

LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE :

PLAINES ABYSSALES, BASSINS ARRIÈRE-ARC ET POINTS CHAUDS

MOTS-CLÉS

- ▶ Lithosphère, asthénosphère, subsidence thermique, subduction spontanée.
- ▶ Serpentinisation, hydrothermalisme sous-marin.
- ▶ Plaines abyssales, bassins marginaux, bassins arrière-arcs, bassin Nord-Fidjien.
- ▶ Points chauds, panache mantelliques, chaîne Hawaii-Empereur.
- ▶ LIP (*Large Igneous Provinces*), MORB, ligne chaude.

Dans ce chapitre, nous étudierons les caractéristiques de la **lithosphère océanique** présente au niveau des **plaines abyssales** et des **bassins océaniques arrière-arcs** et les « anomalies » volcaniques et bathymétriques dues aux **points chauds** correspondants aux **îles et rides océaniques asismiques**.

10.1 LES PLAINES ABYSSALES

10.1.1 La subsidence thermique

La lithosphère océanique est créée à l'axe des dorsales puis subit une translation par le mouvement des plaques qui la conduit à former le soubassement des plaines abyssales. Au moment de sa création, son sommet se trouve alors à $-2\ 500$ m en moyenne, ce qui correspond à l'équilibre mécanique entre trois forces principales :

- le poids de la croûte et sa flottabilité sur le manteau ;
- la poussée verticale due au flux montant de l'asthénosphère ;
- la réponse flexurale de la plaque à la traction latérale exercée par l'expansion.

Partie III ■ La dynamique de la lithosphère océanique

On sait que dans la lithosphère la chaleur n'est évacuée que par conduction. En s'écartant du centre d'accrétion, la lithosphère se refroidit donc progressivement, sa densité augmente et par réajustement isostatique, elle s'enfoncé. On observe donc une subsidence des fonds océaniques.

Ce phénomène explique **la profondeur moyenne des plaines abyssales**. Cette observation essentielle n'a été confirmée qu'à partir du moment où l'on a pu dater les fonds océaniques de façon systématique par les anomalies magnétiques.

L'analyse conjointe de la bathymétrie et des anomalies magnétiques de l'Atlantique et du Pacifique a ainsi montré qu'il existe une relation simple entre la profondeur du plancher océanique et son âge : P étant la profondeur d'eau en mètres et t l'âge de la croûte exprimé en millions d'années (Ma), on a :

$$P = 2\,500 + 350 \cdot t^{1/2} \text{ m} \quad (1)$$

Cette équation se traduit par une droite dans un diagramme où l'on porte la profondeur en fonction de la racine carrée de l'âge (*fig. 10.1 C*).

En raison de la perte de chaleur par conduction, le flux thermique moyen au niveau des fonds océaniques diminue quand on s'éloigne de la dorsale. Sclater et Francheteau ont montré en 1970 qu'il y a une corrélation entre la valeur du flux thermique et l'âge de la lithosphère océanique, (le flux varie en $1/t$, *fig. 10.1*). Le gradient de température au sein de la lithosphère dépend donc de son âge : son épaisseur également puisque la base de la lithosphère est une isotherme. La loi empirique qui régit l'épaisseur (z en km) de la lithosphère océanique en fonction de l'âge (t en millions d'années) est également simple :

$$z = 9 \cdot t^{1/2} \text{ km} \quad (2)$$

Ce qui donne, par exemple, 9 km pour l'épaisseur d'une lithosphère de 1 Ma, et 45 km pour une lithosphère âgée de 25 Ma.

Encart 10.1 – Apports et pertes de chaleur parasites

La relation (1) et par voie de conséquence la relation (2) ne sont vérifiées en fait que jusqu'à 60 millions d'années ; au-delà, les données s'écartent de la droite théorique en $t^{1/2}$. Ceci traduit un apport supplémentaire de chaleur soit par une convection annexe par des rouleaux convectifs perpendiculaires à l'axe des dorsales sous les plaques comme vu au chapitre 4 (*fig. 4.11*), soit par un échauffement

dû au glissement de la plaque, soit en raison d'un flux de manteau ascendant (*superwell* du Pacifique). Près des axes, la circulation hydrothermale vient refroidir la lithosphère et l'on assiste à une nette diminution du flux par rapport à des valeurs théoriques (*fig. 10.1 A*). Ce point a posé problème dès les premières mesures, il a été résolu par la découverte des sources hydrothermales.



