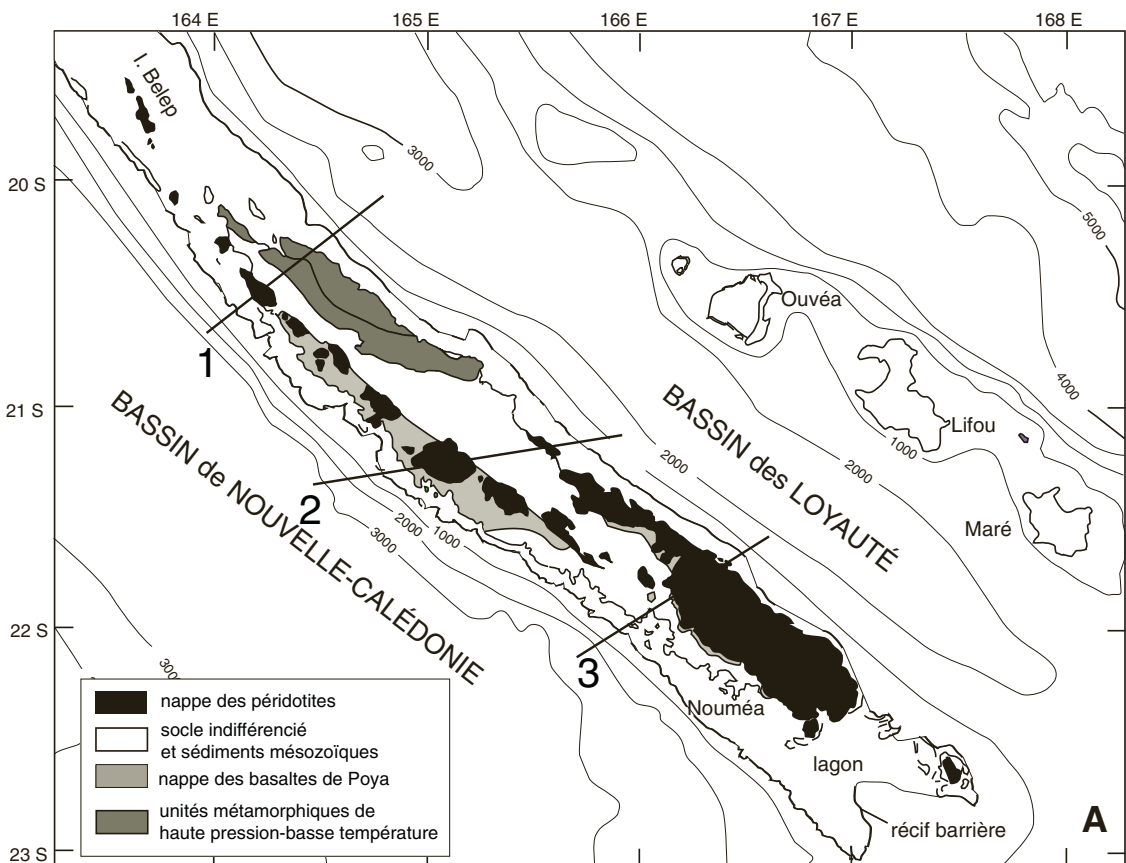
La nappe ophiolitique d'Oman recouvre la bordure de la plaque Arabe (carte A). Elle provient d'une partie de la Téthys datée du Crétacé supérieur (âges radiométriques et âges des sédiments). L'obduction est datée du Crétacé terminal. Elle s'est accompagnée d'un écaillage de la marge arabe, avec redoublement de croûte continentale sous la nappe, induisant un métamorphisme de haute pression dans les unités enfouies. Celles-ci ont été rapidement exhumées dès la fin du Crétacé et au cours du Tertiaire. Elles sont maintenant à l'affleurement, visibles à la faveur de fenêtres tectoniques ouvertes dans les ophiolites, comme le montre la coupe C. Au nord des ophiolites d'Oman, il subsiste un domaine océanique, lui aussi crétacé, en cours de subduction sous le Makran. Cette subduction absorbe la convergence Arabie-Asie (carte A). Aussi, la région omanaise n'est pas engagée dans une collision continentale et les ophiolites ne sont pas reprises par une tectonique récente importante. Elles sont l'exemple d'une évolution géodynamique observable au stade de l'obduction.



