

LES DORSALES OCÉANIQUES

11

CHAPITRE

MOTS-CLÉS

- ▶ Dorsales lentes et ultra-lentes, dorsales rapides.
- ▶ Flux de chaleur, gravimétrie, tomographie sismique.
- ▶ Lithosphère océanique, asthénosphère, Moho.
- ▶ Péridotite, serpentine, lherzolite, harzburgite, gabbro, complexe filonien, dykes, basaltes en coussins (pillow-lavas), ophicalcite.
- ▶ Ophiolites, Oman, Alpes, Queyras, Mont Viso, forages 504B et 1256D, ophiolites de type « croûte épaisse » ou « croûte réduite ».
- ▶ Rift axial, dôme axial, chambre magmatique, montée adiabatique, liquidus, solidus.
- ▶ Failles transformantes, bassin nodal, fractures (Vema, Kane), segmentation (ordre 1, ordre 2), OSC (*Overlapping Spreading Center*), diapirs mantelliques.
- ▶ Exhumation des roches mantelliques, *Oceanic Core Complex* (OCC), propagateurs, microplaques, points triples, points chauds.
- ▶ Hydrothermalisme sous-marin, fumeurs, oxydes polymétalliques, *Calyptogena*, *Bathymodiola*, *Riftia*, *Alvinella*.

Les dorsales océaniques correspondent à un bombement des fonds marins de grande amplitude, à pente générale faible, s'élevant au-dessus des plaines abyssales (fig. 11.1). La découverte de cette structure dans l'Atlantique date des années 1850, lors des premières reconnaissances bathymétriques pour la pose des câbles télégraphiques, elle a été d'abord baptisée *Dolphin Ridge*, du nom du navire qui a permis sa découverte.

 Voir fig. 9.3A

11.1 BATHYMÉTRIE ET GÉOPHYSIQUE DES DORSALES

11.1.1 Bathymétrie

Les dorsales sont bien marquées sur une carte mondiale par le contour de l'isobathe des $-4\,000$ m. Leur sommet est à la profondeur moyenne de $-2\,500$ m, mais des exceptions locales existent, en relation avec la présence de manteau anormalement chaud (exemple de l'Islande, de certains bassins arrière-arcs).

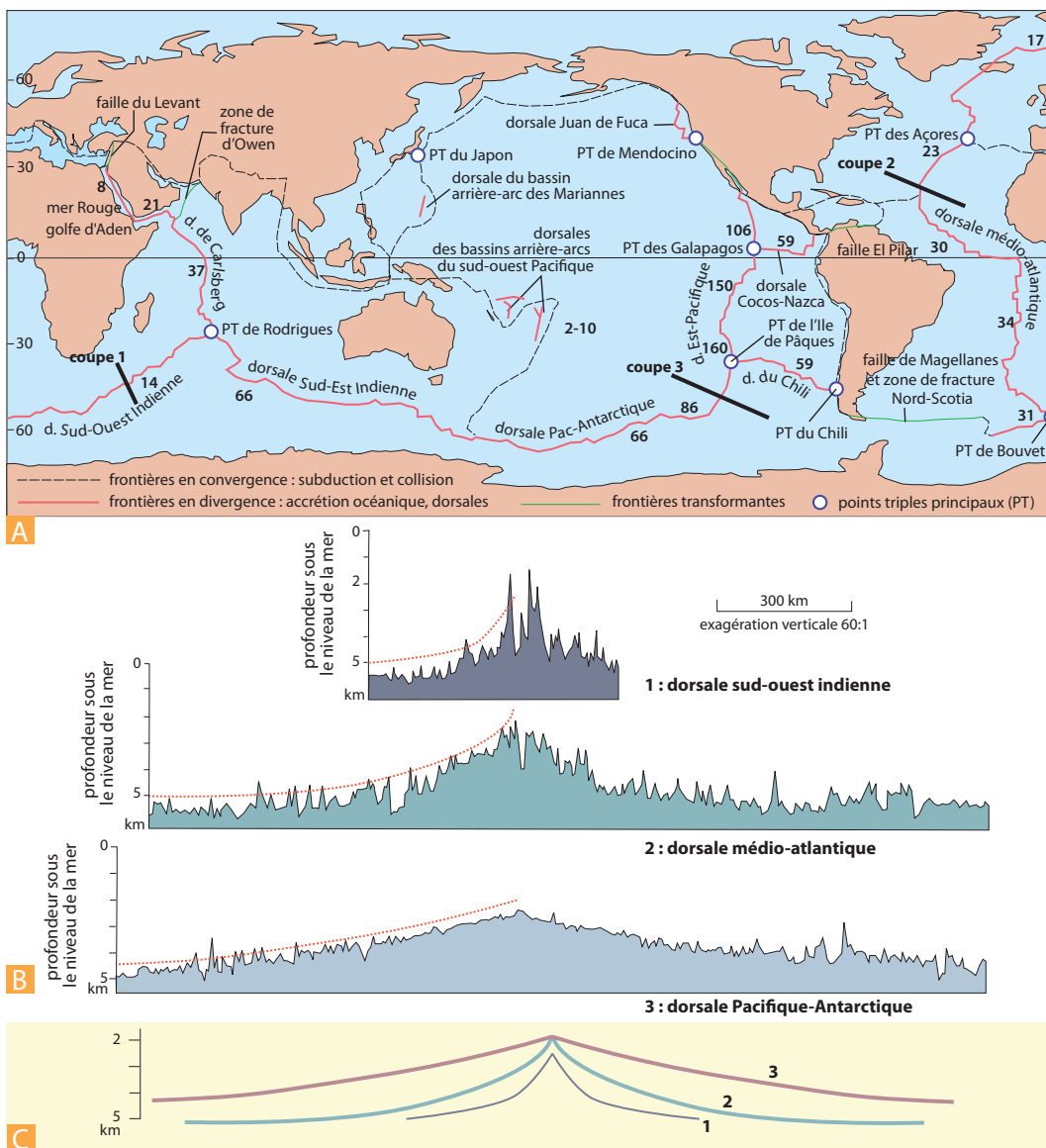


Figure 11.1 Coupes bathymétriques de trois dorsales différentes.

La carte **A** montre le système mondial des dorsales, le long duquel les vitesses d'ouverture relatives sont reportées (en cm/an). Les profils en **B** sont simplifiés d'après les originaux de Heezen (1962). En **C**, on a superposé les profils lissés pour faire ressortir les différences de bathymétrie.

Ce relief généralement symétrique est large de 2 000 à 3 000 kilomètres. Sa longueur totale est de 70 000 km. La zone axiale, appelée axe de la dorsale, est le lieu d'une **activité sismique, tectonique, volcanique et hydrothermale**. C'est le siège de la création de la nouvelle lithosphère océanique. C'est ainsi qu'on estime à 21 km³/an le volume des roches volcaniques (consolidées en surface) et de roches plutoniques (consolidées en profondeur) produites au niveau des dorsales océaniques contre 5,6 km³/an dans les zones de subduction, 3,4 km³ à l'intérieur des plaques continentales et 2 km³ à l'intérieur des plaques océaniques au niveau des points chauds.

Encart 11.1 – La géographie des dorsales

La dorsale de l'océan Atlantique (fig. 11.2) est en position centrale (**dorsale médio-Atlantique**, *Mid-Atlantic Ridge* ou MAR). Dans l'océan Pacifique, la dorsale est déportée dans la partie Est. Il s'agit de la **dorsale Est-Pacifique** (*East Pacific Rise*, EPR) sur laquelle se branchent la dorsale Cocos-Nazca au large du Mexique et la dorsale du Chili au sud de l'île de Pâques. Au NE du Pacifique, se trouve la dorsale Juan de Fuca, connectée à la terminaison nord de la faille de San Andreas. Dans l'océan Indien, il existe trois dorsales qui se réunissent au niveau du **point**

triple de Rodrigues : la dorsale **Sud-Ouest Indienne**, la dorsale **Sud-Est Indienne** et la dorsale de **Carlsberg** qui se prolonge dans le golfe d'Aden. Entre l'Antarctique et la plaque Pacifique, on trouve la dorsale Pacifique-Antarctique, au SE de la Nouvelle-Zélande, assurant la jonction entre les dorsales Est-Pacifique et Sud-Est Indienne. Exception faite des dorsales isolées des bassins marginaux, les dorsales mondiales sont ainsi totalement interconnectées, l'ensemble dessinant sur une carte un vaste oméga.

 Voir fig. 9.5 et 9.6

Les jonctions entre les dorsales principales sont les *points triples* de Bouvet au sud de l'Atlantique, de Rodrigues, évoqué ci-dessus, de Juan Fernandez (dorsale du Chili), des Galapagos (dorsale Cocos-Nazca).

En quelques points, des dorsales affrontent les continents : soit la dorsale entre en subduction sous le continent (cas de la dorsale du Chili), soit le mouvement est transformé en décrochement à l'abord du continent. C'est le cas pour l'EPR dans le golfe de Basse Californie et la jonction avec la faille de San Andreas, pour la dorsale Cocos-Nazca au large du Mexique, ou pour l'axe de la mer Rouge dans le golfe d'Aqaba et la jonction avec la faille du Levant.

 Voir fig. 4.3

11.1.2 Géophysique

a) Flux de chaleur

Les dorsales océaniques sont le siège d'un **flux de chaleur anormalement élevé** (fig. 11.2 A), excepté à proximité tout à fait immédiate de l'axe où la circulation hydrothermale refroidit le système de façon très efficace. L'augmentation générale du flux vers l'axe des dorsales signifie que le manteau asthénosphérique ne se refroidit pas par simple diffusion mais qu'il est capable de véhiculer de la chaleur par convection (dans le cas contraire, le flux serait uniforme latéralement sur les flancs de la dorsale). C'est l'un des arguments principaux en faveur de la remontée de matière mantellique chaude sous l'axe des dorsales et de la présence de cellules de convection dans le manteau supérieur.

 Voir fig. 10.1

L'équation du flux s'écrit :

$$Q = -K \frac{dT}{dZ} \text{ en mW/m}^2$$

avec K = conductivité thermique,

et dT = différence de température en °C dans l'intervalle de profondeur dZ.

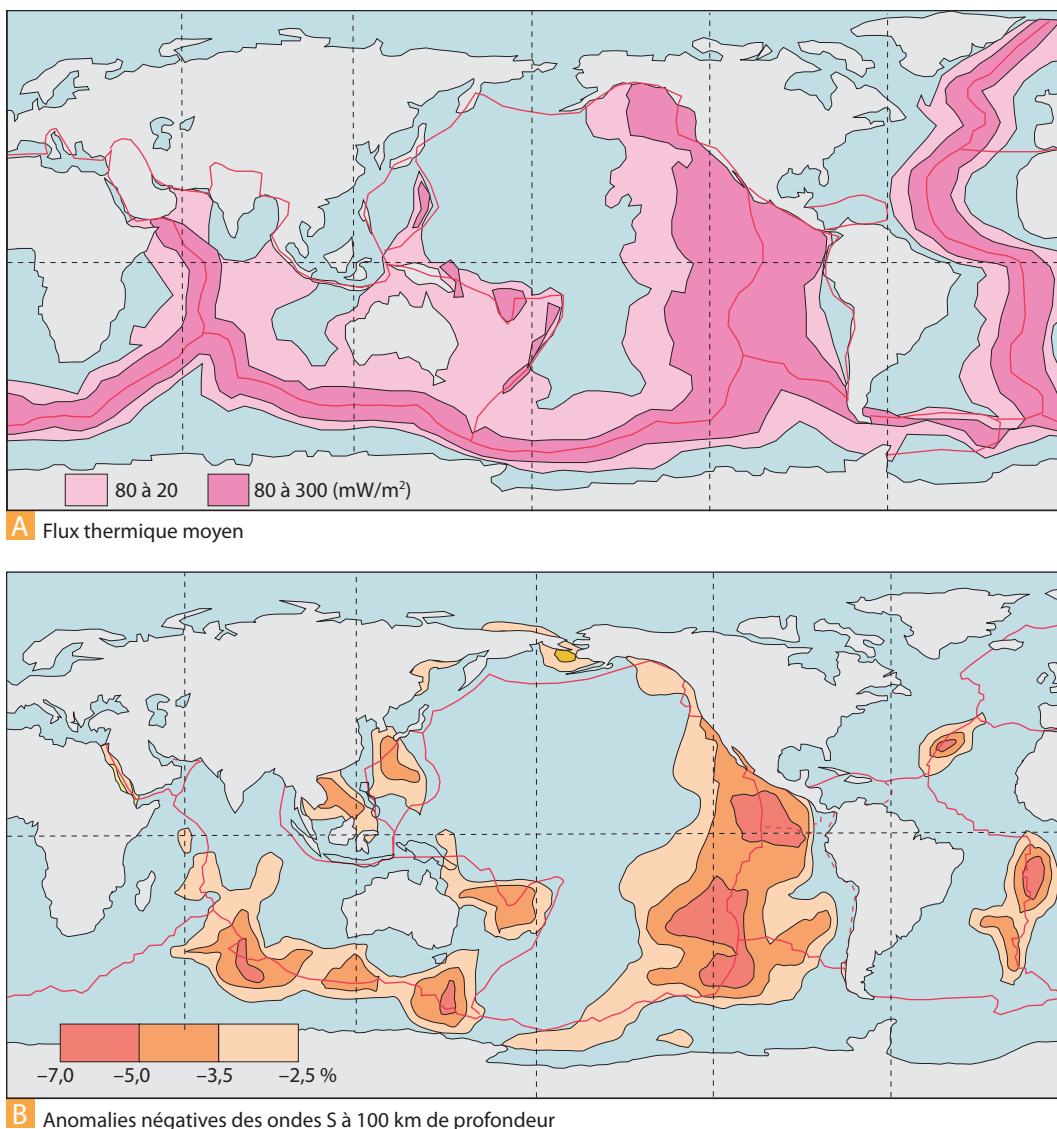


Figure 11.2 Comparaison entre les données de flux thermique mondial sur les dorsales et les données de la tomographie sismique (anomalies des ondes S à 100 km).

On remarquera la bonne coïncidence entre ces résultats, ce qui traduit le fait que la présence de manteau anormalement chaud (vitesses plus faibles) s'accompagne bien d'une production de chaleur plus élevée et surtout, que les zones où les anomalies « chaudes » sont les plus étalées sont bien situées dans les régions où les dorsales sont les plus rapides. *Modifié et simplifié d'après Montagner et Tanimoto (1991, carte B) et d'après Pollack et al. (1993), modifié par Jolivet et Nataf (1998, carte A).*

b) Tomographie sismique

L'autre argument important pour la présence de manteau chaud sous l'axe des dorsales nous vient de la gravimétrie et de la tomographie sismique (*fig. 11.2 et 11.3 A*) qui met en évidence des zones à vitesse sismique réduite. Ceci s'interprète comme la marque de la présence de matériel relativement chaud et donc moins dense ($d = 3,15$ au lieu de $3,40$, *fig. 11.3*). La géométrie à 150 km de profondeur de cette anomalie sismique coïncide remarquablement avec la carte des courbes de flux thermique.