Voir fig. 8.9

La lithosphère océanique s'épaissit donc par transformation progressive de manteau asthénosphérique qui se refroidit. Si l'on considère l'équilibre global du système lithosphère-asthénosphère, il faut remarquer que la croûte océanique, moins dense que l'asthénosphère aura tendance à faire flotter la lithosphère. En revanche, l'épaississement lithosphérique aux dépens du manteau asthénosphérique, plus léger initialement, aura tendance à la faire s'enfoncer. On peut considérer que **l'âge de 30-40 millions d'années correspond à l'équilibre de flottabilité**.

Avant cet âge, la plaque flotte facilement, au-delà, la plaque a tendance à s'enfoncer dans le manteau. En fait, cet enfoncement n'est pas immédiat et se produit bien au-delà de cette limite car la plaque est maintenue en surface par sa rigidité et par les liaisons avec les autres plaques. Mais ceci explique qu'au bout d'un certain âge, la lithosphère océanique plonge naturellement dans le manteau. Ce phénomène correspond à la **subduction spontanée** telle qu'elle se produit sous l'arc des Mariannes par exemple (âge de 170-160 Ma).



Voir fig. 22.18

En dehors de quelques ophiolites, il n'existe pas de fonds océaniques plus âgés que 180 millions d'années sur la Terre, la lithosphère océanique est perpétuellement recyclée dans le manteau depuis les origines de la Terre.

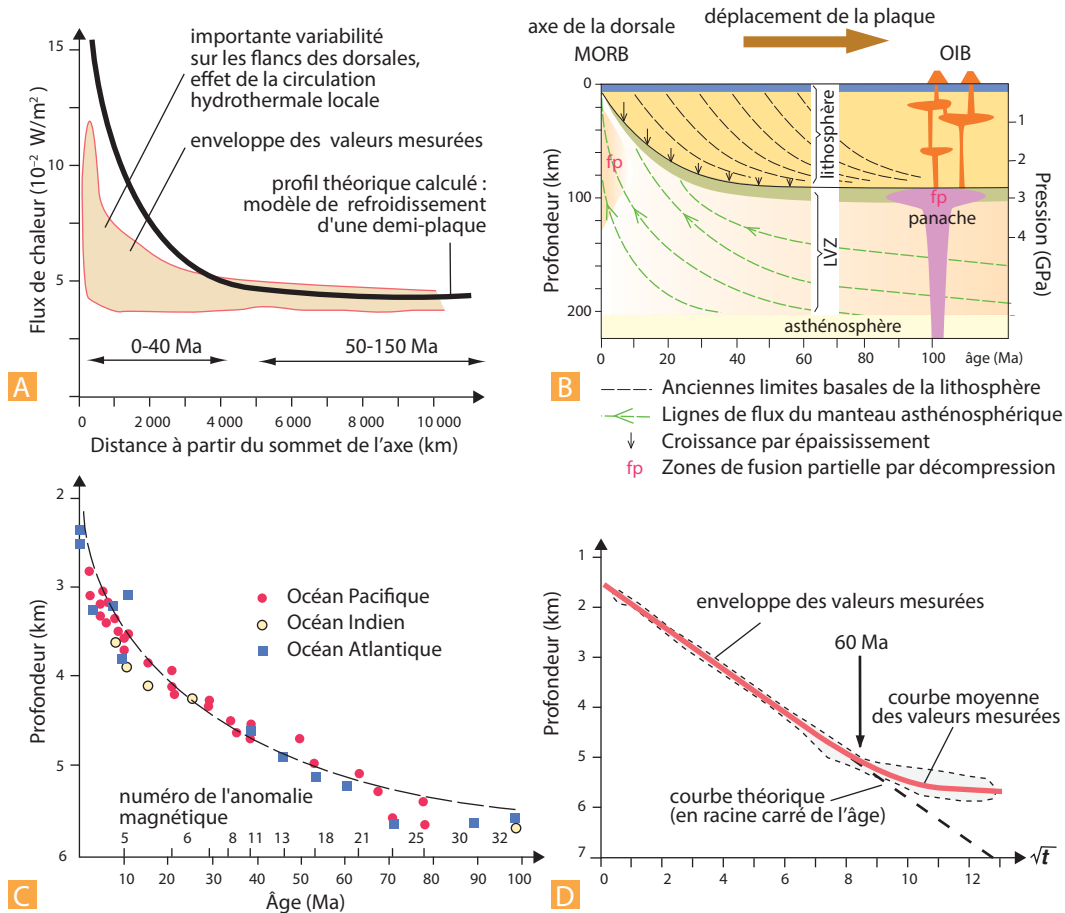


Figure 10.1 Évolution de la lithosphère océanique : la subsidence thermique.