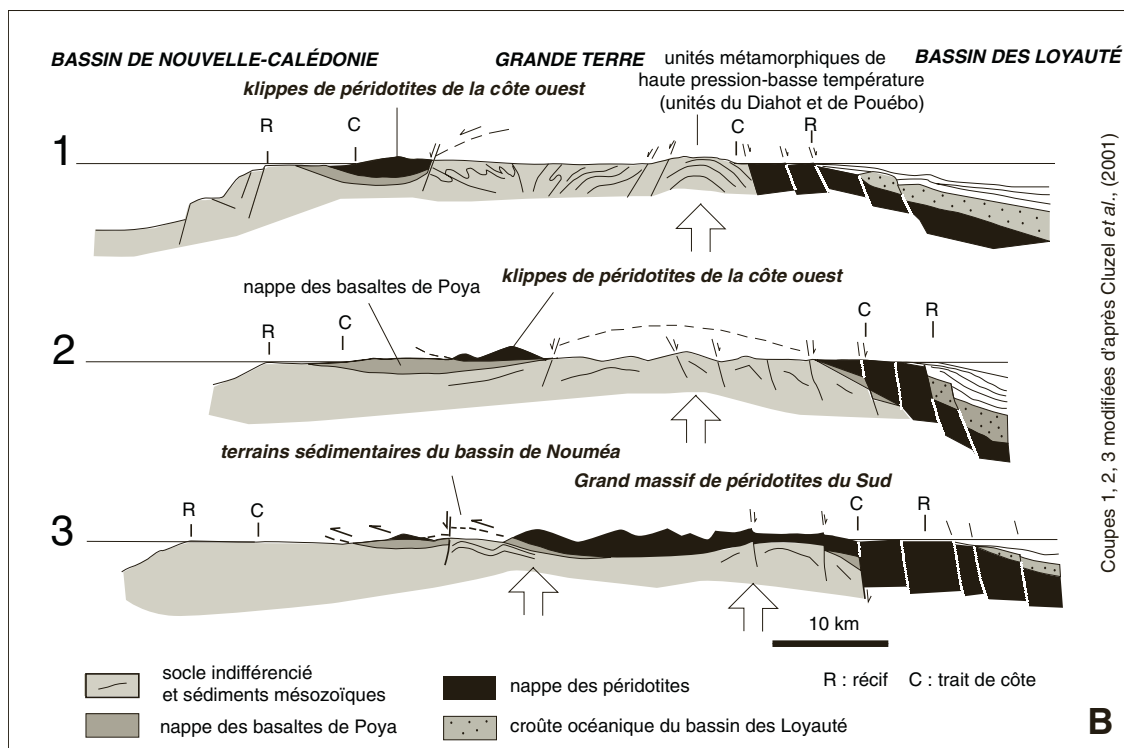
Fiche 5.17 : Les ophiolites de Nouvelle Calédonie : subduction, obduction et fermeture de bassin arrière-arc

La Grande Terre de Nouvelle-Calédonie, située entre le Vanuatu et l'Australie, est une île allongée de plus de 400 km de long et 80 km de large, ceinturée par un lagon quasi-continu, lui-même limité par un récif-barrière de plus de 2000 km de long. Elle se distingue par la présence d'ophiolites occupant presque 100 % de la surface de sa moitié sud. Les ophiolites sont incomplètes. Elles comprennent essentiellement des péridotites du manteau supérieur (harzburgites pour l'essentiel), plus ou moins serpentinisées issues en majeure partie de la lithosphère océanique située sous le Moho pétrologique. En de rares endroits, dans le sud de l'île, on trouve des gabbros en faible quantité, reliques de la partie tout à fait inférieure de la croûte océanique, immédiatement au-dessus des péridotites. Les gabbros lités et le complexe filonien, si développés dans les ophiolites d'Oman sont ici absents. La Grande Terre de Nouvelle-Calédonie n'offre donc pas un bon exemple de succession ophiolitique ! Les données géophysiques montrent que les péridotites sont en continuité, à quelques failles normales près, avec la lithosphère océanique du bassin des Loyauté comme le montrent les coupes de la figure B.

Dans la partie nord-est de l'île, les ophiolites forment des klippes qui reposent par contact tectonique sur des basaltes non métamorphiques datés du Crétacé supérieur-Paléocène, originaires d'un bassin d'arrière-arc (nappe de Poya). Rien ne permet d'affirmer que ces basaltes représentent la partie supérieure manquante de la séquence



Carte de la Nouvelle-Calédonie montrant les principaux ensembles structuraux.