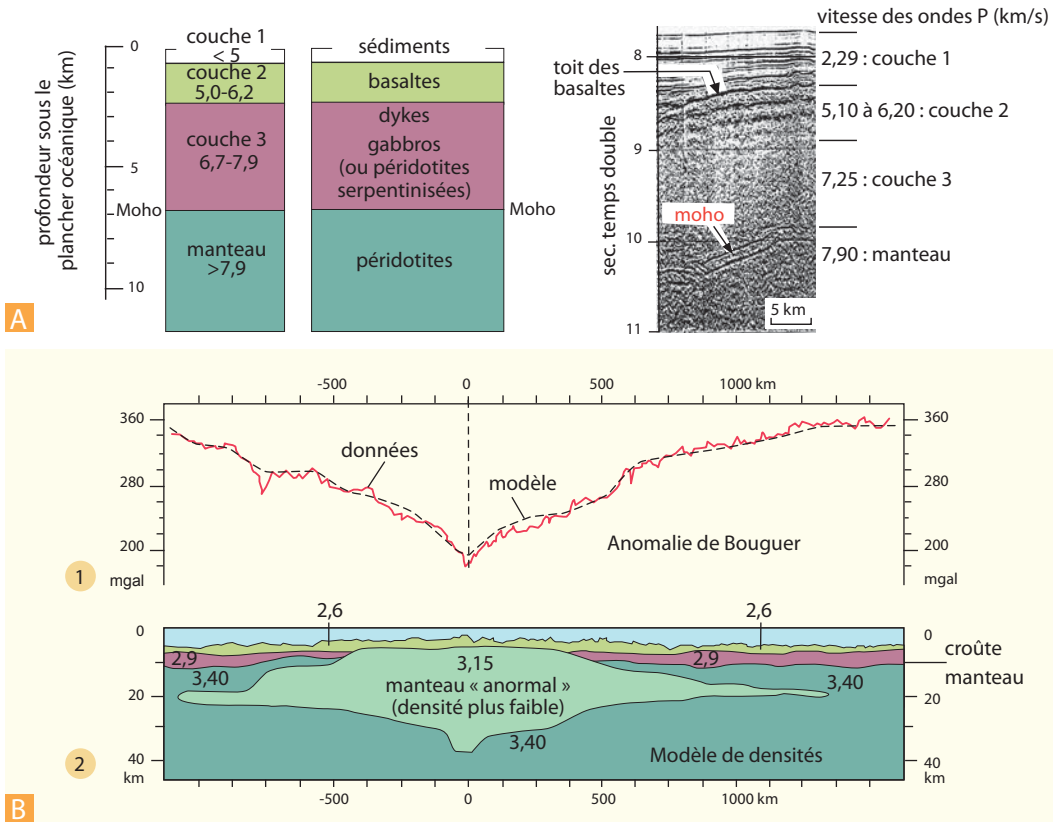


Figure 11.3 Données géophysiques au niveau des dorsales océaniques.

- A.** Vitesses des ondes P pour la lithosphère océanique standard et correspondance entre successions lithologiques et profil sismique (Kennet, 1982).
- B.** Anomalies de Bouguer et modèle gravimétrique de répartition des densités pour la dorsale atlantique.

Encart 11.2 – La structure sismique de la lithosphère océanique

Sur un profil de lithosphère standard assez loin de l'axe, on trouve d'abord (fig. 11.3 A) une couche de sédiments (couche 1) d'épaisseur variable (0 à 3 km) où la vitesse des ondes P est faible, de l'ordre de 1,7 à 3,7 km·s⁻¹ suivant la consolidation des sédiments puis, en dessous, la croûte océanique proprement dite. Dans sa partie supérieure (couche 2) la vitesse des ondes P est de l'ordre de 5,5 km·s⁻¹. On distingue la couche 2A, correspondant aux « extrusifs » (laves fluides et en coussins : pillow-lavas) et la couche 2B correspondant aux dykes ($V_p = 5,53 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ à $5,48 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$).

Dans la partie inférieure de la croûte, les vitesses sont plus élevées et plus homogènes (couche 3 : $6,2 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1} \leq V_p \leq 6,8 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$). Elles sont rapportées soit à des roches grenues (gabbros), soit à des péridotites serpentinisées. L'épaisseur de la couche 3 est de l'ordre de 5 km en moyenne. Vers 10 à 13 km de profondeur, on rencontre le Moho, au-delà duquel les vitesses augmentent fortement (couche 4 : V_p de l'ordre de 8 à 8,4 km·s⁻¹), vitesses typiques du manteau péridotitique (voir également les données de la sismique réfraction).

Voir fig. 9.1

Au niveau du haut axial des dorsales rapides, on distingue une zone à faible vitesse (**LVZ, Low Velocity Zone**, ne pas confondre avec LVZ de la limite lithosphère-atmosphère), 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. Les ondes sismiques sont très ralenties ce qui indique qu'il s'y trouve une phase liquide. Cette zone correspond au réservoir magmatique et contient entre 2 et 20 % de liquide (fig. 11.9). Sa limite supérieure coïnciderait avec l'isotherme 1 000 °C.

Un réflecteur sismique marquant le toit de la chambre a été détecté très systématiquement le long de 70 % de l'axe de la dorsale du Pacifique. Il correspond à la présence d'une lentille de magma pur (*melt sill*), allongée sous l'axe, de 10 à 100 m d'épaisseur et de 1 km de large au maximum. Un autre sill de liquide 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. À ce jour, il n'a été possible de mettre en évidence par la sismique les réservoirs magmatiques à l'axe des dorsales lentes qu'en un seul endroit (segment Lucky Strike, *fig. 11.4*).

Par ailleurs, les anomalies de vitesse sismique et de flux thermique sont beaucoup plus larges sous la dorsale du Pacifique que sous celle de l'Atlantique, ce qui indique que le manteau chaud sous l'axe de la dorsale Atlantique occupe un volume bien moindre que sous la dorsale du Pacifique. Ceci s'accorde bien avec une expansion plus rapide dans le Pacifique, et une convection mantellique probablement plus rapide également. Attention cependant : les températures maximales du manteau sont identiques sous les deux types de dorsales, comme l'illustre la figure 11.9.

11.2 LES PROCESSUS MAGMATIQUES AU NIVEAU DES DORSALES. COMPARAISON AVEC LES OPHIOLITES

11.2.1 Production des liquides magmatiques

Les dorsales sont le siège de la création de nouvelle croûte océanique à partir de magmas issus de la fusion d'un faible volume du manteau remontant lentement sous l'axe. Ces magmas s'écoulent en surface sous forme de coulées volcaniques ou sont figés soit dans des filons (**complexe filonien**), soit dans des réservoirs magmatiques à quelques kilomètres sous l'axe (**gabbros**). Par ce processus, des volumes de matière extraite du manteau viennent s'ajouter régulièrement aux bordures des plaques lithosphériques (*fig. 11.9 et 11.10*).

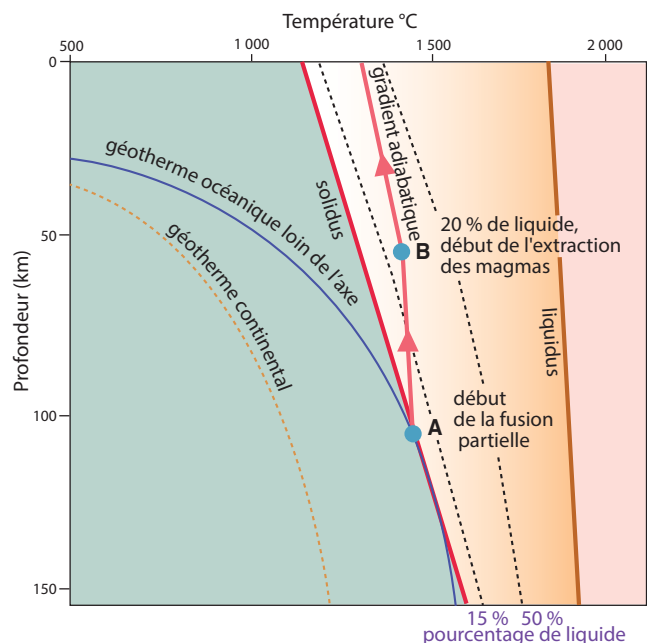


Figure 11.4 Fusion partielle d'un manteau lherzolitique.

Le manteau remonte sous l'axe de la dorsale selon un gradient adiabatique (flèches rouges). La fusion partielle débute au point A quand il croise le solidus vers 100-80 km de profondeur. L'extraction des magmas vers la surface commence au point B où 20 % de liquide est présent au sein du manteau.

La fusion partielle des péridotites du manteau (*fig. 11.4*) qui remontent vers la surface, au droit des centres d'accrétion océanique, est donc le phénomène essentiel pour la dynamique de notre planète. Cette remontée est **adiabatique** (sans échange de chaleur avec l'environnement) car la

vitesse est relativement rapide (de l'ordre du cm/an). Les péridotites recoupent alors la courbe de fusion commençante (solidus) et les premiers liquides apparaissent entre 100 et 60 km selon les estimations. **Les taux maxima de fusion sont estimés à 10-20 %**. La composition mondiale des magmas (les **MORB**) est homogène au moins en ce qui concerne les éléments majeurs, ce qui traduit l'universalité du processus de fusion partielle du manteau. En revanche, la diversité des compositions en éléments traces et en isotopes montre que dans le détail, le long des 50 km de la colonne de fusion, les mécanismes d'échanges, de fractionnement et de contamination sont complexes, sans oublier l'hétérogénéité chimique et thermique du manteau source.



Encart 11.3 – Les émissions volcaniques au niveau de la dorsale

La production des dorsales est estimée à 21 km³ de roches par an. L'observation directe d'une éruption le long d'une dorsale océanique est difficile mais une comparaison de levés bathymétriques a montré qu'entre 1981 et 1987 une ride de l'axe de la dorsale Juan de Fuca (Pacifique NE) s'est accrue d'un volume de 0,5 km³ sur 16 km de long. Plus récemment, une éruption survenue sur la dorsale pacifique entre le 26 mars et le 6 avril 1991, par 9° 51' de latitude Nord, a anéanti un site hydrothermal

étudié par les plongeurs américains : les vers *Riftia* ayant péri, et servi de repas aux crabes « charognards », le site a été baptisé BBQ (barbecue). Durant la mission Naudur du *Nautilé* sur l'axe de la dorsale Est-Pacifique Sud, en 1994, les plongeurs ont pu observer des laves extrêmement fraîches mises en place très récemment (quelques jours auparavant seulement) et recouvrant un site dans lequel la *Cyana* avait évolué 8 ans auparavant dans un paysage très différent.

11.2.2 Les modèles ophiolitiques

Parce qu'elles permettent des observations de détail sur de vastes surfaces, les **ophiolites** sont essentielles pour comprendre les processus de formation de la croûte océanique. Les massifs ophiolitiques mettent en effet à ciel ouvert des roches océaniques d'origine très profonde préservant leurs relations structurales avec les roches voisines, conditions que les forages dans les dorsales ou les observations en sous-marin autorisent rarement. Les surfaces d'affleurements permettent de reconstituer en trois dimensions la structure des dorsales océaniques.

Encart 11.4 – Les différents types d'ophiolites

Les ophiolites sont des analogues précieux pour les pétrographes de la croûte océanique (partie VI). La fusion partielle laisse un manteau résiduel, souvent accessible, dont l'étude permet de remonter aux processus de la fusion partielle. Suite aux travaux de A. Nicolas et des équipes françaises en Oman, en Turquie, en Himalaya, à Terre-Neuve, en Californie et dans les Alpes, on a distingué les ophiolites dont le manteau résiduel est de type lherzolitique (*Lherzolite Ophiolite Type* : LOT), témoin d'une fusion partielle faible, des ophiolites dont le manteau résiduel est de type harzburgitique (*Harzburgite Ophiolite Type* : HOT) témoin d'une fusion plus importante. On a montré en effet que les ophiolites de type HOT sont, en général, associées à une croûte épaisse (gabbros, dykes et laves), témoignant d'une forte productivité magmatique (fusion importante), alors que les ophiolites de

type LOT présentaient une croûte souvent réduite, parfois même totalement absente. Les références pour ces deux grandes familles sont les ophiolites d'Oman pour le type HOT et dans les Alpes franco-italiennes pour le type LOT (massifs du Chenaillet ou du Queyras). Depuis les années 2000, on sait que la signification accordée à cette distinction n'est plus adaptée puisque l'on peut montrer à l'aide d'arguments texturaux et géochimiques que les pyroxènes (CPX) des lherzolites des ophiolites alpines et d'échantillons de manteau de dorsales lentes sont secondaires et représentent le produit de la cristallisation de magmas tardifs, mis en place à l'axe et « imprégnant » des harzburgites. On parle de phénomène d'imprégnation. Il est préférable d'utiliser à la place de HOT et LOT les termes : « à croûte épaisse » et « à croûte mince ».