- A.** Courbe âge-profondeur des fonds océaniques montrant la subsidence thermique.
- B.** Schéma montrant la croissance basale de la lithosphère océanique avec l'âge (épaississement) par refroidissement de l'asthénosphère au droit d'une dorsale. Dans le cas du Pacifique, il y a réchauffement par des panaches et maintien à une épaisseur constante de 100 km à partir de 60-80 Ma.
- C.** Courbe théorique du flux thermique océanique et écart des mesures près de l'axe de la dorsale en raison de la circulation hydrothermale.
- D.** Courbe des profondeurs en fonction de la racine carrée de l'âge (d'après J. Sclater et J. Francheteau, 1970 ; Kennet, 1982 ; Nicolas, 1990 ; et Juteau et Maury, 1999).

10.1.2 Évolution chimique de la lithosphère océanique

Lors de son parcours de la dorsale à la fosse de subduction, la partie supérieure de la plaque océanique subit une profonde transformation chimique. Celle-ci débute dans la région axiale par l'hydrothermalisme de haute température qui bouleverse les associations minéralogiques initiales par hydratation et échanges d'ions en réponse à la circulation active de l'eau de mer dans ce système très fracturé.


Voir chap. 11,
fig. 11.11 et
tab. 11.2

Les phénomènes essentiels sont le passage dans le **faciès amphibolite** puis **schistes verts** des gabbros, des filons et de certains basaltes, et la **serpentinisation** du manteau (sous l'axe des dorsales lentes) jusqu'à des profondeurs importantes, probablement de plusieurs kilomètres. Il en résulte une modification chimique globale de la croûte et du manteau, déjà effective sur les flancs de la dorsale : augmentation globale de la teneur en eau par cristallisation des amphiboles et des chlorites métamorphiques, augmentation de la teneur globale en Na, K, et Si des roches.

À cela s'ajoute d'une part l'altération basse température, qui agit durant les dizaines de millions d'années que dure le parcours des plaques, et d'autre part l'accumulation des sédiments dont la composition, loin de l'axe, est souvent différente de celle de la croûte océanique (sédiments terrigènes par exemple).

Au total c'est un ensemble chimiquement bien différent de sa composition initiale qui retourne donc au manteau dans les zones de subduction.

Peu à peu, le recyclage de la lithosphère modifie ainsi la composition globale du manteau terrestre.


Voir chap. 5

10.2 LES BASSINS OCÉANIQUES MARGINAUX OU ARRIÈRE-ARCS


Voir fig. 9.6

La tectonique du Pacifique-Ouest est marquée par l'affrontement entre la plaque Pacifique et les plaques Australie au sud et Eurasie au nord. Cette région se caractérise par le développement remarquable de fosses océaniques (Kermadec-Tonga, Nouvelles-Hébrides (ou Vanuatu), Salomon, Bonin, Mariannes, Philippines, Japon, Kouriles). Mais elle se caractérise avant tout par l'existence de **bassins océaniques marginaux**, ou **arrière-arcs** (car situés en arrière des arcs insulaires actifs) qui sont, pour la plupart le siège, d'une **ouverture océanique active**, en arrière de la zone de subduction.


Voir fig. 12.13

Il est vraisemblable que, dans la plupart des cas, leur naissance se fasse par déchirure au sein même d'un arc volcanique. On voit ce processus se développer à l'heure actuelle au nord du bassin des Mariannes. Celui-ci se propage en effet activement par **rifting intra-arc** vers le nord, dans l'arc des Bonins. On observe également la propagation du bassin de Lau vers le Sud, dans une région où le bassin du Havre « ouvre » en deux parties l'île nord de Nouvelle-Zélande. En revanche, il n'est pas prouvé que l'ouverture de la mer du Japon (aujourd'hui inactive) soit à relier avec la subduction sous le Japon.


Voir fig. 9.6

Ces bassins sont en général très jeunes, **moins de 10 Ma**, et ont le plus souvent une géométrie linéaire qui montre que leur **ouverture est contrôlée tectoniquement par la dynamique de la subduction**. C'est le cas pour le bassin des Mariannes orienté N-S en arrière de l'arc du même nom et le bassin de Lau orienté N-S également en arrière de l'arc des Tonga (*fig. 10.2*). Ce bassin est de faible profondeur (2-3 km) en forme de trapèze (longueur de 1 000 km, largeur de 200 km au sud et de 450 km au nord). Il fut le premier bassin marginal à avoir été interprété comme le résultat d'une extension (depuis 3-5 Ma) et d'une ouverture océanique active à travers un arc volcanique (Karig, 1970).

Dans la région du sud-ouest Pacifique, la plaque Pacifique s'enfonce vers l'ouest le long de la fosse des Tonga-Kermadec. Vers le sud cette zone de subduction devient oblique le long de la marge de l'île Nord de Nouvelle-Zélande, avant de passer à la zone de collision décrochante de Nouvelle-Zélande où se trouve la faille transformante Alpine. Dans la partie nord de la région, c'est à l'inverse la plaque Australie qui plonge vers l'est sous le Pacifique le long des fosses du Vanuatu, du Sud Salomon et de Nouvelle-Bretagne. Vers le nord, cette zone de subduction passe à la zone de collision décrochante de Nouvelle-Guinée.