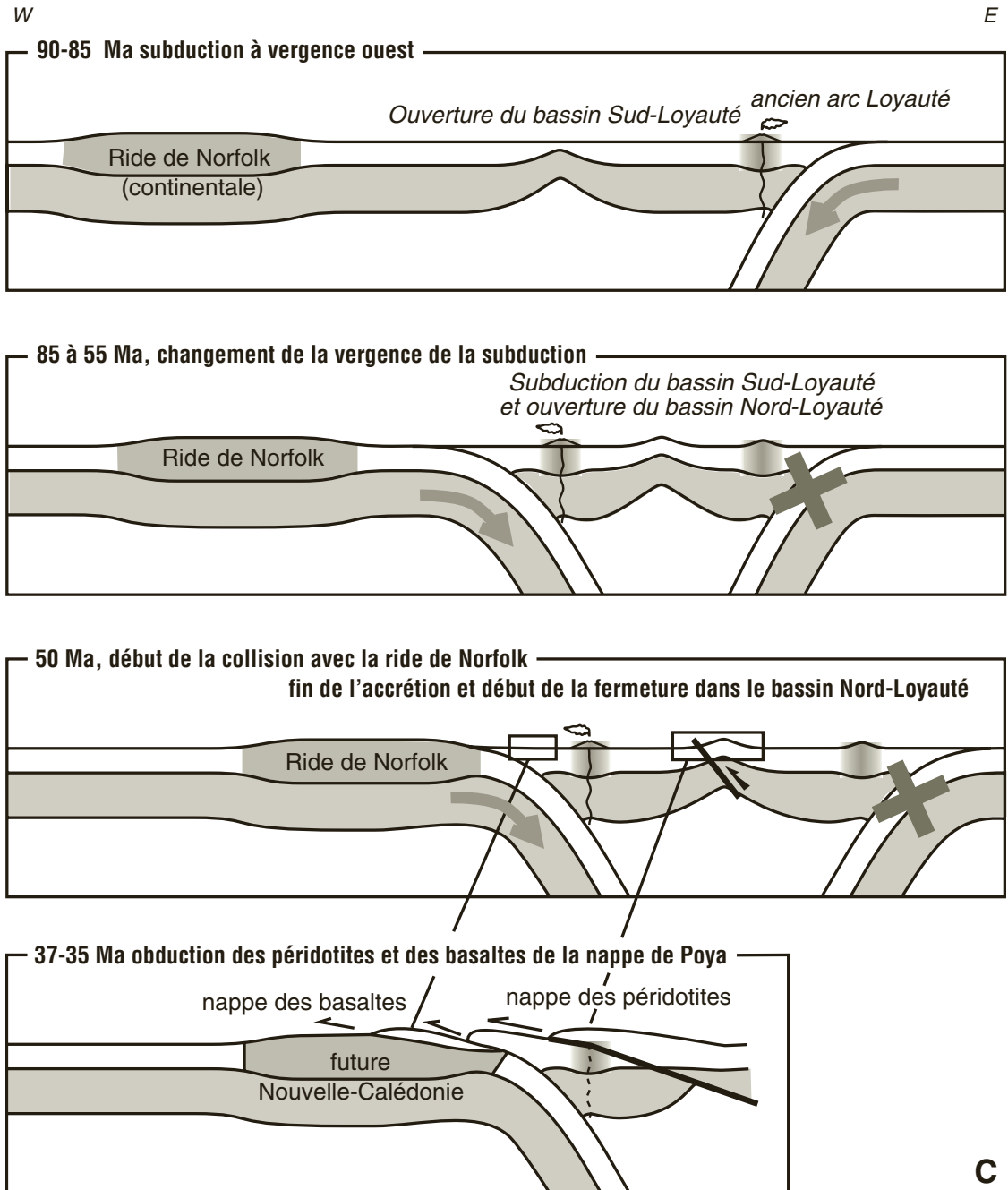
Trois coupes (repérées sur la figure A) au travers de la Grande Terre montrant la continuité de l'unité ophiolitique au sud et la présence des klippes d'ophiolite au nord, associées aux affleurements des séries métamorphiques de haute pression.

ophiolitique. Pour certains auteurs, péridotites et basaltes sont originaires de bassins différents, séparés par une zone de subduction ayant fonctionné entre 50 et 35 Ma. L'obduction des péridotites vers 35 Ma est une conséquence du blocage de cette zone de subduction. Les péridotites sont charriées sur un socle d'origine continentale (la ride de Norfolk) recouvert par des séries crétacées à tertiaires se terminant par un flysch d'âge éocène supérieur correspondant aux dépôts de la fosse de subduction. Comme le résume la figure C ci-dessous, les péridotites sont issues soit du domaine avant-arc de cette subduction, soit du bassin arrière-arc.

Une autre particularité importante de la grande Terre de Nouvelle-Calédonie est la présence dans le nord de l'île, d'unités océaniques ayant subi vers 45 Ma un métamorphisme de haute pression-basse température puis une exhumation rapide vers 35 Ma. Ces unités ont été enfouies dans la subduction et leur exhumation est contemporaine de l'obduction dans le sud de l'île. La Nouvelle-Calédonie permet donc d'étudier l'anatomie interne d'une zone de subduction, bien accessible dans le nord, et de préciser les relations possibles existant entre l'exhumation d'unités profondes et l'obduction des ophiolites.