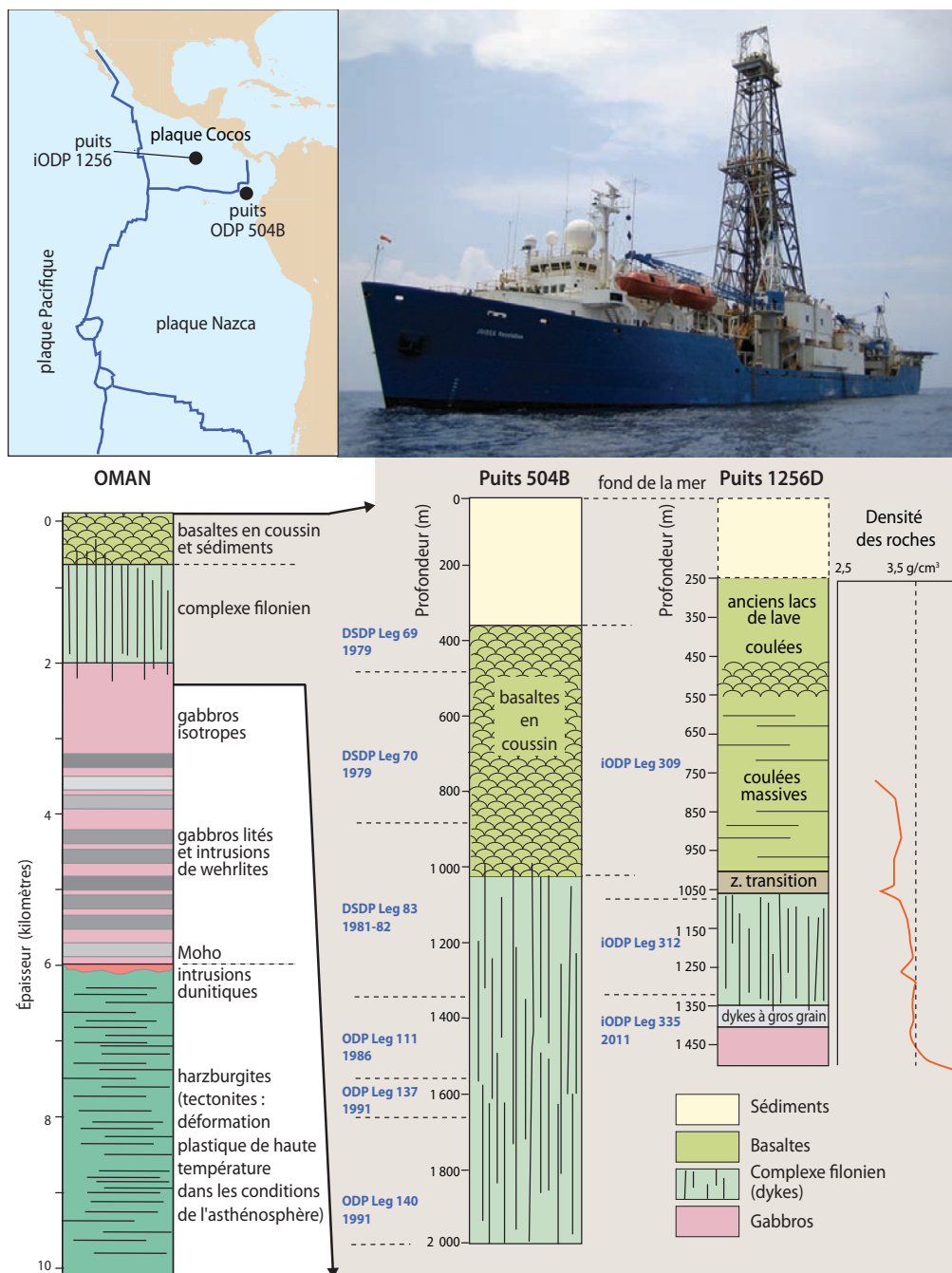


Figure 11.5 Ophiolites et croûte océanique

Comparaison entre le log ophiolitique d'Oman et les données des forages ODP 504B et IODP 1256D réalisés à proximité des Galápagos par le navire foreur *JOIDES Résolution* (photo) dans le cadre des programmes de forages profonds océaniques internationaux.

Au site 504B, le sommet des gabbros a été atteint en traversant 2 000 m d'une croûte océanique âgée de 6,2 Ma, à l'issue de six campagnes successives (le site a été revisité et le sondage approfondi régulièrement au cours d'une vingtaine d'années). Un succès similaire se déroule, depuis l'an 2000, avec le forage et les rentrées successives au puits IODP 1256 (1 250 m au total en 2011). On notera l'importance du complément d'information qu'apportent les ophiolites sur la lithosphère par rapport aux forages qui ne font finalement qu'effleurer la lithosphère supérieure. (Photo : ODP)

a) Les ophiolites d'Oman et le type à croûte épaisse

Une coupe type dans l'ophiolite d'Oman montre des roches en continuité d'affleurement sur 10 km d'épaisseur (fig. 11.5). Le manteau, à la base, est visible sur une épaisseur de 4 km, il est constitué de harzburgites déformées plastiquement par fluage à haute température (foliation asthénosphérique fossilisée caractéristique des **tectonites**). La présence d'intrusions basiques de plus en plus fréquentes vers le haut signale l'approche du **Moho**. Celui-ci est marqué par des intrusions de **dunite** (ancienne lentille de liquide basale). Au-dessus viennent les gabbros lités puis les gabbros isotropes.

Au-dessus des gabbros, se trouve le **complexe filonien** fait de dykes de composition basaltique, injectés les uns dans les autres et présentant des bordures figées caractéristiques. Les dykes s'enracinent dans les gabbros isotropes représentant le toit entièrement cristallisé du réservoir qu'ils fracturent. La présence de cet ensemble traduit bien la réalité de l'expansion océanique, puisqu'il ne peut se comprendre que par des injections répétées, nécessitant (ou induisant) une ouverture continue.

On rencontre ensuite un ensemble de **laves en coussins** de 1 km à 500 m d'épaisseur (on y distingue, sur des bases géochimiques, 3 unités volcaniques superposées). Des sédiments océaniques d'âge Crétacé supérieur (radiolarites et sédiments hydrothermaux) sont associés aux laves. Les sédiments plus récents (Crétacé terminal, Éocène basal) sont discordants sur l'ophiolite et le socle continental. **Ils sont donc post-obduction.**

Encart 11.5 – Le litage des gabbros et les chambres magmatiques axiales

Plusieurs campagnes de sismique réflexion le long de l'axe de la dorsale Est-Pacifique ont permis de mettre en évidence un réflecteur sismique nommé AMC pour *Axial Magma Chamber*, continu sur des dizaines de kilomètres sous les basaltes et le complexe filonien (fig. 11.11). Ce réflecteur traduit la présence du toit d'une chambre dont la cristallisation donnera les gabbros. Le litage des gabbros, bien visible dans les ophiolites et par forage (fig. 11.5) a été interprété d'abord comme le résultat d'une **différenciation gravitaire** (les cristaux lourds s'accumulent dans le fond des chambres). Cette vision est totalement abandonnée. Certains lits sont en fait des intrusions de magmas dans les gabbros encore plastiques. L'étude des ophiolites a ainsi montré que **les chambres magmatiques des dorsales rapides ne sont pas totalement remplies de magma liquide**. Les gabbros présentent en effet des textures qui indiquent des déformations plastiques à chaud d'un matériau comprenant des grains (les cristaux), non déformables, lubrifiés par le liquide magmatique en faible proportion (2 à 20 %). Ce mélange est soumis à une **convection interne à la chambre**, et il est probable que la cristallisation complète des gabbros s'effectue au toit de la chambre, plus froid, et non à sa base par simple précipitation comme on l'a longtemps pensé. Le toit de la chambre est en effet perpé-

tuuellement refroidi par la circulation hydrothermale. Ces résultats permettent de comprendre pourquoi les chambres magmatiques sous les dorsales lentes sont très peu visibles sismiquement. Dans la plupart des cas, dans le manteau de ces dorsales, le contraste de densité entre une bouillie de cristaux et une roche consolidée n'est pas suffisamment important pour être perçu par les méthodes sismiques, même de haute résolution. Toutefois, une campagne de sismique à l'axe de la dorsale médio-atlantique en 2006 a permis à l'équipe de l'IPG de Paris de mettre en évidence pour la première fois un réflecteur sismique correspondant au toit d'une petite chambre magmatique de 3 km de large et 7 km de long, située à 3 km de profondeur. La situation du segment de dorsale étudié, le segment Lucky Strike, est particulière. Il est en effet situé à proximité du point chaud des Açores dans une région de forte productivité magmatique (fig. 11.14). L'axe est donc caractérisé par une croûte relativement épaisse et le centre du segment est occupé par un gros édifice volcanique abritant un immense champ hydrothermal (site Lucky Strike). La chambre identifiée se trouve sous ce volcan axial (fig. 11.14). Notons toutefois qu'aux extrémités de ce segment, la production volcanique diminue puis s'atténue complètement de sorte que le manteau est dénudé dans les massifs de l'intersection (fig. 11.14).

Partie III ■ La dynamique de la lithosphère océanique

La colonne lithologique de l'Oman trouve sa correspondance (au moins pour sa partie supérieure) dans les sections de lithosphère océanique étudiées au niveau des dorsales rapides (fig. 11.5), soit par forage, soit à la faveur de coupes naturelles.

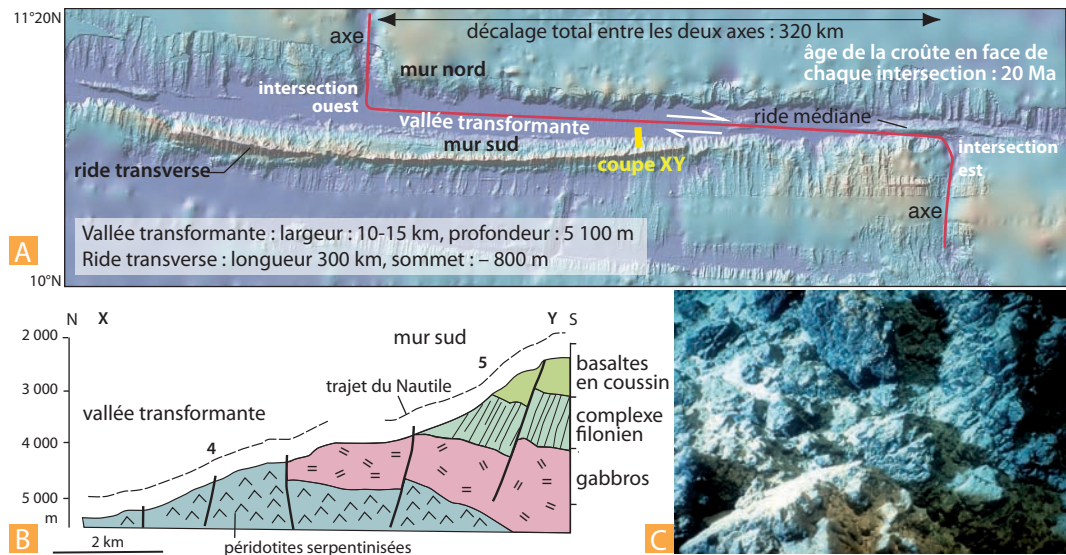


Figure 11.6 La zone de fracture Vema.

A. Carte simplifiée (localisation : voir fig 9.5 et 11.14).

B. Coupe (XY) du mur sud montrant la section complète de la partie superficielle de la lithosphère océanique observée durant la campagne Vemaute (1988). (Adapté de Auzende et al.) Les trajets du *Nautilus* lors des plongées 4 et 5 sont reportés en pointillés.

C. Périodites serpentinisées affleurant dans la partie inférieure de la coupe XY. La ride transverse est entièrement formée d'une base de périodites et de gabbros à l'affleurement, recouverte par un mince complexe filonien ; viennent ensuite les basaltes (photo : Ifremer).

Encart 11.6 – La plongée du *Nautilus* sur la fracture Vema (1988)

Ces plongées du *Nautilus*, le long du mur sud de la zone de fracture Vema (Atlantique central) ont été décisives en fournissant la première coupe continue à travers la lithosphère océanique (fig. 11.6). La succession est complète, mais épaisse de seulement 3 km, ce qui traduit une production magmatique assez faible. Elle comprend des serpentinites, visibles sur 200 à 300 m d'épaisseur, **des gabbros** (1 km), le **complexe filonien** (1 km) et des **basaltes** peu épais. La croûte est donc plus mince que dans le cas de l'Oman ou du Pacifique.

Dans le fossé de Hess, à la jonction entre la dorsale du Pacifique et la dorsale Cocos-Nazca, de grands escarpements permettent d'observer le complexe filonien, des roches grenues ainsi que le manteau de la dorsale Pacifique. Signalons que le manteau sous le Pacifique est aussi accessible dans certaines zones de fracture (fracture Garret, ou dans des fossés sur le pourtour de la micro-plaque de l'île de Pâques, fig. 11.11).

Voir fig. 9.6

b) Les ophiolites des Alpes et le type à croûte réduite

Dans les ophiolites des Alpes, de la Corse et de l'Apennin (ou ophiolites liguro-piémontaises), les **gabbros sont intrusifs dans le manteau et ne forment jamais une couche unique et continue**. Il s'agit soit de filons indépendants relativement épais (quelques mètres), soit des corps plus volumineux, de taille kilométrique, isolés les uns des autres et représentant autant de chambres magmatiques

Voir chap. 15, fig. 15.20

indépendantes. Ils sont souvent déformés le long de zones de cisaillement de haute température (amphiboles stables à 800 °C). Ces bandes de cisaillement sont elles-mêmes traversées par des filons basaltiques non déformés, mis en place en domaine océanique. Ceci indique que la déformation ductile locale est contemporaine de l'histoire océanique de ces roches et s'est produite très peu de temps après que les gabbros aient cristallisé dans la chambre, probablement au cours de processus tectoniques conduisant à leur remontée vers la surface.

L'absence de complexe filonien est un caractère très remarquable des ophiolites alpines, et les basaltes, s'ils sont présents, reposent donc directement sur les gabbros ou le manteau, comme on le voit dans le massif du Chenaillet. Il s'agit de laves en coussins ou en tubes, et très rarement de basaltes massifs. En général, ils ne forment pas une couche continue, mais constituent des masses isolées (anciens petits volcans, *fig. 15.20*). Dans le **massif du Viso**, cependant, les basaltes qui reposent directement sur des gabbros forment un niveau relativement épais, et continu sur une distance importante (plusieurs kilomètres). C'est un exemple rare de massif alpin présentant un tel volume de roches magmatiques.



Voir fig. 15.20

Les basaltes alpins ont des caractéristiques de **MORB**, mais les analyses de pyroxènes reliques, préservés dans certaines laves, montrent une tendance alcaline. Ces caractères sont compatibles avec un faible taux de fusion.

Un niveau plus ou moins épais de brèches remaniant les roches du substratum ophiolitique (**serpentinites et gabbros**) se trouve pratiquement toujours sous les premiers coussins, au contact du socle. Ces brèches vertes et blanches sont les **ophicalcites**, activement exploitées comme pierre d'ornement en Ligurie, dans le Queyras (Saint-Véran) et dans le Piémont.

Les premiers sédiments pélagiques déposés sur le substratum océanique sont des **radiolarites** en gisements discontinus et des **calcaires pélagiques**. Les radiolarites contiennent des fossiles encore indétectables en plusieurs endroits des unités schistes bleus des Alpes (Pic Cascavelier à St Véran), elles sont d'âge Jurassique moyen à supérieur (Callovien-Oxfordien).

Deux points importants sont donc à souligner en ce qui concerne les ophiolites des Alpes :

- les **chambres magmatiques peuvent être de taille très réduite**, totalement déconnectées les unes des autres, et n'alimentent en surface qu'un nombre restreint d'édifices volcaniques ;
- la mise à l'affleurement des terres profondes du manteau et de la croûte (la **dénudation ou exhumation**) est un processus tectonique essentiel dans l'évolution de la lithosphère océanique à faible production magmatique. Il permet la constitution du substratum de **serpentinites** et de gabbros, sur lequel les écoulements basaltiques se mettent en place. La dualité **tectonique-magmatisme** des processus de l'accrétion océanique est ainsi bien illustrée par ces exemples. Ces caractères sont schématisés et illustrés sur la figure 15.19.