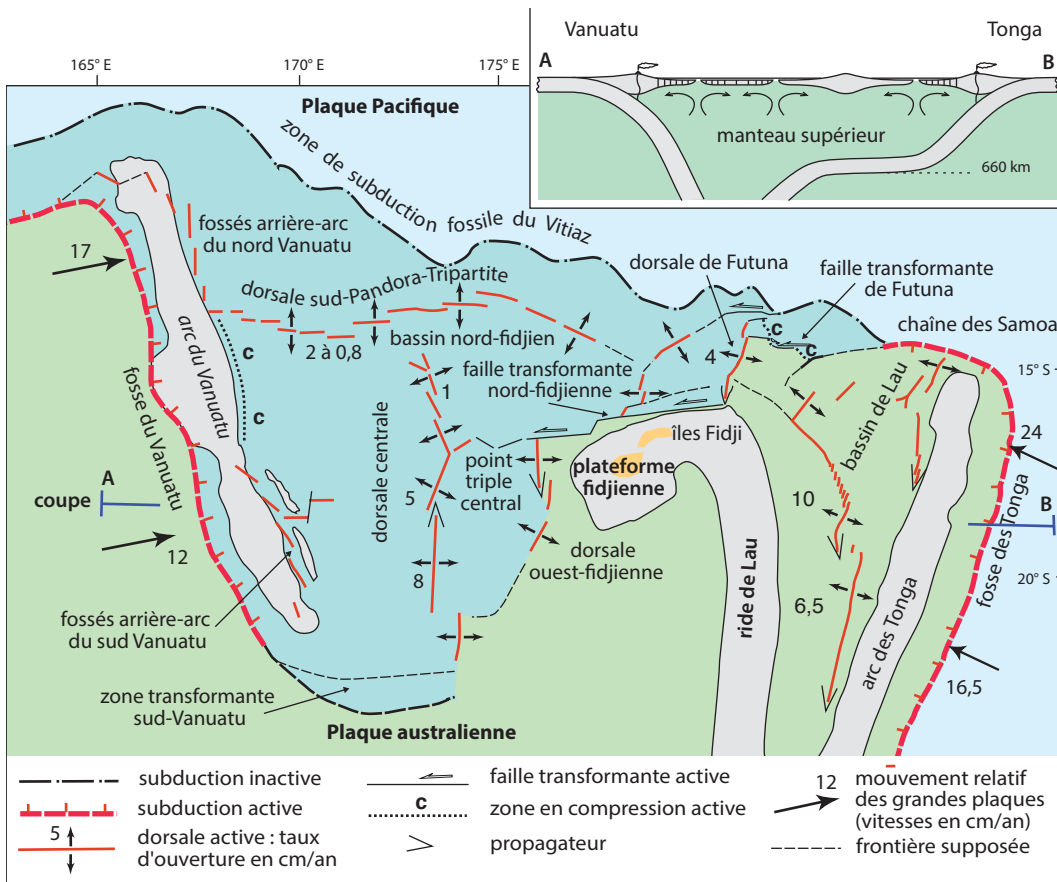


Figure 10.2 Les dorsales et subduction dans la région du bassin nord-fidjien et du bassin de Lau.

Coupe A-B montrant les subductions du Vanuatu et des Tonga à vergence opposée et la géométrie particulière du panneau (*slab*) Tonga qui devient horizontal sous le bassin nord-fidjien.

Encart 10.2 – Le bassin nord-fidjien : le plus grand bassin marginal au monde

La région du Sud-Ouest Pacifique comprend le plus grand bassin marginal de la Terre, le bassin nord-fidjien (fig. 10.2). De forme triangulaire, il est caractérisé, pour un océan de cette taille, par un nombre important d'axes océaniques actifs et de très nombreux points triples et propagateurs, ce qui traduit la présence d'une convection très active en profondeur. Entre ce bassin et le bassin de Lau, le N/O l'*Atalante* découvrait, en mars 2000, une dorsale active de 200 km de long dans les eaux françaises (TOM de Wallis et Futuna) ; la dorsale Futuna, élément extensif actif dans la zone de frontière décrochante Pacifique-Australie, entre les

subductions de Tonga et du Vanuatu (fig. 10.2). Ceci en fait la dorsale active la plus proche des côtes françaises habitées (un segment de la dorsale sud-est indienne se trouve aussi à environ 50 km des îles françaises Saint-Paul-Amsterdam au sud de l'océan Indien). Des projets d'exploitation des ressources minérales liées aux très nombreux sites hydrothermaux présents le long de cette dorsale sont en cours d'étude, et des permis d'exploitation ont été déposés. L'Ifremer est actif dans ces domaines, en collaboration avec des sociétés australiennes, canadiennes et japonaises.