Les péridotites sont recouvertes d'un épais manteau d'altérites et l'on estime qu'elles sont à l'affleurement depuis le Miocène. Elles subissent ainsi depuis plus de 15 Ma un intense lessivage par les eaux météoriques tropicales qui réalisent une véritable dissolution de la roche. Les éléments dissous sont soit évacués par les eaux (c'est le cas des éléments Si, Mg et Ca), soit, comme c'est le cas du fer, concentrés sur place dans le

profil d'altération latéritique extrêmement riche en hydroxydes de fer. Le nickel, en quantité faible mais significative dans la roche mère (quelques centaines de ppm), se concentre à la base des profils d'altération en se combinant à des serpentines ou à des argiles où il peut atteindre des concentrations de plusieurs pourcents. Les altérites représentent donc un formidable réservoir de nickel, activement exploité. Le nickel est en partie traité sur place par fusion des latérites (procédé thermo-électrique) ou par procédé chimique (nouvelle usine du massif du Sud).

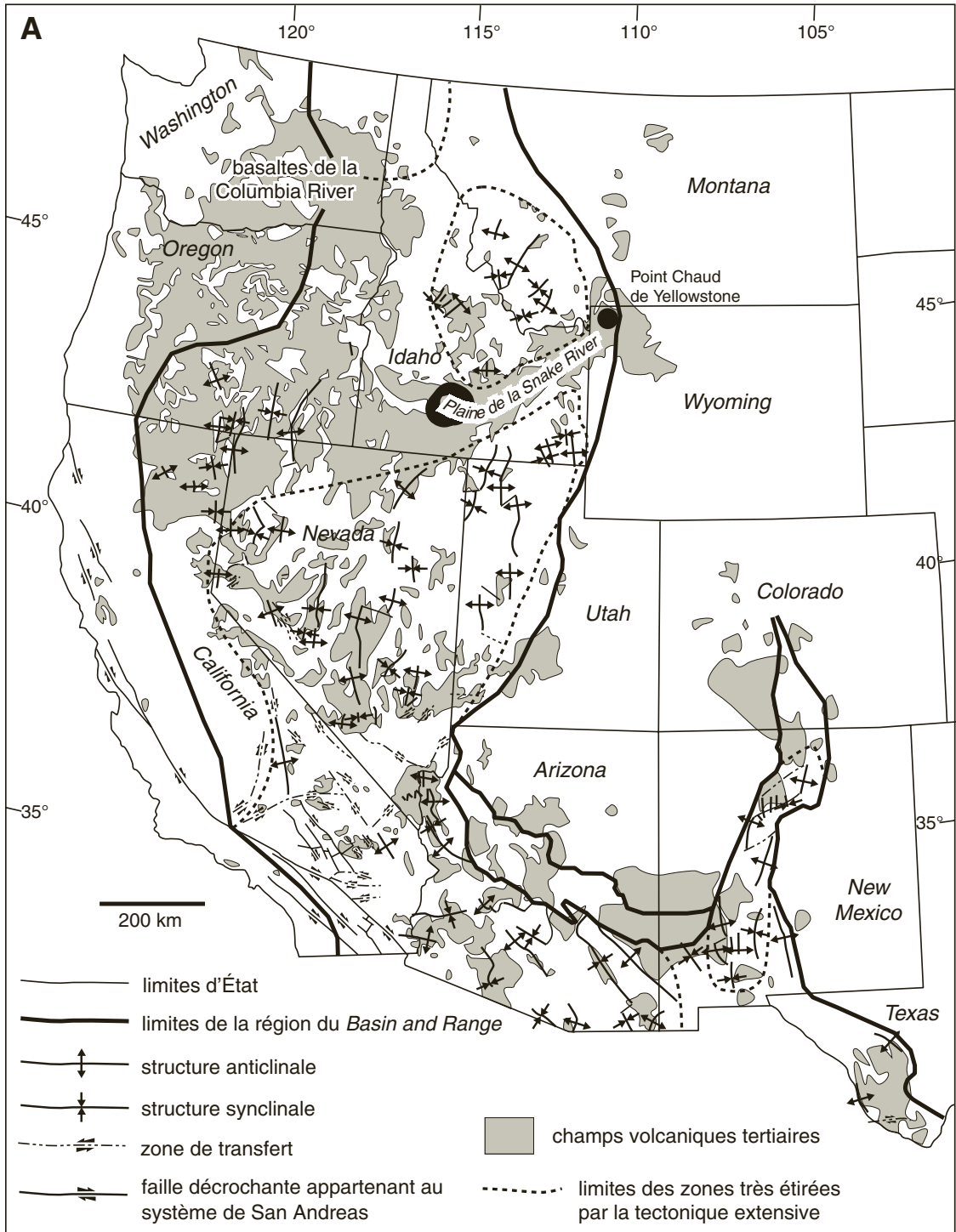


Évolution de la région du sud-ouest Pacifique depuis 90 Ma montrant la succession des ouvertures et fermetures océaniques et la collision de la ride continentale de Norfolk, événements responsables de la constitution actuelle de la Grande Terre de Nouvelle Calédonie.