Voir fig. 15.19

On retrouve ces caractères en étudiant l'axe des dorsales lentes. Les explorations en Atlantique et dans l'océan Indien (par exemple, zone MARK au sud de la zone de fracture Kane, ou au niveau de la zone de fracture 15°20) ont confirmé **l'importance de la surface occupée à l'axe par les péridotites et les gabbros**. Des campagnes de plongées ont été organisées le long de certaines zones de fractures de l'Atlantique (Kane, Véma), dont les murs mettent à jour de véritables coupe-temps à travers la lithosphère océanique. La coupe de la zone de fracture **Véma** (*fig. 11.6*) nous montre une succession classique, comparable à celle d'Oman, mais cependant très réduite en épaisseur. Le long de la zone de **fracture Kane**, en revanche, la croûte peut être réduite ou absente et les gabbros montrent des déformations spectaculaires liées à l'extension tectonique (*fig. 11.14*).

Le substratum océanique de l'Atlantique central et de la dorsale sud-ouest indienne présente donc de claires analogies avec le substratum de l'océan liguro-piémontais. Les affleurements de manteau sont situés aux extrémités des segments d'accrétion (voir ci-après) alors que le centre des segments

présente, dans la plupart des cas, des affleurements de basaltes et même de complexe filonien (type Vema). Il apparaît ainsi que la croûte océanique de l'Atlantique est « normale » et relativement épaisse au centre des segments (mais moins épaisse que dans le cas du Pacifique) et « réduite » aux extrémités des segments (fig. 11.14).

11.3 DORSALES LENTES ET DORSALES RAPIDES

On déduit les taux moyens d'ouverture des dorsales de l'analyse des anomalies magnétiques. On distingue alors les dorsales rapides dont les taux d'ouverture se situent entre 8 cm/an (80 mm/an, soit 80 km/Ma) et 16 cm/an, des dorsales intermédiaires (autour de 6 cm/an) et des dorsales lentes à ultra-lentes (entre 3 et 0,5 cm/an).

Il existe une correspondance entre l'allure générale des profils bathymétriques transversaux des dorsales à très grande échelle (milliers de km) et les vitesses d'ouverture (fig. 11.1). Les dorsales rapides présentent un approfondissement moins marqué que les dorsales lentes (fig. 11.1, 11.8), ce qui traduit la relation entre l'âge de la lithosphère et sa profondeur.

Voir fig. 6.46

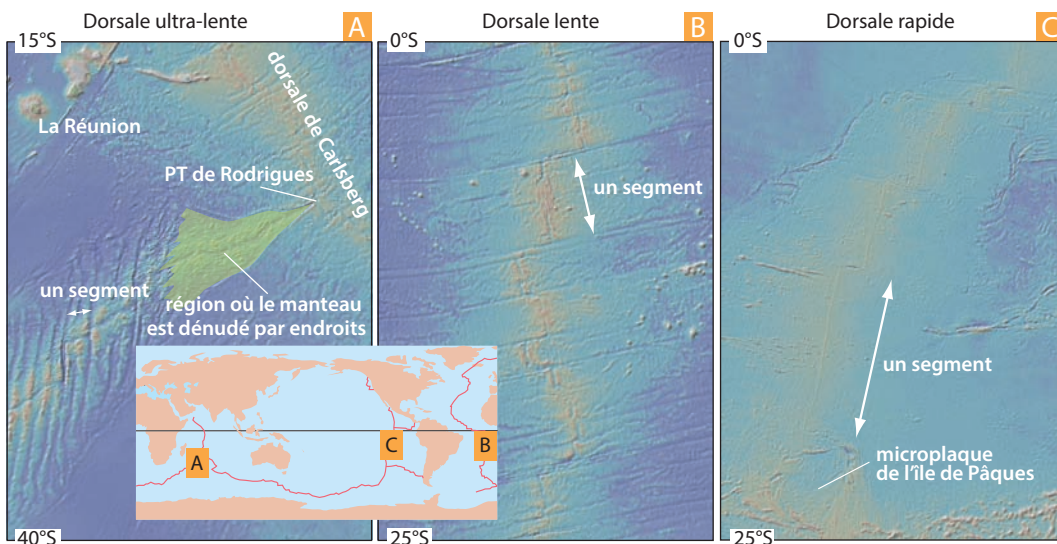


Figure 11.7 Signatures bathymétriques des dorsales.

Ces trois cartes bathymétriques présentent à la même échelle les différentes fabriques structurales du plancher océanique mis en place par des dorsales à taux d'accrétion croissants, de ultra-lent à rapide. **A.** dorsale sud-ouest indienne ; **B.** dorsale médio-atlantique sud ; **C.** dorsale Est-Pacifique sud. La hauteur de chaque carte vaut environ 2 700 km. Remarquez l'accroissement de la taille des segments et l'adoucissement du relief avec l'augmentation de la vitesse d'ouverture. Notez que la dorsale sud-ouest indienne se comporte comme un propagateur séparant les plaques Afrique et Antarctique, et que la zone de manteau dénudé présente une topographie particulière appelée *smooth sea-floor* (Cannat *et al.*, 2006). Cartographie réalisée avec GeoMapApp, version 3.3.9. <http://geomapapp.org>. Lamont-Doherty Earth Observatory Columbia University.

a) Les dorsales lentes

Elles présentent systématiquement une **vallée axiale (le rift)** large de 10 à 20 km et profonde de 1 à 2 km (fig. 11.8). Cette vallée est bordée par des murs dont les crêtes se trouvent en général à -2 500 m et présentant des marches correspondant à des gradins de failles normales à regard vers l'axe. Le fond est généralement occupé par des volcans isolés plus ou moins serrés et des champs de laves parfois très fissurés (fig. 11.17).

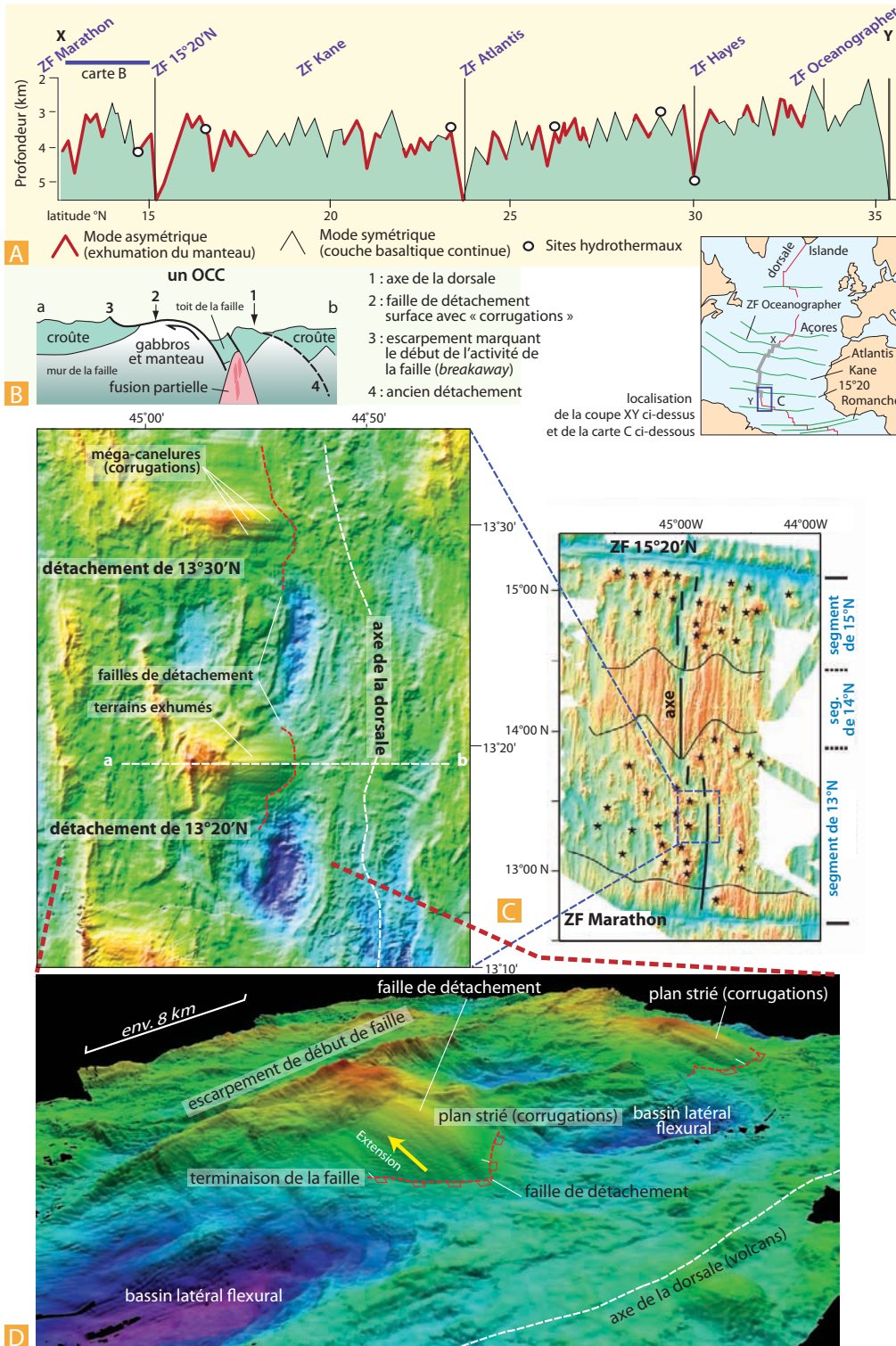


Figure 11.8 Dorsales lentes : les détachements.

A. Distribution des modes d'accrétion le long de l'axe de la dorsale atlantique au sud des Açores (voir localisation de cette coupe XY sur la carte annexe (d'après Escartin et al., 2008). Il s'agit d'une succession de segments magmatiques et amagmatiques avec exhumation du manteau. Suite légende p. 292.

Partie III ■ La dynamique de la lithosphère océanique

B. Coupe ab très simplifiée d'un système de détachement océanique (*Oceanic Core Complex, OCC*) repérée sur la carte C.

C. À gauche, bathymètre de la dorsale médio-atlantique entre les zones de fracture de Marathon et *Fifteen Twenty* (15°20'N). On distingue parfaitement trois segments à la morphologie contrastée. Le segment central est de type magmatique avec une fabrique typique de collines abyssales parallèles à l'axe et une vallée centrale bien marquée. Il est encadré par deux segments amagmatiques caractérisés par une fabrique moins organisée et de nombreux détachements indiqués par des étoiles noires (Smith et al., 2008). À gauche, détail des détachements 13°20'N et 13°30'N s'enracinant au fond de la vallée axiale. On distingue parfaitement leur forme en cuiller retournée et les méga-cannelures (corrugations) représentant des striations parallèles à l'extension.

D. Vue en trois dimensions du détachement de 13°20'N : l'imagerie sonar est surimposée à la bathymétrie. On reconnaît parfaitement les méga-cannelures sur le plan de faille, la terminaison de la faille striée qui arrive en contact avec le plancher volcanique de l'axe de la vallée (toit de la faille), les rides *breakaway* indiquant la zone du début de fonctionnement de la faille et les bassins flexuraux qui se développent latéralement en réponse à l'extrusion des roches profondes. Modifié de MacLeod, et al. (2009).

Selon les stades de fonctionnement de l'axe, l'activité tectonique ou l'activité volcanique prédomine dans la vallée du rift. On utilise le terme de **cycle volcano-tectonique** pour désigner ce fonctionnement alternant de l'axe des dorsales lentes. Au cours de l'accrétion océanique, les reliefs des murs sont créés et transportés latéralement. Ceci explique la morphologie des fonds de l'Atlantique, montrant une série de collines allongées séparées par des creux comblés de sédiments pélagiques (collines abyssales) de plusieurs kilomètres de large.

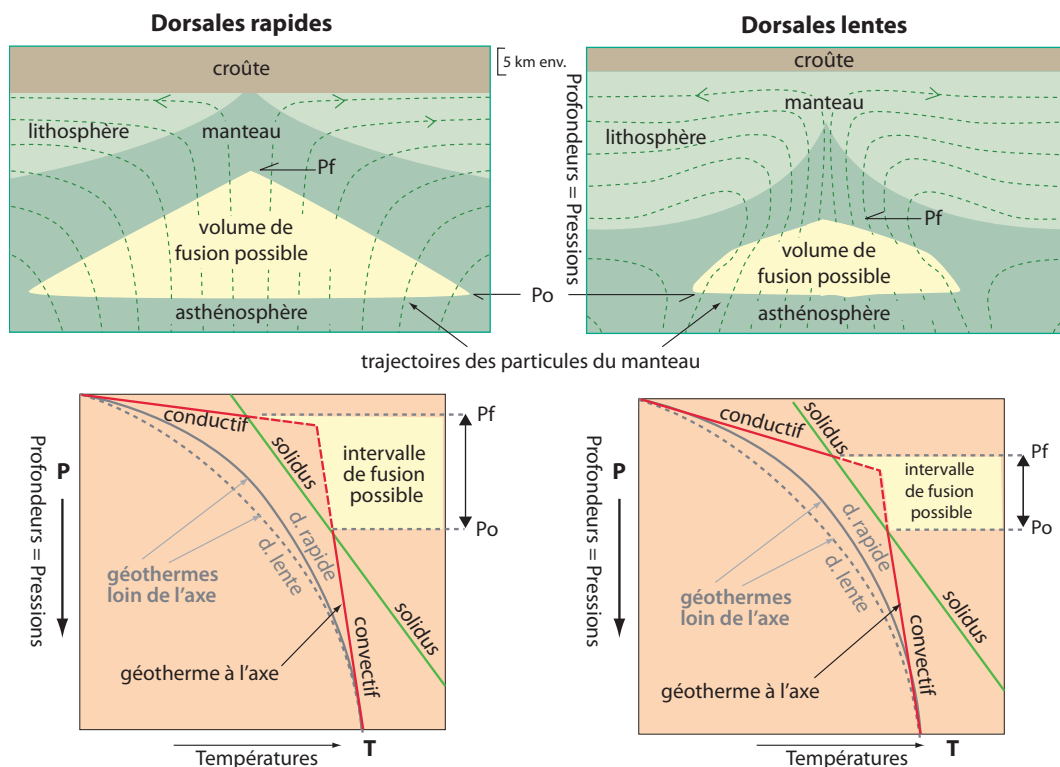


Figure 11.9 Comparaison entre les volumes de fusion possibles du manteau sous les dorsales rapides et lentes (d'après Niu et Hékinian).

Les conditions et les processus de fusion sont identiques entre les deux types de dorsales. La forte productivité magmatique des dorsales rapides est uniquement liée à une fenêtre de fusion partielle possible au sein du manteau plus vaste que dans le cas des dorsales lentes.