La composition chimique des basaltes des bassins arrière-arc est en général de type MORB, mais présente des anomalies négatives en Nb qui sont la marque des zones de subduction. Ceci signifie que le manteau qui est sollicité sous l'axe des dorsales de ces bassins a été **métasomatisé auparavant par des fluides lors de la subduction**.

10.3 LES ÎLES OCÉANIQUES, RIDES ET POINTS CHAUDS

Les points chauds actifs sont des anomalies sur la lithosphère océanique ou continentale où ils constituent des pointements sur lesquels s'entassent d'épaisses venues magmatiques, en dehors des zones actives des frontières de plaques.

Ils sont représentés soit par des îles volcaniques actives plus ou moins isolées (Réunion) ou par de grands volcans à l'extrémité de chaînes de monts sous-marins (Hawaï-Empereur), soit par des épanchements continentaux plus ou moins volumineux (Cascades, Massif Central français, Eifel, *fig. 10.3*). Les points chauds ont laissé des traces fossiles remarquables lors de l'histoire de la Terre, les trapps du Dekkan par exemple à la limite Crétacé-Tertiaire ou les épaisses accumulations magmatiques, formant aujourd'hui le plateau de la mer des Caraïbes, émises au cours du Crétacé ou le plateau d'Ontong-Java dans le Pacifique (**grandes provinces magmatique, Large Igneous Provinces ou LIP**, *fig. 10.3*).

Encart 10.3 – Points chauds et mobilité lithosphérique

Le mouvement de la plaque Pacifique a pu être décrit et daté grâce aux études radiochronologiques effectuées sur les laves de la chaîne de volcans d'Hawaï-Empereur (l'âge des laves augmente régulièrement au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'archipel actif).

La présence du coude Hawaï-Empereur témoigne d'un changement cinématique important pour le Pacifique (et donc pour l'ensemble du globe) aux alentours de 40-45 Ma. La ride de Louisville dans le Pacifique Sud présente une géométrie voisine et montre également une inflexion vers 45 Ma, ce qui permet de confirmer la cohérence du modèle cinématique et la notion de rigidité des plaques. Trois alignements sont reconnus en Polynésie, ils sont également dans la direction du mouvement de la plaque Pacifique déterminé par la chaîne d'Hawaï-Empereur. Il s'agit des alignements des Australes-Cook, de la Société, et de Pitcairn-Gambier. Chacun possède un groupe de volcans actifs à son extrémité SE, respectivement : le volcan Macdonald dont l'émer-

est prochaine (– 40 m seulement sous le niveau de la mer), le groupe de Méhetia près de Tahiti, et un groupe sous-marin voisin de Pitcairn.

D'autres chaînes de guyots et d'atolls du Pacifique présentent des géométries semblables, mais les âges des laves ne sont pas aussi progressifs et aussi bien répartis que sur les rides précédentes. Les points chauds peuvent donc être relativement éphémères, ce qui conduit à une géométrie et une chronologie localement difficile à décrypter.

Enfin, en Atlantique, l'analyse des chaînes de volcans mis en place par le point chaud de Tristan da Cunha a permis de montrer la mobilité de la dorsale. Ajoutons de plus que le déport actuel systématique des points chauds de l'Atlantique sud vers l'est de la dorsale, traduit également une mobilité de celle-ci vers l'ouest, depuis 30 Ma environ, ce qui est à relier d'ailleurs à une accélération de la convergence Nazca-Amérique du Sud et de la surrection des Andes.

V. Courtillot et ses collaborateurs ont proposé en 2003 une mise au point sur les points chauds (*fig. 10.4*). Selon eux, il convient de distinguer les points chauds majeurs, qui sont caractérisés par cinq critères :

1. l'existence de trapps à l'impact ;
2. la présence d'une chaîne de volcans ;
3. un flux thermique élevé ;


Voir fig. 7.10


Voir fig. 9.6


Voir fig. 7.11
et 9.6

4. des rapports élevés en $^4\text{He}/^3\text{He}$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, marqueurs du caractère primitif de la source ;
5. une zone à moindre vitesse des ondes S à la transition manteau supérieur-manteau inférieur.