Fiche 5.18 : La province du « *Basin and Range* », un cas particulier d'extension syn- et post-orogénique

La province du *Basin and Range* s'étend sur plusieurs états de l'ouest des États-Unis (fig. A et planche 3). Elle doit son nom au fait qu'elle est composée d'une succession de nombreux chaînons montagneux orientés nord-sud, les « *ranges* », séparés par des bassins où s'accumulent des sédiments tertiaires et quaternaires continentaux. Les *ranges* sont séparés des bassins par des failles normales assez raides connues et bien décrites depuis les années 1870. Dans les années 1980, sous l'impulsion de Bryan Wernicke, on a montré que la structure interne des *ranges* se caractérise également par la présence de failles extensives beaucoup moins pentées, localement horizontales, baptisées détachements (« *detachment faults* ») (fig. B). Ces failles à faible pendage présentent une caractéristique essentielle : elles mettent en relation des roches de la croûte moyenne déformées ductilement avec des roches de la croûte supérieure à déformation cassante. À la faveur de ces failles, des unités profondes sont donc remontées vers la surface, formant des noyaux de roches métamorphiques exhumées en raison de l'extension, baptisés les « *metamorphic core complex* ». L'association entre les failles normales pentées et peu pentées a permis une extension totale de la croûte variant de 50 à 200 % selon les secteurs, les détachements plats permettant d'accommoder un étirement considérable, jusqu'à 250 km selon les estimations de B. Wernicke ! Cette extension s'accompagne d'un important volcanisme (fig. A) traduisant la remontée du manteau à des profondeurs anormales sous cette zone de croûte continentale amincie. Depuis les années 1980, le concept de *metamorphic core complex* a été testée avec succès dans d'autres régions continentales soumises à l'extension, notamment la Grèce et la Mer Égée, ou sur des cas de chaînes anciennes, comme en Montagne Noire et dans le Massif Central en général (voir chap.V, § 5.4, fig. 5.13).

L'extension dans la province du *Basin and Range* a été active essentiellement durant le Miocène, entre 20 et 10 Ma. Aujourd'hui, les mouvements sont concentrés sur quelques failles situées à la bordure du *Basin and Range*, notamment le long de la Sierra Nevada. Les mesures GPS montrent que le taux de déformation total à travers l'ensemble du système extensif n'excède pas 3 mm par an. La phase d'extension principale miocène s'est produite après une période de raccourcissement durant les orogénèses Sevier et laramienne (au Crétacé supérieur et Paléogène), au cours de laquelle la croûte continentale a été fortement épaissie. L'extension miocène intervient donc à la suite d'un épaississement crustal, ce qui a fait du *Basin and Range* la région modèle pour l'étude des processus d'extension post-orogénique.



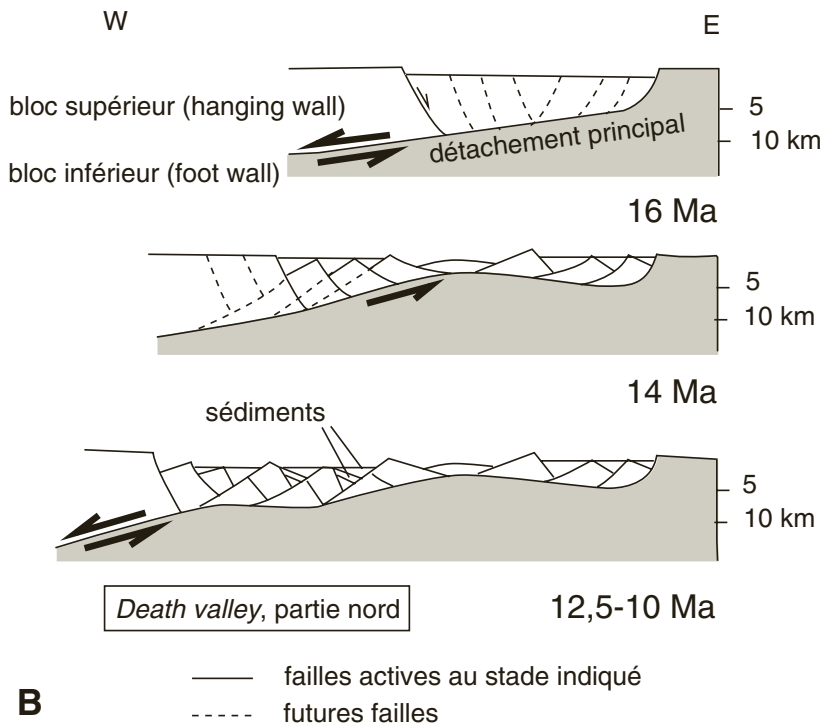
Carte simplifiée de l'ouest des États-Unis montrant l'extension de la province du Basin and Range et les principales structures qui la caractérisent. Les axes des anticlinaux et synclinaux apparus lors de l'extension régionale sont représentés ainsi que les zones de transfert qui assurent la connexion entre les zones déformées. Les zones les plus étirées par l'extension continentale sont entourées par un trait pointillé. On remarquera l'abondance des produits volcaniques synchrones de l'extension et la position du point chaud actuel de Yellowstone dont la trace est représentée par les basaltes de la plaine de la Snake River.