Encart 11.7 – L'exhumation tectonique de roches profondes à l'axe des dorsales lentes : les « *Oceanic Core Complex* »

L'activité volcanique des dorsales lentes peut se réduire voire s'interrompre durant de longues périodes. **Pour autant, l'écartement des plaques ne cesse pas, ce qui conduit à la remontée puis à l'exhumation tectonique de roches profondes axiales, soit des péridotites serpentinisées, soit des gabbros.** Ces roches sont, dans ce cas, très déformées et présentent des zones de cisaillement ductile où ont cristallisé des amphiboles de relativement haute température (600-700 °C) puis des minéraux du faciès schistes verts (350 °C). L'exhumation se fait le long de grandes failles dont la surface est encore préservée dans plusieurs régions (Atlantique N et S, océan Indien, mer des Philippines). On observe en bathymétrie des cannelures d'échelle

hectométrique (*fig. 11.8*), appelées **corrugations** par les Anglo-Saxons, équivalente de méga-stries sur les plans de faille. Ces structures sont équivalentes des *Metamorphic Core Complex* des chaînes de montagne et sont baptisées *Oceanic Core Complex*.

Ceci indique que la déformation a débuté en profondeur à plusieurs kilomètres sous l'axe. Les affleurements de telles roches profondes sont souvent localisés aux intersections internes avec les failles transformantes (**zone de facture Kane**, *fig. 11.14*), mais ceci n'est pas la règle et des étendues importantes de **serpentes** et gabbros sont connues le long de l'axe à 15 °N dans l'Atlantique par exemple et le long de pratiquement toute la dorsale Sud-Ouest Indienne.

b) Les dorsales rapides

Leur axe est remarquablement lisse en comparaison de celui des dorsales lentes et se présente comme un **dôme régulier** (*fig. 11.10*). La forme de ce dôme est variable, en U ou en V retournés très aplatis. Ces formes sont directement liées à la production de liquides magmatiques par la colonne montante sous-jacente de manteau. Un dôme large correspondant à une zone à forte production magmatique.

Le sommet du dôme, situé entre – 3 000 m et – 2 500 m de profondeur, est de morphologie régulière, occupé simplement par un lac de lave évidé avec ses piliers ou recoupé par des fissures axiales d'où s'écoulent des basaltes (*fig. 11.17*). Toutefois, dans environ 25 % des cas, ce dôme est entaillé d'un fossé de 1 km de large en moyenne, peu profond (maximum 100 m) en forme d'amande très allongée, représentant une caldeira sommitale. Le fond de ces fossés est très fissuré, et l'activité volcanique est réduite. À 2 ou 3 km de l'axe, au pied du dôme axial, s'observent les premières manifestations tectoniques réelles, sous la forme de fossés étroits, les **grabens latéraux**, sur les bordures desquels quelques coulées se mettent en place en provenance du haut axial, ou émises directement par les cassures locales. Au-delà, quelques kilomètres plus loin de l'axe, l'activité volcanique cesse totalement, seuls quelques rejeux tectoniques peuvent se produire encore sur une bande d'environ 10 km de large de part et d'autre de l'axe. Il s'agit de la zone tectonique active des flancs, lieu de création des collines abyssales qui caractérisent la « fabrique » morphologique des fonds du Pacifique et dont la longueur d'onde et l'amplitude sont beaucoup plus faibles que celles des collines abyssales atlantiques.

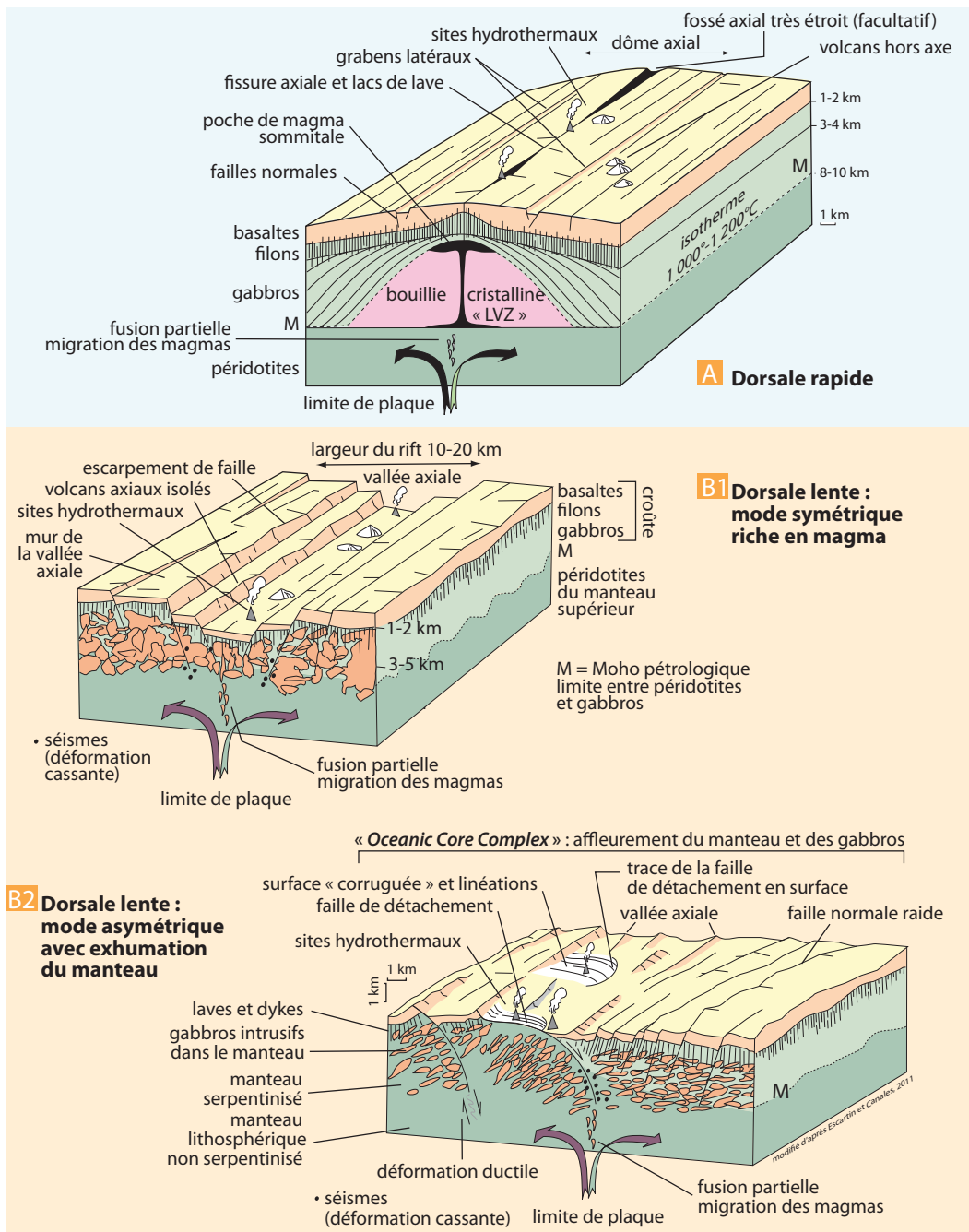


Figure 11.10 Dorsales lentes et dorsales rapides.

A. Bloc-diagramme de l'axe d'une dorsale rapide. Notez la présence d'un dôme continu et l'absence de vallée axiale profonde. La bouillie cristalline est le contenu de la « chambre magmatique » : ce sont des cristaux liés par seulement 10 à 20 % de magma. M : Moho pétrologique (limite entre péridotites et gabbros).

B. L'accrétion océanique à l'axe des dorsales lentes se fait selon deux modes : soit avec une production de magma suffisante pour créer une couche de basaltes continue, soit avec une production magmatique discontinue conduisant à la mise à nu des couches profondes, les gabbros ou le manteau. Dans tous les cas, les gabbros forment des poches discontinues. Il n'existe pas de grand réservoir magmatique continu comme sous les dorsales rapides.

La différence morphologique entre les dorsales lentes et rapides reflète une différence fondamentale de fonctionnement, liée au régime thermique et donc à l'épaisseur lithosphérique. Les dorsales lentes sont plus froides (comme nous le montre la tomographie sismique, *fig. 11.2*) et présentent de ce fait une lithosphère axiale beaucoup plus épaisse que celle des dorsales rapides (*fig. 11.9*). On peut considérer que la lithosphère thermique sous une dorsale lente est épaisse d'environ 10-20 km ; les séismes les plus profonds, qui matérialisent la limite fragile/ductile (700 °C environ), étant, au maximum localisés à 8 km de profondeur sous l'axe.

Un réflecteur sismique pouvant signaler la présence d'une chambre magmatique a été reconnu sous le rift axial des dorsales lentes pour la première fois en 2006 (site Lucky Strike, Atlantique central au Sud des Açores, *fig. 11.14*). Le magma doit être présent sous la forme de petites poches isolées temporaires. Sous la dorsale Pacifique, il existe, au contraire, un réflecteur sismique quasi continu (AMC, *fig. 11.11*), indiquant la présence d'une zone de liquide magmatique pur (1 km de large, et de 50 à 100 m d'épaisseur, à 2-3 km sous l'axe). Cette poche en forme de sill est située au-dessus de la zone à très faible vitesse sismique (LVZ) représentant le mélange de cristaux et de liquide magmatique dans des proportions de 2 à 20 % (*fig. 11.10*). Cette poche de bouillie cristalline est plus chaude à sa base, juste au-dessus du manteau (aux alentours de 1 250 °C) et se trouve refroidie efficacement par la circulation hydrothermale, d'une part à son toit d'où s'échappent les dykes et d'autre part sur ses bordures où cristallisent les gabbros (isotherme 1 000 °C) (encart 11.5).

Dans ces conditions, l'épaisseur de la lithosphère à l'axe des dorsales rapides est très faible, de l'ordre de 1 à 2 km, correspondant à ce qui se trouve au-dessus du réservoir magmatique. Cette épaisseur est 10 fois inférieure à celle des dorsales lentes. La réponse à la traction exercée par la divergence des plaques se traduit alors dans ce cas par l'ouverture d'une simple « fente » d'où s'échappent les magmas sans que le dôme ne s'effondre (mise en place des dykes). Dans le cas des dorsales lentes, il s'agit à l'inverse d'une déchirure sur une épaisseur et une largeur plus importante, conduisant à l'ouverture d'un fossé tectonique large exactement à l'image de la création des fossés continentaux (rifts du Rhin, de l'Afrique de l'Est, du lac Baïkal...). Ici, toutefois la lithosphère étant plus mince que dans le cas des continents, le fossé créé est alors un peu moins large.

11.4 LA SEGMENTATION DES DORSALES

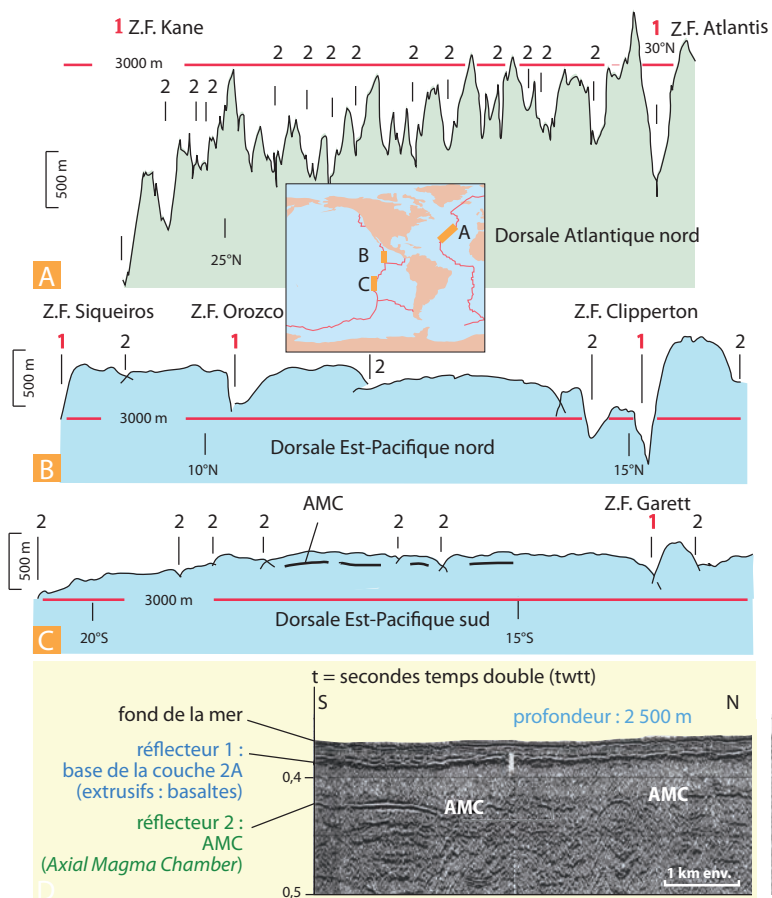
La crête des dorsales est découpée en unités élémentaires, les **segments**, par des discontinuités d'importance variable. Les très grandes zones de fracture comme Romanche, Vema, Kane, dans l'Atlantique Nord ou Garret, Clipperton, Orozco, dans le Pacifique oriental déterminent de segments d'ordre 1 de plusieurs centaines de kilomètres de long (*fig. 11.11*). Ces zones de fractures décalent l'axe actif sur plusieurs centaines de kilomètres et sont très visibles sur les cartes d'altimétrie et de bathymétrie mondiale.

La segmentation axiale se lit également sur les profils topographiques longitudinaux de l'axe (*fig. 11.11*) qui montrent les ondulations bathymétriques définissant parfaitement une segmentation d'ordre 2. Les centres des segments sont toujours plus élevés que les extrémités qui s'approfondissent vers les **zones de fracture** ou vers les **OSC** (*Overlapping Spreading Center*) avec des amplitudes toujours plus marquées pour les dorsales lentes. Les segments de l'axe de la dorsale Atlantique ont ainsi une forme typique en sablier, les extrémités de segments étant plus larges, plus profondes et plus tectonisées que les centres de segments toujours plus étroits (*fig. 11.14*).

 Voir fig. 9.5 et 9.6

Figure 11.11 Coupes bathymétriques longitudinales de l'axe des dorsales atlantique et pacifique, et représentation de l'AMC (Axial Magma Chamber).