Selon ces critères, on dénombre six points chauds majeurs. Trois sont dans le Pacifique. L : Louisville, H : Hawaï, E : Easter (île de Pâques). Trois sont dans la région indo-atlantique. A : Afar, R : la Réunion, T : Tristan da Cunha. À cette liste de points chauds majeurs s'ajoute l'Islande, qui est un cas à part car sa connexion avec le manteau profond n'est pas prouvée formellement. Deux groupes de trois panaches alimentant ces points chauds sont ancrés de façon quasi fixe à la bordure des deux super-panaches Pacifique et Afrique. Ces deux groupes dérivent l'un par rapport à l'autre à vitesse très faible. Des panaches secondaires plus instables prennent naissance à l'endroit où les super-panaches s'écrasent au niveau de la limite manteau inférieur-manteau supérieur. Ils alimentent les points chauds mineurs.

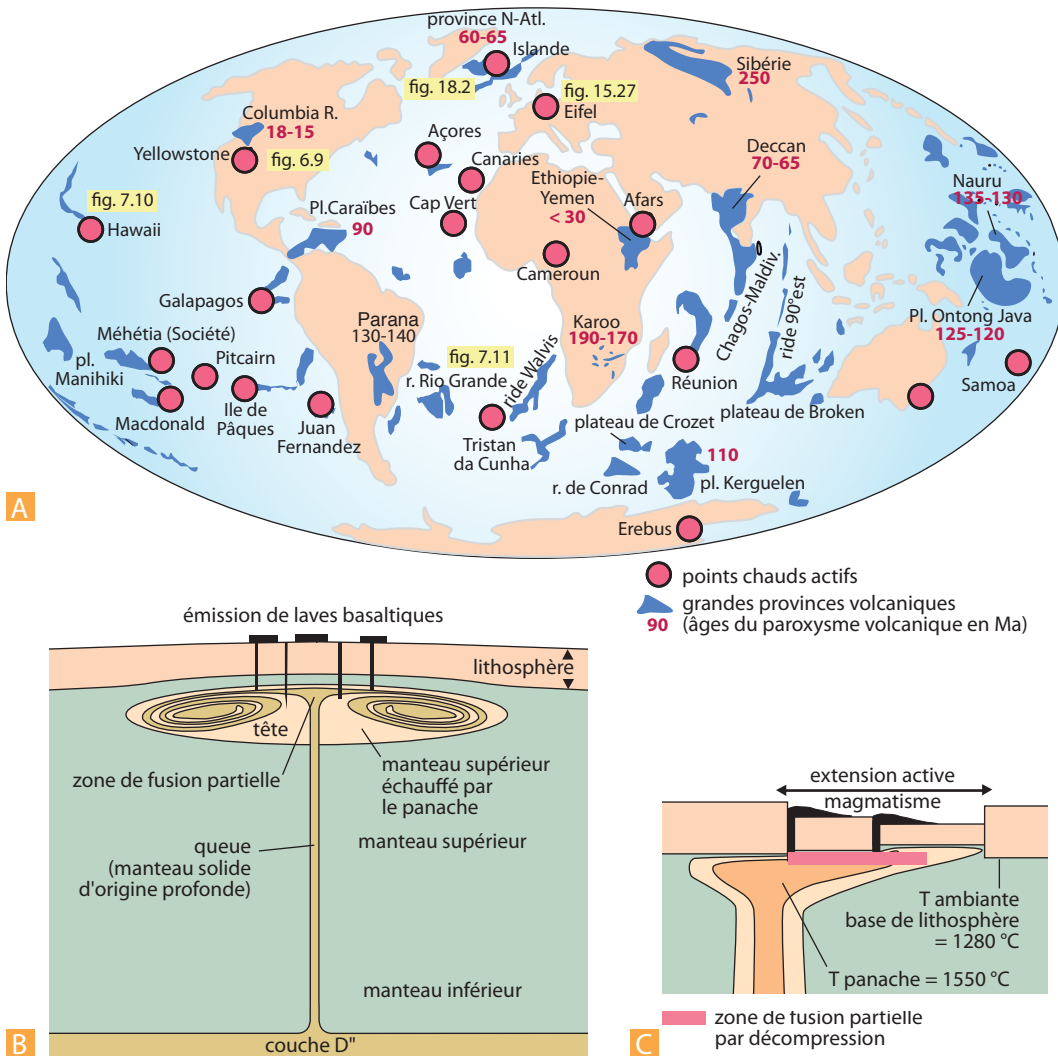


Figure 10.3 Les points chauds.

- A.** Localisation des points chauds actifs et des grandes provinces ignées (*Large Igneous Provinces, LIP*). Situation de quelques cartes de détail figurant dans cet ouvrage.
- B.** Coupe théorique d'un panache.
- C.** Interférence extension-panache favorisant la mise en place de laves de point chaud pendant le rifting. Application aux marges continentales passives volcaniques.