Avec la découverte des *metamorphic core complex*, on a eu tendance à généraliser le concept d'extension post-orogénique et à en faire un passage obligé pour toutes les chaînes de collision dans le retour à l'équilibre isostatique. Or, les chaînes de montagnes ne subissent pas toutes une évolution post-orogénique comparable à celle de la chaîne laramienne et ne connaissent pas une extension horizontale finale de plus de 100 %. Dans le cas du Basin and Range, on a également constaté que l'extension dans les zones internes a pu être synchrone du raccourcissement se produisant dans les zones plus externes. En d'autres termes, l'extension n'est donc pas seulement post-orogénique, elle peut-être également syn-orogénique. Ceci est un fait majeur qui doit faire admettre que l'exhumation des parties profondes d'une chaîne puisse se produire pendant qu'elle se raccourcit (voir fiche 5.19).

Sans mésestimer les seules conséquences de l'épaississement crustal, l'extension du Basin and Range résulte vraisemblablement de la conjonction de plusieurs facteurs indépendants, rassemblés dans cette région à une période bien particulière de l'histoire du globe (fig. C).

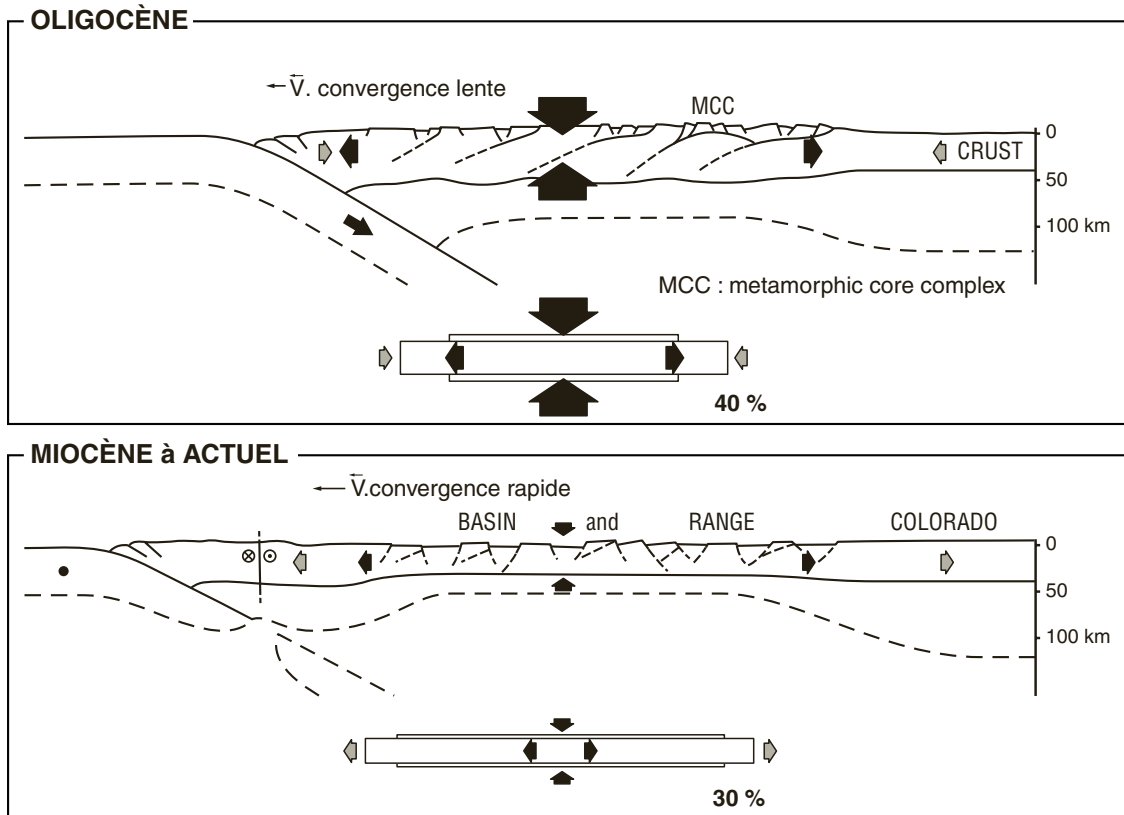
(1) La force première responsable de l'extension post-orogénique est bien évidemment la gravité. Le poids de la chaîne épaissie s'applique sur la racine crustale dont la température est élevée en raison de son enfoncement dans le manteau. La croûte très ductile s'étale alors et la chaîne s'amincit par extension tectonique. C'est le processus classique de l'étalement gravitaire.