Les coupes A, B, C montrent la segmentation définie par les longueurs d'onde des variations de la profondeur axiale. Les chiffres 1 et 2 indiquent l'ordre de la segmentation : ordre 1 pour les grandes zones de fracture dont le nom est indiqué, et ordre 2 pour les discontinuités moins importantes (*adapté de Macdonald, 1982*). AMC désigne le réflecteur sismique du toit de la chambre magmatique (*Axial Magma Chamber*). Le profil sismique (D) a été réalisé le long de la dorsale Est-Pacifique sud entre 19°06'S et 19°02'S (vitesse des ondes P = 4,5 km/s). Il montre le réflecteur de la base de la couche 2A, très marqué et continu, et en dessous le réflecteur de l'AMC, à profondeur variable, interrompu par endroits (*document J. Sinton, M. Cormier, LDGO, 1993*).



Encart 11.8 – Les OSC (Overlapping Spreading Center)

Les segments d'ordre 1 sont eux-mêmes découpés en segments de deuxième ordre, de 50 à 10 km de long, par des zones de fracture mineures (*fig. 11.11*) ou par des discontinuités qui décalent l'axe de quelques kilomètres seulement, comme les **OSC (Overlapping Spreading Center)** correspondant à des relais de l'axe des dorsales rapides montrant un

recouvrement latéral des deux zones axiales (*fig. 11.12*). Il est à noter que le réflecteur du toit de la chambre magmatique disparaît systématiquement au niveau des OSC. Il s'agit donc de **structures moins actives du point de vue magmatique** que les segments eux-mêmes.

Cette segmentation morphologique s'accompagne d'une **segmentation chimique**. De nombreuses études ont montré que les teneurs en éléments traces ou les compositions isotopiques des basaltes des dorsales suivent remarquablement le découpage des segments.

Ceci montre que la segmentation des dorsales a une origine profonde et correspond aussi à une **segmentation à grande échelle du manteau supérieur**, de nature chimique et probablement thermique. Sous les segments de différents ordres, on trouverait des remontées de **diapirs de manteau chaud** présentant elles-aussi une segmentation organisée de façon comparable. Comme la segmentation d'ordre 2 est beaucoup plus marquée pour les dorsales lentes, les diapirs y sont vus

comme des structures petites et discontinues. En revanche, sous les dorsales rapides, où les segments d'ordre 2 peuvent dépasser 100 km de long, on envisage l'existence de remontées mantelliques plus vastes, intéressant des zones axiales beaucoup plus étendues.

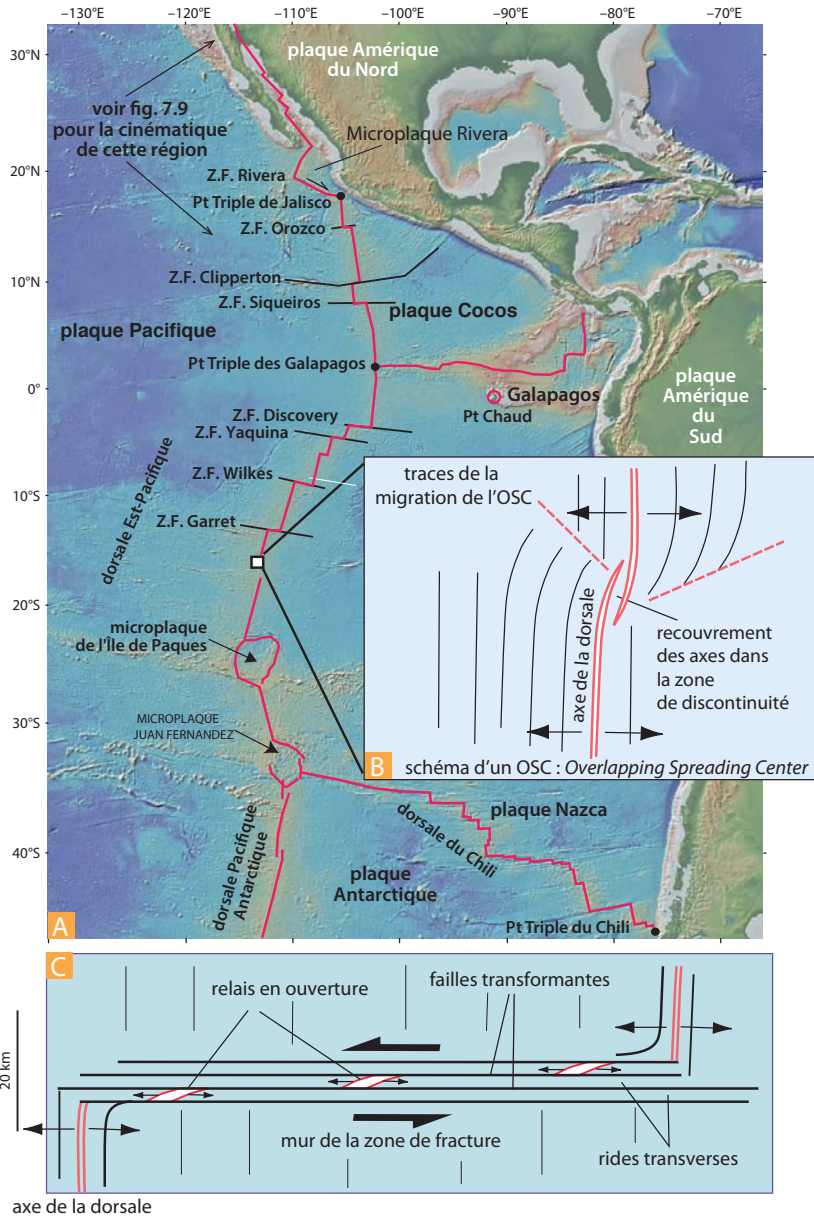


Figure 11.12 Quelques traits importants des structures tectoniques de la dorsale Pacifique.

A. Carte de l'axe de la dorsale, et position des principales failles transformantes et des microplaques. Cartographie réalisée avec GeoMapApp, version 3.3.9. <http://.geomapapp.org>. Lamont-Doherty Earth Observatory Columbia University.

B. Schéma d'un OSC, discontinuité d'ordre 2 dans la segmentation de l'axe de la dorsale Pacifique.

C. Schéma d'une zone de fracture (par exemple Garret, Wilkes ou Siqueiros) montrant les relais en ouverture et les failles transformantes multiples, témoins d'une tectonique au sein d'une lithosphère chaude et mince. On se reportera à la fig. 9.1 pour un exemple de l'aspect réel de la bathymétrie (Z.F. Siqueiros).

Encart 11.9 – Les diapirs mantelliques à l'axe des dorsales lentes : des structures non permanentes

Les **diapirs** sous l'axe des dorsales lentes peuvent voir leur activité décroître en quelques millions d'années. En conséquence, le segment rétrécit le long de l'axe au profit de segments voisins plus actifs volcaniquement. Les discontinuités axiales migrent donc le long de l'axe au cours du temps (fig. 11.13). Il en résulte que dans la bathymétrie de la dorsale, les limites hors-axe des segments peuvent présenter des formes losangiques très particulières, comme

c'est le cas dans l'Atlantique Nord entre 20 °N et 30 °N. Ces formes rhomboédriques ont été analysées en détail, ce qui a permis de montrer, par les anomalies magnétiques, qu'un segment peut croître et disparaître en 3 à 10 millions d'années (fig. 11.13). Les affleurements de manteau dénudés sont fréquents le long des discontinuités rhomboédriques, signalant ainsi la migration des segments.

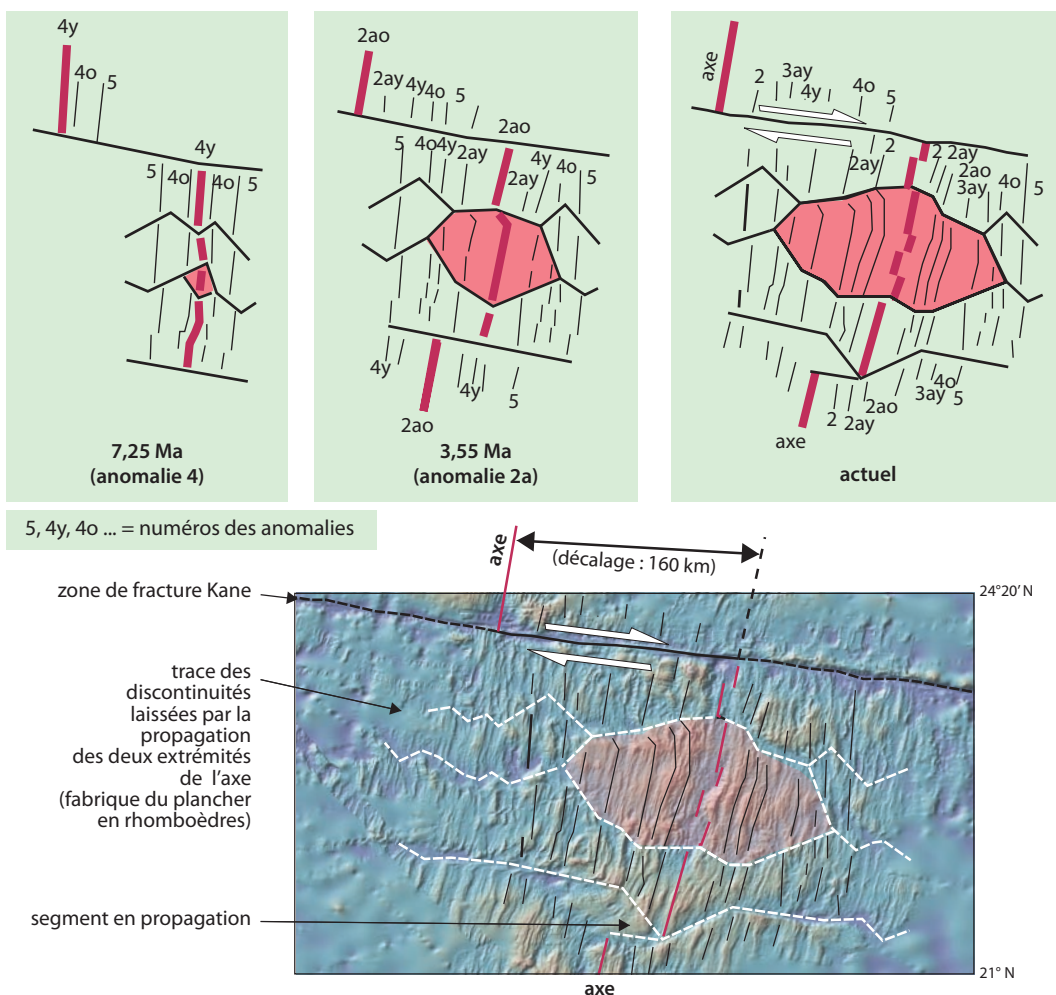


Figure 11.13 Évolution de l'axe de la dorsale Atlantique depuis 7,25 Ma au sud de la zone de fracture Kane (23°N).

La figure montre comment un segment de dorsale croît par propagation de ses extrémités le long de l'axe. Il en résulte une structure rhomboédrique caractéristique du plancher de l'Atlantique dans cette région. Les linéations et les chiffres correspondent aux anomalies magnétiques (d'après les travaux de P. Gente et al., 1998).

11.5 LES ZONES DE FRACTURE ET LES FAILLES TRANSFORMANTES

Les failles transformantes des dorsales représentent la partie mécaniquement active des zones de fracture, c'est-à-dire le lieu où deux plaques couissent l'une contre l'autre. Elles assurent du point de vue cinématique, la transformation d'un mouvement en ouverture d'un segment d'axe à un autre. Elles se signalent par une importante activité sismique. En général cette activité tectonique de la dorsale est la seule qui puisse être détectée au loin, les séismes en faille normale à l'axe étant de faible magnitude.

Encart 11.10 – Failles transformantes et cinématique

Le rôle des failles transformantes dans les reconstitutions cinématiques a déjà été souligné au chapitre 7. Rappelons ici que les grandes zones de fracture de l'Atlantique (Romanche, St Paul, Vema, Kane, Charlie Gibbs) sont **héritées du pré-découpage du continent** avant l'ouverture océanique. Leur présence n'est donc pas liée à des changements de vitesse d'ouverture le long de l'axe, et l'on

peut considérer que la distance actuelle entre les axes est sensiblement celle du décalage initial. En d'autres termes, une **faille transformante majeure ne s'agrandit pas**. Ceci ne concerne pas les décalages de l'axe de moindre importance (ordre 2 et 3 de la segmentation), qui peuvent apparaître en réponse à des changements cinématiques locaux (*fig. 11.13*).



Voir fig. 7.13

Du point de vue morphologique, les zones de fracture comprennent une vallée bordée par deux murs plus ou moins marqués et accentués par la présence de rides, dites transverses comme dans le cas de la ZF Vema, figure 11.6 (elles sont transverses au « grain » de la dorsale). La zone active se marque par des sillons et de petites rides dans le fond de la vallée (*fig. 11.14*). Les observations directes dans quelques zones de fracture ont montré l'existence d'un nombre limité de failles actives, parallèles ou en relais, indiquant que le mouvement a bien une expression en surface très localisée, comme dans le cas des grandes structures continentales équivalentes (faille Nord-Anatolienne, faille El Pilar, faille Alpine) (*fig. 11.1*).



Voir fig. 6.5

L'intersection avec l'axe se marque, au moins dans le cas de l'Atlantique, par un bassin profond, le **bassin nodal**, où le volcanisme est beaucoup moins intense qu'ailleurs le long de l'axe. Sur les flancs du bassin nodal affleurent souvent des **gabbros et des serpentinites foliés résultant d'une exhumation tectonique** (*fig. 11.14*). Une ride, dite ride médiane, est parfois présente dans la vallée transformante, à proximité des intersections (cas de la faille de Vema, *fig. 11.6*), elle est constituée de sédiments et de socle soulevé, mais jamais de roches volcaniques récentes.

La longueur de la zone active, donc du décalage des axes, peut atteindre 900 km, comme dans le cas de la zone de la Romanche en Atlantique central, ou la zone El Tanin dans le Pacifique sud. En général, les décalages sont moindres : 320 km pour la faille de Vema et 160 km pour la faille de Kane. Cette longueur de la zone active détermine en fait la différence d'âge de la lithosphère au niveau des intersections. Plus le décalage est important et plus l'âge de la lithosphère faisant face à l'axe actif de la dorsale sera élevé. Il en résulte qu'en raison de la subsidence thermique abaissant la profondeur du plancher de la lithosphère âgée, les reliefs aux intersections seront très marqués pour les décalages les plus importants (*fig. 11.14*).



Voir fig. 4.13

Les zones de fracture dans le Pacifique ont une structure différente de celles des océans à expansion lente. En effet, en raison d'un coulissage plus rapide le long de la zone de transformation, les écarts entre les âges des deux compartiments sont moindres et le mouvement se fait dans une lithosphère moins épaisse. Il en résulte que la déformation est moins localisée (il n'y a pas de « mur » lithosphérique), la zone de déformation est donc plus large. Comme dans le cas de la zone transformante de Garret ou de Siqueiros (*fig. 11.12*), il existe alors plusieurs failles parallèles séparées par des petits tronçons d'axe, fonctionnant comme des relais extensifs. Rappelons enfin que ces zones de fracture fournissent des **coupes naturelles** de lithosphère océanique (Vema, Kane), permettant des observations capitales pour comprendre les mécanismes de formation des océans (*fig. 11.6* et *11.15*).