À la notion de point chaud, il convient d'ajouter celle de **ligne chaude**. À la différence des lignes de points chauds, sur ce type d'alignement, **plusieurs émissions volcaniques peuvent être actives en même temps à de grandes distances**.

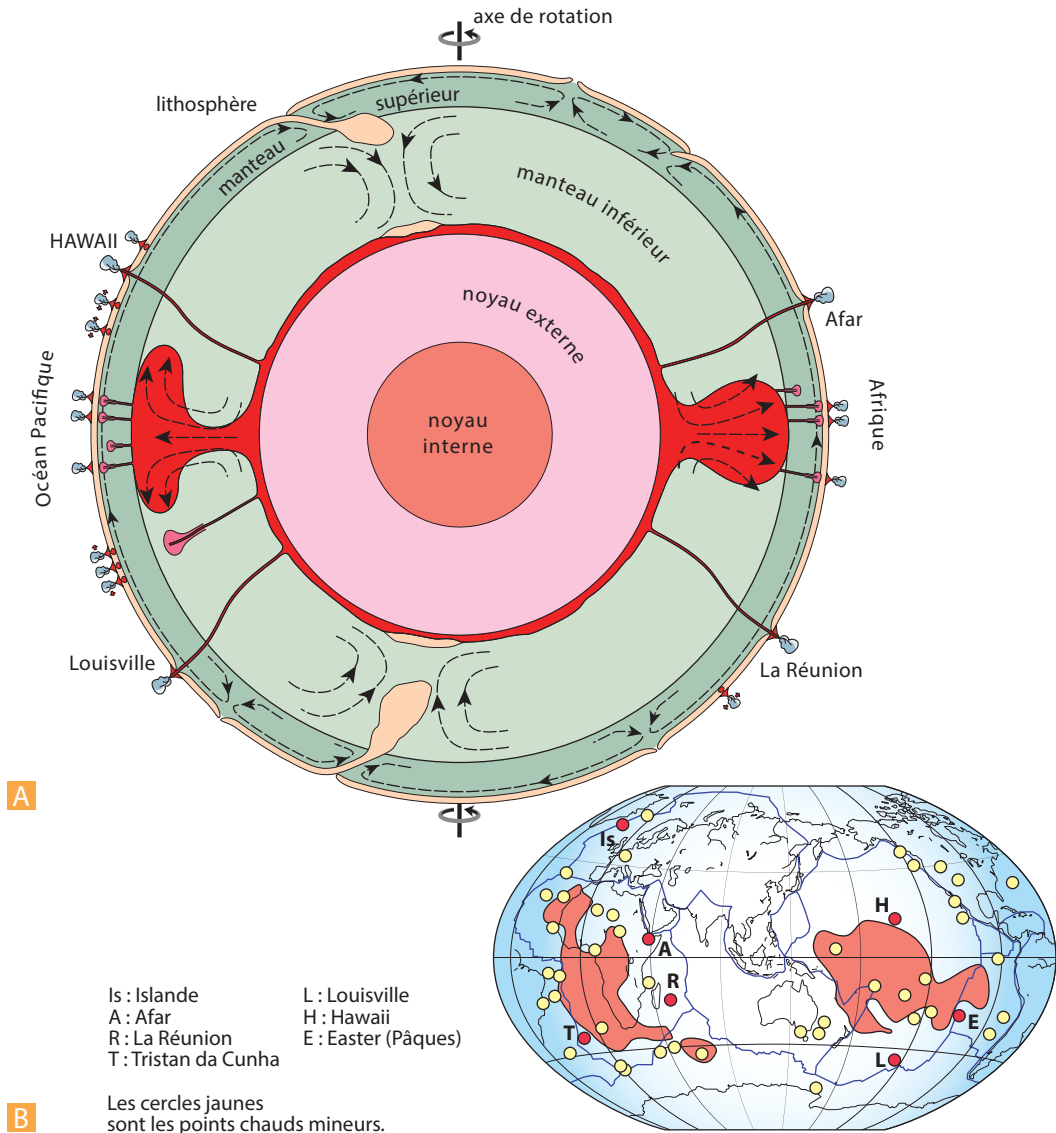


Figure 10.4 Les points chauds : relation avec le manteau inférieur.

A. Coupe du globe montrant le modèle de circulation interne de V. Courtillot (2003) où deux masses de manteau inférieur chaud forment deux super-panaches opposés (super-panaches Pacifique et Afrique). Les points chauds majeurs sont la manifestation de deux groupes de trois panaches ancrés de façon quasi fixe à la bordure des deux super-panaches.

B. Répartition des points chauds majeurs et mineurs par rapport aux anomalies de vitesse du manteau inférieur. Les anomalies de vitesse délimitent les deux super-panaches sous le Pacifique et sous l'Afrique. (Tomographie sismique de la base du manteau inférieur). (Voir compléments sur les Figs. 6.34 et 8.9).