(2) Un second facteur important rend possible un tel étalement, il s'agit de la configuration des limites de plaques. L'étalement ne peut intervenir que si les contraintes aux limites le permettent. Dans le cas présent, la bordure ouest de la plaque Amérique du nord est une zone de subduction depuis au moins le début du mésozoïque. Ceci a permis l'étalement de la partie ouest de la plaque. De plus, depuis 30 Ma, en raison de la subduction de la dorsale séparant les plaques Pacifique et Farallon (futurs plaques Cocos et Juan de Fuca), le manteau situé sous la plaque Amérique du Nord est anormalement chaud et ductile, et la plaque plongeante (« slab ») est absente ou extrêmement mince. Il s'agit d'un cas d'ouverture de fenêtre asthénosphérique (« slab window »). Cette rhéologie particulière favorise à son tour la distribution de l'extension sur une vaste surface et l'étalement de la croûte continentale située au-dessus du manteau chaud.



Évolution de la déformation et chronologie du fonctionnement des failles normales lors de la genèse d'un système de bassin en extension (modifié d'après un schéma original de B. Wernicke, 1990).

(3) Enfin un dernier facteur favorisant l'extension a une cause plus profonde. La région de l'ouest américain est marquée par la présence de panaches mantelliques dont la remontée a pu induire du rifting actif. La manifestation la plus importante de panache se trouve dans les épais dépôts volcaniques (de type traps) de la Columbia River, mis en place entre 15 et 17 Ma. Le point chaud actuel, peut-être une ramification du point chaud de la Columbia River, se situe au niveau du célèbre parc de Yellowstone, à la limite entre Montana et Wyoming. Les traces de la migration de ce point chaud sont visibles dans les abondants dépôts volcaniques de la plaine de la Snake River, âgés de 0,6 à 16 Ma (fig.A). L'impact des panaches sous la lithosphère est facilité par l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique. Le manteau chaud induit un réchauffement de la lithosphère continentale dont la résistance diminue et qui devient de ce fait plus déformable.



C

Deux stades de l'évolution de la chaîne de la Cordillère ouest-américaine.

À l'Oligocène, la chaîne subit l'extension post-orogénique liée au sur-épaississement crustal et à l'affaiblissement thermique de la racine. Au Miocène, l'ancienne dorsale Farallon-Pacifique passe sous le continent.

Ceci qui contribue à entretenir l'anomalie thermique et à diminuer l'épaisseur lithosphérique ce qui favorise l'extension crustale sus-jacente.

Fiche 5.19 : L'exhumation des zones internes des chaînes de montagne, rôles de l'extension et de l'érosion

Mise en évidence du rôle de l'extension dans l'exhumation de parties profondes

Les données récentes sur les vitesses d'érosion dans les grandes chaînes de montagne montrent que l'incision et le déblaiement par les rivières, les glissements de terrain et l'érosion glaciaire sont capables de décaper les montagnes à des taux variant entre 1 et 10 km par Ma (soit 1 à 10 mm par an), les valeurs les plus élevées étant atteintes à Taiwan (voir aussi la fiche 5.11). Cela signifie que dans un contexte de tectonique compressive active, l'érosion, combinée à la surrection, permet l'exhumation des parties profondes des chaînes de montagne à des taux rapides, de l'ordre de plusieurs cm/an (soit plusieurs km par Ma). Dans les années 1980-1990, les découvertes faites dans la province du *Basin and Range* (voir fiche 5.18), ont montré que l'extension le long de failles peu pentées peut conduire à l'exhumation de la partie interne métamorphique des chaînes de montagne (extrusion des *metamorphic core complex*).