Voir fig. 9.1

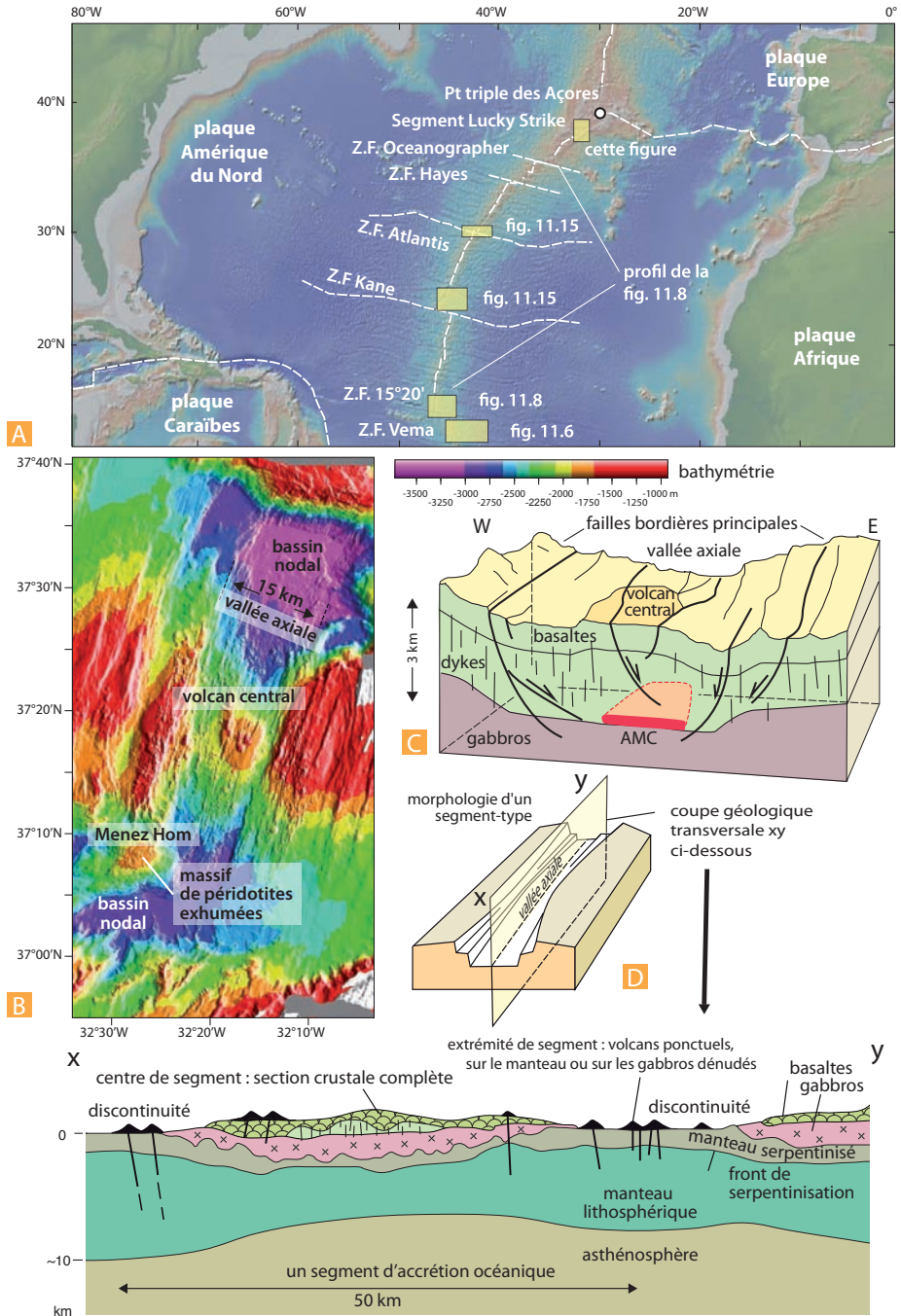
Figure 11.14
La segmentation et les
chambres magmatiques
des dorsales lentes :
exemple de l'Atlantique
central au sud
des Açores.

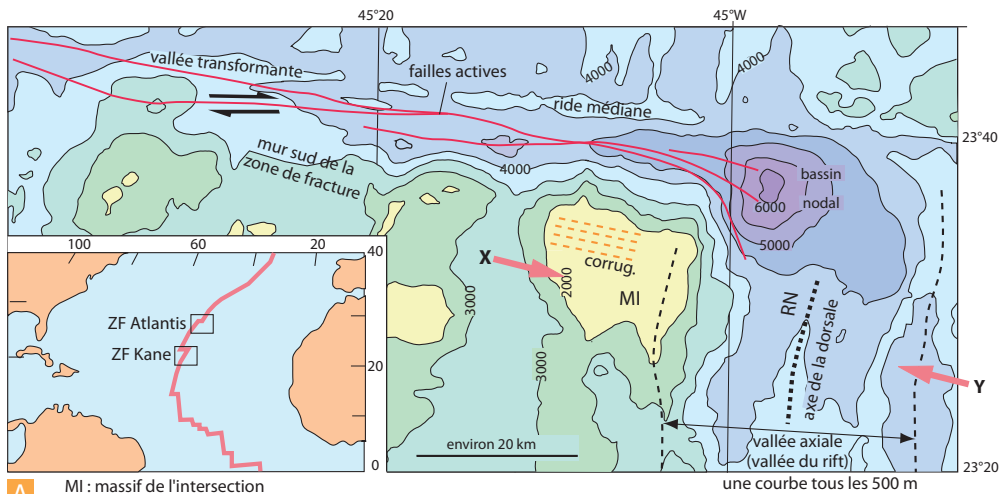
A. Carte montrant la position des zones de fracture de l'Atlantique central et la situation du segment Lucky Strike au sud des Açores. Cette région est caractérisée par une forte productivité magmatique en raison de sa proximité avec le point chaud des Açores.

B. Carte bathymétrique du segment Lucky Strike levée par Y. Fouquet *et al.* lors de missions de l'Ifremer et de l'Insu (CNRS) en 1994. La longueur totale de ce segment est d'environ 50 km. Il a une forme en sablier caractéristique avec un volcan central. Aux extrémités, le manteau est dénudé (massif du Menez Hom).

C. Bloc-diagramme montrant la position du réflecteur sismique du toit de la chambre magmatique (AMC : Axial Magma Chamber) détecté lors d'une campagne de sismique réflexion au niveau du volcan central du segment Lucky Strike. La chambre mesure 3 km de large ; elle s'allonge sur 7 km sous l'axe et se trouve à 3 km de profondeur (d'après Singh *et al.*, 2006)

D. Bloc-diagramme d'un segment type (notez sa forme en sablier) et coupe géologique correspondante.





A MI : massif de l'intersection
 RN : ride néovolcanique (alignement des volcans les plus récents dans la vallée axiale)
 corrug. : direction des corrugations

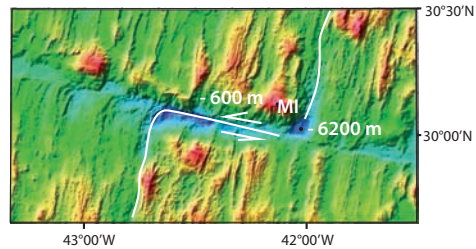
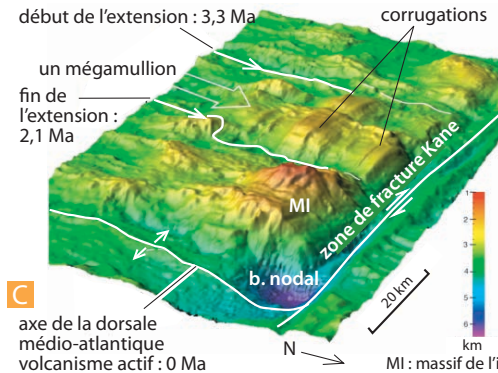
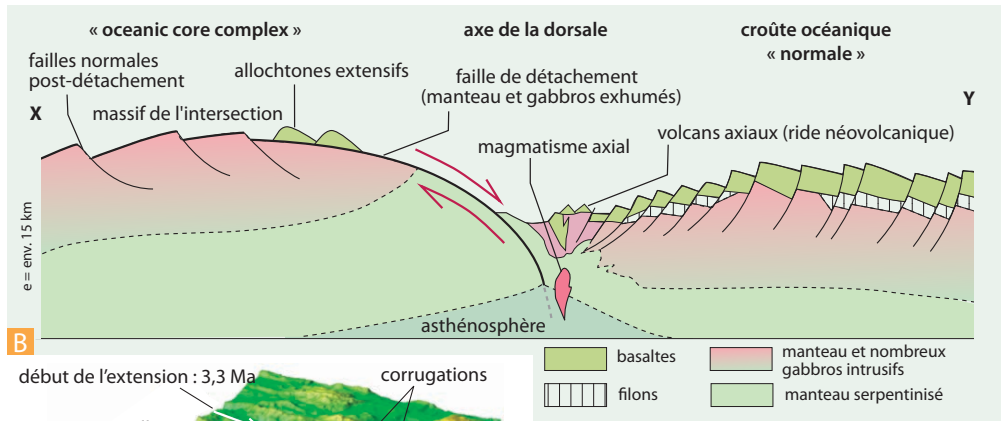


Figure 11.15 Tectonique des dorsales lentes et exhumation des roches profondes aux intersections axe-faille transformante.

A. Carte de l'intersection entre l'axe de la dorsale et la faille transformante Kane. Notez le bassin nodal et le massif de l'intersection (MI). Localisation de la coupe XY en B.

B. Coupe XY montrant l'exhumation de la croûte profonde et du manteau sur les flancs du massif d'intersection oriental de la zone de fracture Kane, le long d'une faille de détachement. Par analogie avec les **Metamorphic Core Complexes** aboutissant à l'exhumation des roches métamorphiques profondes, les massifs d'intersection constituent des **Oceanic Core Complexes (OCC)**.

C. Vue 3D des massifs d'intersection de la zone de fracture Kane (à gauche) et de la zone de fracture Atlantis (à droite) montrant des méga-cannelures d'échelle kilométrique (corrugations) interprétées comme la trace de grandes failles normales formant la surface des OCC (documents : B. Ildefonse et D. Blackmann). Notez la profondeur des bassins nodaux et l'importante amplitude des reliefs liés à l'exhumation du manteau et des gabbros (de -6 200 m à -600 m).

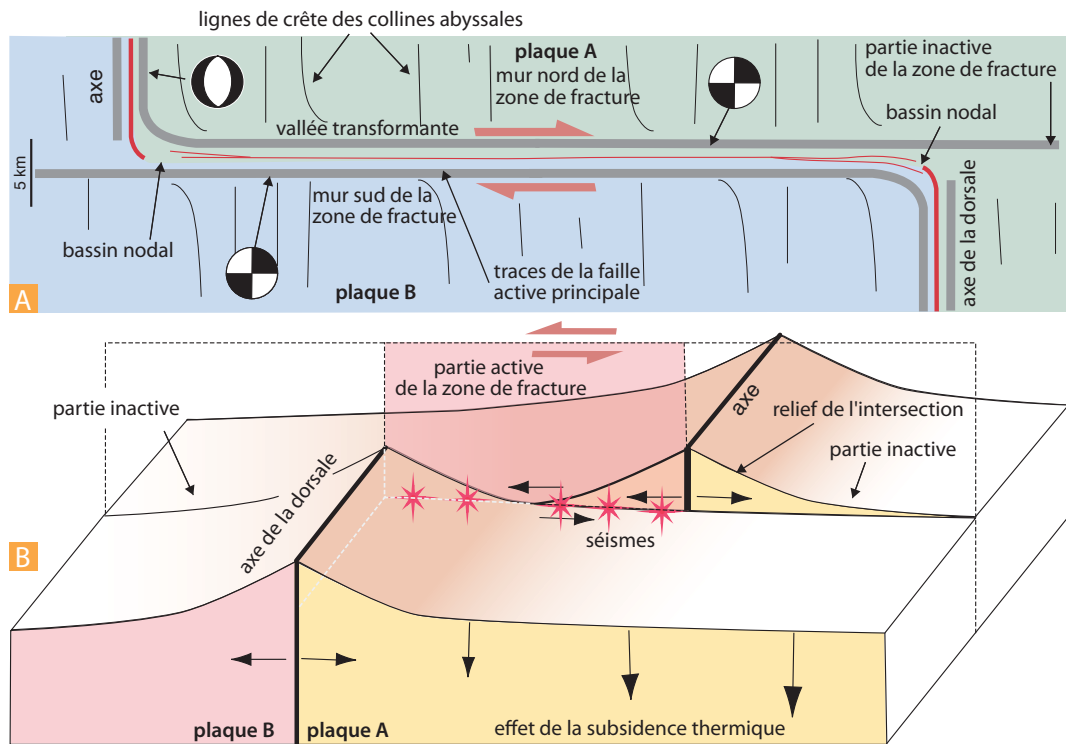


Figure 11.16 Les zones de fracture et les failles transformantes océaniques.

A. Tectonique active et morphologie.

B. Origine des reliefs (notez les sens des mouvements opposés, dextre en A et sénestre en B).

Le relief général observé aux intersections axe-faïlle transformante peut être expliqué par une subsidence thermique différentielle en raison du décalage d'âge entre l'axe et le mur opposé. Localement, dans le cas des massifs d'intersection, les causes de la présence d'un relief très contrasté peuvent être plus complexes : réponse flexurale au fonctionnement des failles normales exhumant les roches profondes (fig. 11.15) ou soutien dynamique par des flux de manteau.

11.6 LES STRUCTURES PARTICULIÈRES : PROPAGATEURS, MICROPLAQUES, JONCTIONS TRIPLES, INTERACTION AVEC LES POINTS CHAUDS

Nous venons de montrer qu'il ne faut pas voir l'axe des dorsales comme une structure simple et continue. Les discontinuités d'ordre 2 correspondent dans de nombreux cas à des limites de croissance de segments : on parle de **limites en propagation**. C'est le cas pour des extrémités de segments en Atlantique, mais également pour les **OSC** dont on a pu montrer qu'ils migrent eux-aussi le long de l'axe, parfois à des vitesses supérieures à celle de l'accrétion océanique.