La ligne volcanique indiquerait toujours la direction absolue du mouvement de la plaque, mais sa présence traduirait l'existence d'une convection du manteau à petite échelle, orthogonale à l'axe de la dorsale. La première ligne chaude décrite est située sur la plaque Nazca entre l'île de Pâques et la fosse

du Chili-Pérou (ligne Juan Fernandez-Sala y Gomez), son orientation est E-W. D'autres structures, sur la plaque Pacifique pourraient s'y rapporter, comme la chaîne de la Fondation récemment découverte.



Les laves mises en place dans les points chauds sont des basaltes caractérisés par une composition chimique **alcaline**, c'est-à-dire par un enrichissement en éléments incompatibles (alcalins, terres rares légères) (basaltes OIB : *Ocean Island Basalt*). Pour cette raison, elles se distinguent nettement des basaltes mis en place au niveau des dorsales, caractérisés par un chimisme appauvri en incompatibles, de type **MORB**. Ceci implique que la source des magmas est à rechercher dans le manteau inférieur. Les points chauds constituent de ce fait l'expression de surface de remontées de manteau solide profond, les « panaches », subissant à la fin de leur ascension une fusion partielle modérée, source des magmas. Au cours de leur remontée, les panaches peuvent présenter des turbulences, et incorporer alors des parties du manteau supérieur qu'ils traversent. La signature géochimique peut alors être complexe et risque d'évoluer au cours du temps.



Rappelons que l'étude de la flexure de la lithosphère autour des îles volcaniques comme celle d'Hawaï a permis de définir la notion de lithosphère élastique et d'en donner les caractéristiques principales.

Encart 10.4 – Pourquoi les points chauds ?

Les deux grands panaches mantelliques profonds et stables de notre globe sont situés sous l'Afrique et sous le Pacifique central. Ils prennent naissance à la base du manteau inférieur, au niveau de la couche D". Les raisons pour lesquelles certaines régions du manteau inférieur sont plus chaudes que d'autres font actuellement débat. L'évacuation de la chaleur du noyau terrestre (chaleur résiduelle de formation et chaleur latente de cristallisation de la graine) est un des moteurs invoqués

pour l'instabilité entre le noyau et le manteau au sein de la couche D". L'accumulation de matériaux crustaux recyclés au sein du manteau lors des subductions successives depuis 2 Ga et déstabilisant la couche D" est également évoquée. La composition de ces résidus de plaque, potentiellement enrichis en éléments radioactifs (potassium, uranium, thorium), est cohérente avec les signatures isotopiques particulières dans les laves épanchées en surface.

À retenir

- ▶ En s'écartant du centre d'accrétion (la dorsale), la lithosphère océanique se refroidit progressivement, sa densité augmente et par réajustement isostatique, elle s'enfonce (subsidence des fonds océaniques). Il existe une relation simple entre la profondeur du plancher océanique (P en m) et son âge (t en Ma) :

$$P = 2\,500 + 350 \cdot t^{1/2} \text{ m}$$

- ▶ Un âge de 30-40 millions d'années correspond à l'équilibre de flottabilité. Avant cet âge, la plaque flotte facilement, au-delà, la lithosphère qui s'épaissit par transformation progressive du manteau asthénosphérique qui se refroidit, a tendance à s'enfoncer dans le manteau (subduction spontanée).
- ▶ Dans le Pacifique Ouest, il existe des zones d'ouverture océanique active en arrière des zones de subduction qui donnent naissance à des bassins océaniques marginaux ou arrière-arcs comme le bassin nord-fidjien. La géométrie (linéaire) de l'ouverture est en grande partie contrôlée par la dynamique de la subduction.
- ▶ Les points chauds actifs sont des anomalies sur la lithosphère océanique au niveau desquelles s'entassent d'épaisses venues volcaniques. On distingue les chaînes volcaniques où la baisse

Partie III ■ La dynamique de la lithosphère océanique

régulière de l'activité éruptive traduit la mobilité lithosphérique (chaîne Hawaï-Empereur), les lignes chaudes où les émissions volcaniques peuvent être contemporaines à de grandes distances (ligne Juan Fernandez-Sala y Gomez) et les grandes provinces volcaniques (*Large Igneous Provinces* ou LIP) comme le plateau de la mer des Caraïbes ou le plateau d'Ontong-Java dans le Pacifique.

- On distingue maintenant sept points chauds majeurs qui prennent naissance à la bordure des super-panaches sous le Pacifique et sous l'Afrique. Les panaches secondaires prennent naissance au niveau où le sommet des super-panaches s'écrase sous le manteau supérieur.