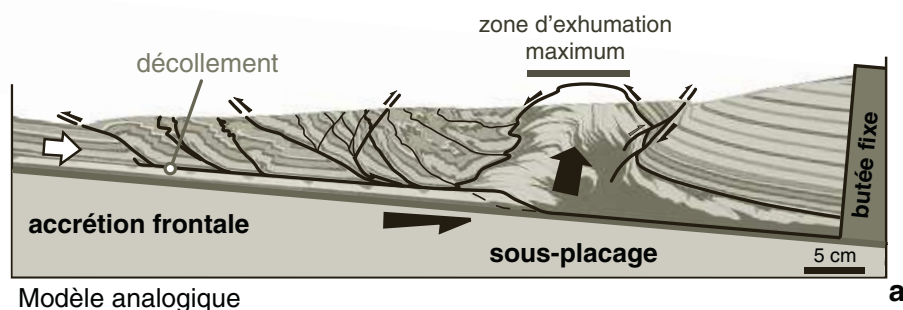
On a donc considéré que les processus tectoniques extensifs jouaient un rôle important dans l'évolution des orogènes, et l'on a cherché dans beaucoup de chaînes de montagne les marqueurs structuraux de l'extension, tels que de grandes failles normales ductiles. Ce fut le cas dans les Alpes internes où des failles normales ont été décrites entre des unités internes de haute pression. Le mouvement le long de ces failles a permis la remontée des parties les plus profondes de la chaîne.

Autres cas d'exhumation de parties profondes

Ces processus restent fondamentaux et ne sont pas remis en cause, mais on sait aujourd'hui qu'il n'est pas nécessaire que la chaîne subisse un étalement gravitaire généralisé pour que ce type de structure se développe. On montre de plus que l'exhumation au sein d'une chaîne peut se produire dans un contexte régional entièrement compressif, l'érosion étant le moteur principal de l'exhumation. Les études récentes sur le terrain ou à partir de modèles analogiques et numériques montrent qu'il existe des interactions complexes entre la tectonique et l'érosion. Une chaîne de collision est vue comme un prisme orogénique fait de chevauchements successifs dont la stabilité, la géométrie, la cinématique dépendent de nombreux paramètres tels que la vitesse de convergence, la cohésion des matériaux, la friction à la base des différentes unités. L'érosion, en intervenant sur la topographie et donc sur la géométrie de surface du prisme, peut modifier de façon profonde la dynamique interne de ce dernier. En retour, dans une chaîne, la présence d'une zone où se concentrent les chevauchements peut correspondre à une région à surrection rapide, susceptible d'être décapée plus efficacement par l'érosion. L'exhumation se concentre ainsi dans une zone du prisme où l'activité des chevauchements est maximale.

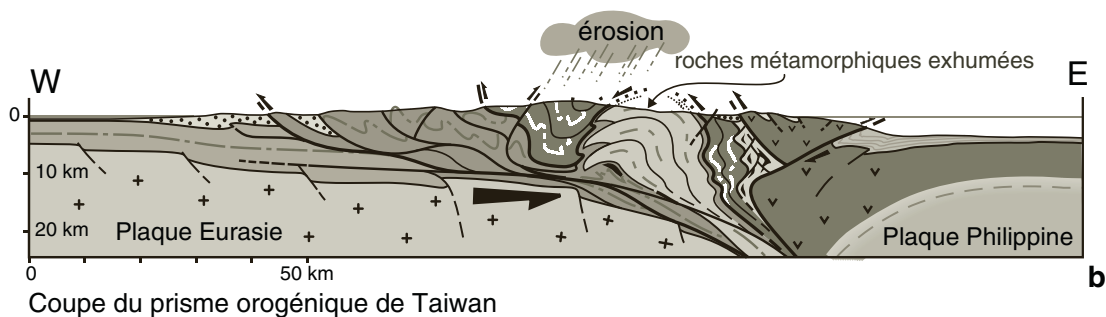
Cas de la chaîne de Taiwan

Les schémas de la figure ci-dessous montrent les résultats de l'évolution d'une expérience analogique réalisée à partir de couches de sable soumises à un raccourcissement constant et construisant un prisme orogénique à double déversement¹. Ces résultats sont comparés à une coupe réelle de la chaîne de Taiwan, caractérisée par l'exhumation rapide de ses zones internes. Dans l'expérience, le sable est arasé régulièrement de façon à ce qu'il conserve une pente constante de 4°, mimant ainsi les effets de l'érosion. On constate qu'au fil du temps, les niveaux les plus profonds (en noir) gagnent peu à peu la surface dans la partie centrale du prisme, où l'on peut définir une zone d'exhumation maximale. Cette remontée se fait en l'absence d'extension notable, comme dans le cas naturel de Taiwan qui est une chaîne jeune dans un contexte de convergence rapide sans extension régionale.



Modèle analogique

a



Coupe du prisme orogénique de Taiwan

b

Comparaison entre la structure de la chaîne de Taiwan et une coupe réalisée dans un modèle analogique avec érosion progressive du prisme au cours de la déformation.

1. Konstantinovskai E. and Malavieille J., « Erosion and exhumation in accretionary orogens : experimental and geological approaches ». *Geochem., Geophys. Geosys.*, 6, Q02006, doi : 10.1029/2004GC000794.