Le long de la dorsale du Pacifique, des dédoublements de l'axe permettent l'isolement de petites plaques entièrement océaniques, très mobiles, en rotation rapide (fig. 11.11). Ces microplaques sont situées à des intersections particulières, l'une avec la dorsale du Chili (**microplaque de l'île de Pâques**), l'autre avec la ligne chaude Juan Fernandez (**microplaque Juan Fernandez**). Enfin, au niveau du raccord avec la dorsale Cocos-Nazca (**fossé de Hess**) une structure proche d'une microplaque est présente (**microplaque des Galapagos**). Du fait de la migration de la dorsale pacifique vers l'ouest, la dorsale Cocos-Nazca est en propagation permanente dans le flanc de cette dernière, mais la jonction entre les deux axes n'est pas formellement réalisée.

Encart 11.11 – La migration des OSC

Dans la plupart des cas, la migration des OSC ou des extrémités de segments des dorsales lentes se fait sans changement d'orientation en restant au cœur de la zone axiale. On a montré que le long des dorsales intermédiaires comme Juan de Fuca ou Cocos-Nazca, la migration peut se faire avec des sauts d'axe et des ré-orientation de l'accrétion, ce qui conduit à des motifs géométriques complexes dans les anomalies magnétiques, décryptés il y a une vingtaine d'années. L'abandon de certains segments d'axe actif s'accompagne du transfert de parties de lithosphère d'une plaque à l'autre et de l'apparition de linéations structurales et magnétiques obliques très caractéristiques (**propagating rifts et pseudo-faults**).



Voir fig. 6.47

Les dorsales interagissent fortement avec les points chauds. Les études montrent que les points chauds de l'Atlantique (Islande, Açores, Tristan da Cunha) sont assez fermement ancrés sous la dorsale ce qui permet de penser que **la convection dans le manteau supérieur sous la dorsale est capable de « capter » les panaches plus profonds.** On pense aujourd'hui qu'ils sont ancrés vers 700 km. Dans le Pacifique, la question est débattue et plusieurs types d'interaction sont possibles. Les magmas émis par les lignes chaudes à quelques centaines de kilomètres de la dorsale ont souvent des caractères de type MORB appauvri, c'est-à-dire voisins de ceux des dorsales, ce qui indique des interactions fortes.



Voir fig. 9.5



Voir chap. 17

11.7 L'HYDROTHERMALISME DES DORSALES

L'exploration des dorsales océaniques a notablement modifié notre vision du milieu océanique. L'axe des dorsales est, à espacement en général régulier, le site du développement de **colonies animales utilisant à la base de leur cycle biologique, une énergie chimique, sans recours à la photosynthèse.** Ces colonies s'établissent sur des sorties de fluides très chauds (jusqu'à 450 °C), les **fumeurs**, riches en composés minéraux. Il s'agit d'eau de mer qui, pénétrant dans les fissures du plancher axial, se réchauffe au contact des roches proches de la chambre et remonte dans un cycle convectif. Ces sorties de fluide se marquent également par la présence de constructions minérales par précipitation chimique (**cheminées ou dômes**) (fig. 11.17). Les fluides chauds précipitent la pyrite et la chalcopyrite, les fluides moins chauds précipitent l'anhydrite, la silice, le fer, le manganèse (couleurs variées : ocre, jaune, rouge, brun, blanc, noir ; les particules d'oxyde de manganèse donnent la coloration noire du panache des fumeurs). La composition en **oxydes polymétalliques** peut atteindre 29 % de zinc, 6 % de cuivre et 0,5 % d'argent.



Voir chap. 23

De tels dépôts hydrothermaux fossiles, liés aux ophiolites existent à (Chypre, en Oman et dans les Alpes piémontaises où ils ont été partout exploités).

La circulation hydrothermale très efficace conduit au lessivage et l'altération des basaltes de la couche 2 (les eaux se chargent en Fe, Mn, Zn, Cu, Ba, Ca, Si...) Des réactions et précipitations complexes, principalement au cours de la remontée, appauvrissent les eaux en certains éléments chimiques (les eaux des sources sont pratiquement dépourvues de magnésium à leur sortie). La découverte des bouches hydrothermales sur la ride du Pacifique-Est a ainsi révolutionné les modèles de bilan géochimique de l'océan. Les analyses des eaux des sources hydrothermales ont montré, par exemple, que l'hydrothermalisme est pour l'océan le **principal flux sortant de magnésium** et permis ainsi de boucler le bilan océanique de cet élément. De plus, il y a migration de produits volatils (³He, SO₂, CH₄) issus des magmas sous-jacents. La dorsale est donc un lieu de **dégazage du manteau.**

L'hydrothermalisme se rencontre également dans les régions où le manteau a été exhumé, directement sur les péridotites. C'est le cas proche de l'axe (site Rainbow, Atlantique) où les fluides sont chauds (350-400 °C) et où précipitent des oxydes métalliques, mais également à 50 km de l'axe où les fluides « froids » (90-20 °C) sont issus de la serpentinitisation du manteau (précipitation de carbonates). C'est le cas du site Lost City proche de la ZF Atlantis qui est un bon analogue pour la genèse des ophicalcites.

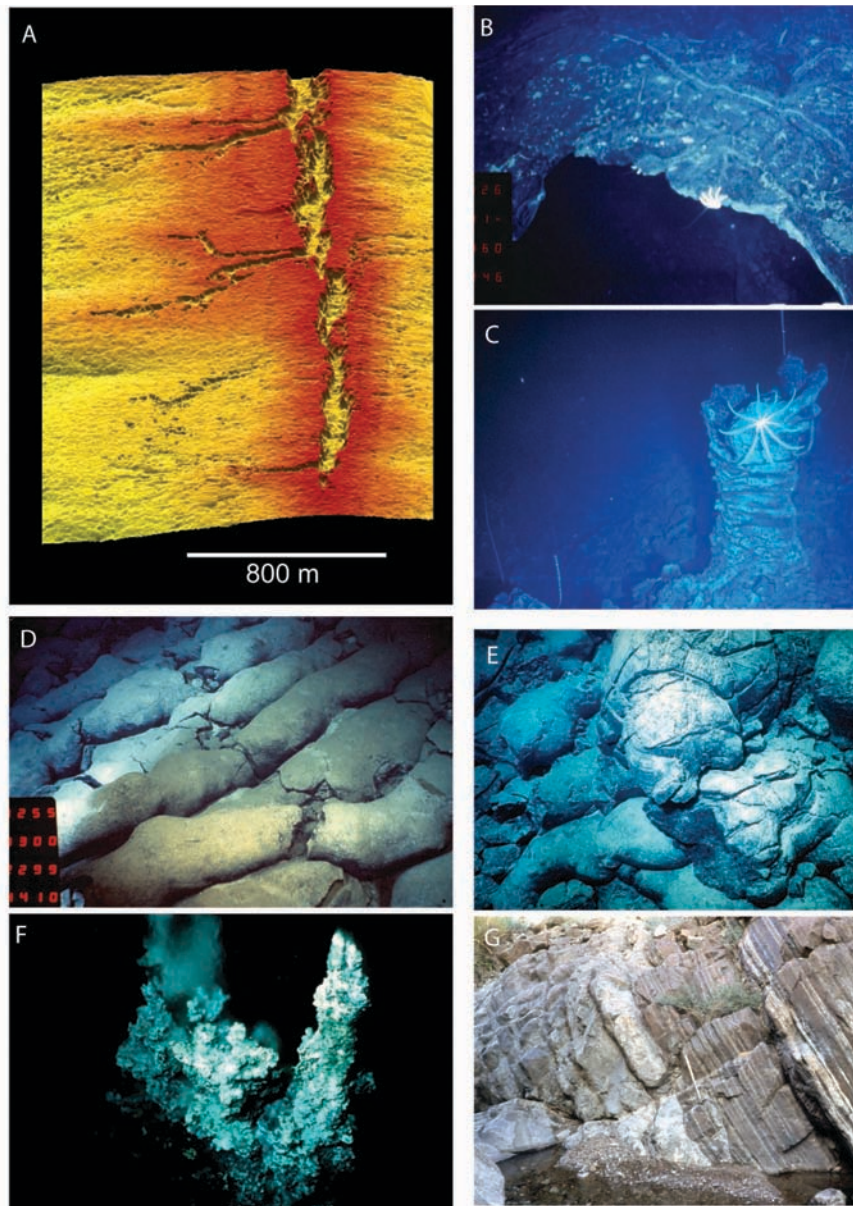


Figure 11.17 Les dorsales océaniques : illustrations de quelques processus axiaux.

A. Vue en trois dimensions de la structure du sommet du dôme axial de la dorsale Est-Pacifique à 17°S. La fissure axiale correspond au toit effondré d'un immense lac de lave qui s'est vidé par les chenaux latéraux. Microbathymétrie par engin sous-marin autonome (AUV *Abe*, USA, document M. Cormier, 2003).

B. et C. Toit et pilier du lac sommital observés en plongée au niveau de la fissure en A (*mission Naudur*, JM Auzende et al., 1994). Photo : Ifremer.

D. Les tubes de lave sont fréquents à l'axe des dorsales rapides. Ils témoignent d'une production magmatique élevée et quasi permanente, et sont associés à de nombreuses formes volcaniques caractéristiques comme les lacs de lave (A, B, C). Photo : Ifremer.

E. Pillow lavas observés au sommet de la coupe de la zone de fracture Vema en 1988 (*fig. 11.5*). Photo : Ifremer.

F. Le fumeur blanc White Lady photographié au fond de la vallée axiale de la dorsale principale du bassin nord-fidjien. Photo : Ifremer.

G. Les gabbros lités de l'ophiolite d'Oman. Ils sont issus de la cristallisation d'une chambre magmatique de dorsale rapide (encart 11.5). Photo : B. Ildefonse.

Voir fig. 10.2

Au voisinage de bouches hydrothermales s'épanouissent des formes étranges de vie complètement insoupçonnées (les premières furent découvertes en 1977 sur la dorsale des Galapagos), comprenant notamment des vestimentifères (*Riftia*), et des bivalves, des Vésicomydés blanchâtres, géants (25 à 30 cm) à chair rouge (hémoglobine), du genre *Calyptogena* et des *Bathymoldiola*. Il existe aussi des vers tubicoles blancs aux tentacules rouges, longs de 3 cm, les *Alvinella*. À l'origine de la chaîne alimentaire se trouvent des **chimiobactéries** (certaines résistent à une température de 110 °C) qui produisent du soufre et des sulfates par oxydation d' H_2S . L'énergie libérée permet l'assimilation de CO_2 sans avoir recours à la photosynthèse. Les organismes supérieurs se nourrissent directement ou indirectement de ces bactéries.

Pour certains (Corliss *et al.* 1981) il serait possible que ces sources hydrothermales sous-marines aient été le site de la synthèse de composés organiques qui donnèrent naissance aux premiers êtres vivants.

En conclusion, on estime qu'environ un tiers de la chaleur produite par la création de nouvelle lithosphère est absorbé dans la circulation hydrothermale et qu'environ 500 000 millions de tonnes d'eau de mer circulent par an dans la croûte océanique : toute la masse des océans y serait donc recyclée en huit millions d'années. **L'eau de mer jouerait ainsi le rôle fondamental d'échangeur thermique et géochimique entre le manteau et la croûte.**

À retenir

- ▶ Les dorsales sont des bombements de grande amplitude, dominant le fond océanique d'environ 2 000 m, en position médiane (Atlantique) ou excentrée (Pacifique), sièges de la création de la nouvelle lithosphère océanique. Elles présentent un flux de chaleur anormalement élevé et un ralentissement de la vitesse des ondes, marques de la présence d'un matériel plus chaud et moins dense (fusion très partielle des péridotites, 10 à 20 % au maximum, à la suite d'une remontée adiabatique du manteau). Les magmas produits sont homogènes et de type MORB.
- ▶ Les ophiolites sont des massifs de lithosphère océanique mis à l'affleurement par obduction qui, en permettant des observations de la base de cette lithosphère jamais atteinte par sondage (site 504B), apportent des renseignements sur le fonctionnement magmatique des dorsales. On en distingue deux types en fonction de la nature du manteau résiduel après la fusion partielle : celles dont le manteau résiduel est de type lherzolitique et à croûte réduite, témoin d'une fusion partielle faible (Alpes) et celles dont le manteau résiduel est de type harzburgitique (à croûte épaisse) témoin d'une fusion plus importante (Oman).
- ▶ Les zones de fractures océaniques (type Vema), en décalant des parties de lithosphère d'âge différent (donc de profondeurs différentes), donnent aussi accès, par plongée, à des coupes de lithosphère montrant la succession classique : péridotites serpentinisées, gabbros, complexe filonien et basaltes en coussins.
- ▶ En fonction des taux moyens d'ouverture océanique on distingue les dorsales lentes (et ultra-lentes) et les dorsales rapides. Cette différence de fonctionnement se traduit dans la morphologie : rift axial pour les premières et bombement axial pour les secondes. La tomographie sismique montre que les dorsales lentes sont plus froides et présentent une lithosphère plus épaisse (d'un facteur 10) que les dorsales rapides. La présence d'une chambre magmatique importante a été mise en évidence pour les dorsales rapides de façon commune (réflecteur AMC, *Axial Magma Chamber*). En revanche, un seul segment le long de la dorsale médio-atlantique à proximité du point chaud des Açores a révélé la présence d'un réflecteur sismique correspondant au toit d'une petite chambre magmatique de 7×3 km, située à 3 km de profondeur.

Partie III ■ La dynamique de la lithosphère océanique

- L'accrétion océanique à l'axe des dorsales lentes s'effectue selon deux modes : avec production de magma (rift symétrique) ou avec exhumation du manteau et faille de détachement aboutissant la formation d'un OCC (*Oceanic Core Complex*).
- L'axe des dorsales est découpé en segments d'importance variable. Les segments d'ordre 1 (plusieurs centaines de kilomètres) sont limités par les grandes fractures (telles Romanche, Kane, Vema, dans l'Atlantique) dont la partie sismiquement active constitue les failles transformantes. Des fractures mineures ou des discontinuités (OSC, *overlapping spreading center*) créent des segments d'ordre 2 (50 à 100 km) en relation avec des diapirs mantelliques chauds. Des dédoublements de l'axe de la dorsale pacifique permettent l'isolement de microplaques entièrement océaniques (Iles de Pâques, Juan Fernandez).
- Les dorsales interagissent fortement avec les points chauds. Ainsi dans l'Atlantique les points chauds d'Islande, des Açores et de Tristan da Cunha sont « ancrés » sur la dorsale traduisant la capacité de la convection du manteau supérieur sous la dorsale à capter les panaches plus profonds.
- Enfin l'axe de la dorsale est le siège d'un important hydrothermalisme (émission de fluides minéralisés chauds, les fumeurs) à partir duquel se développe une faune utilisant une chaîne alimentaire basée sur la chimiosynthèse. La dorsale est un lieu fondamental d'échanges thermique et géochimique entre le manteau, la croûte et l'hydrosphère.