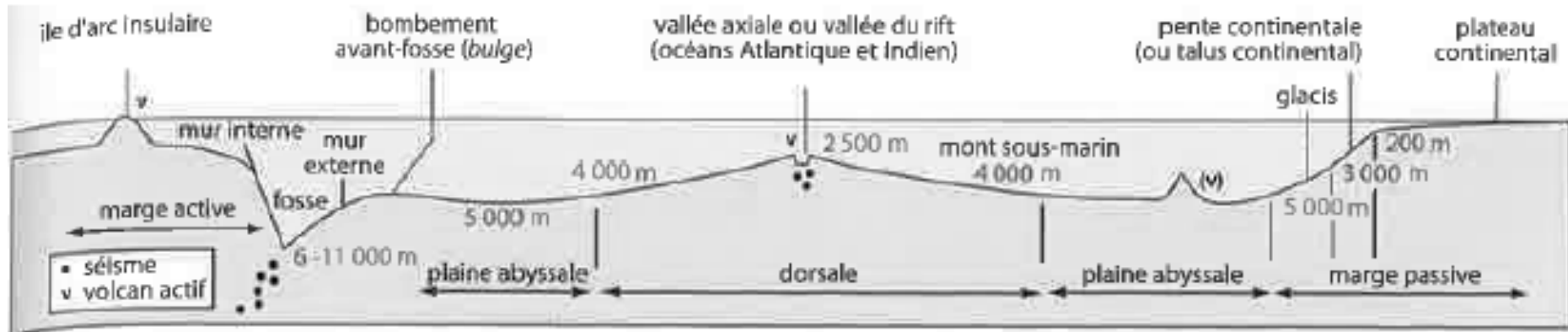


LE CONTEXTE GEOLOGIQUE DE DORSALE ET LES MARGES PASSIVES

UNE BATHYMETRIE CARACTERISTIQUE

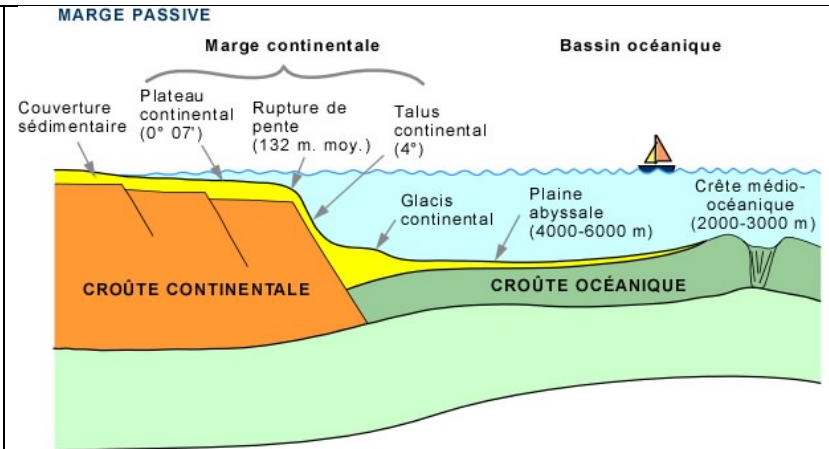


Coupe à travers un domaine océanique Marge active (à g.), dorsale (au centre) et marge passive (ou stable) (à d.).

La marge continentale comprend le plateau continental, le talus continental (pente plus forte, profondeur 100 à 200m) et le glacis continental.

Une marge est dite passive, quand la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique DIRECTE AU SEIN DE LA MÊME PLAQUE LITHOSPHERIQUE : existence d'une zone de transition entre une croûte océanique et une croûte continentale appelé TOC (transition océan-continent)

Pas d'activité sismique et tectonique significative.



- Relief généralement symétrique large de 2 000 à 3 000 kilomètres.
- Profondeur moyenne de – 2500m (mais exception existe : Islande : plancher de la dorsale océanique émergé !)
- La morphologie de la dorsale également caractérisée par une dépression étroite et localisée : la vallée axiale (ou rift) qui est liée au fonctionnement de failles normales.

Cette vallée est d'autant plus marquée que le bombement et l'activité magmatique sont faibles : cas des dorsales lentes.

UN FLUX THERMIQUE ANORMALEMENT ELEVE

Les dorsales libèrent, et de loin, le plus de chaleur avec une puissance parfois supérieure à $500 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ sur une surface dont la largeur dépend de la vitesse d'expansion.. Flux de chaleur anormalement élevé, (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).

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.

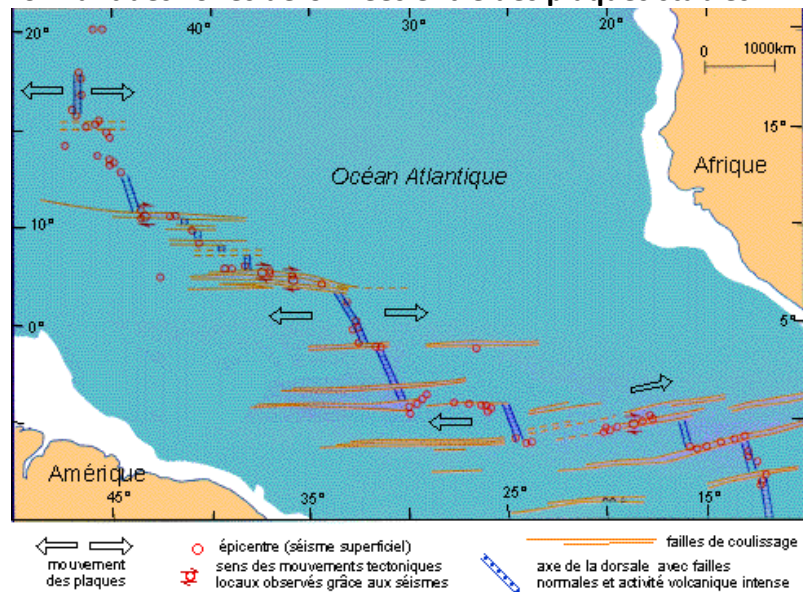
L'équation du flux s'écrit:

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

avec K = conductivité thermique,
et dT = différence de température en °C dans l'intervalle de profondeur dZ.

DES FOYERS SISMQUES SUPERFICIELS A L'AXE DE LA DORSALE ET LE LONG DES FAILLES TRANSFORMANTES

Au niveau des dorsales médio-océaniques, les séismes ont des foyers superficiels (0 à 10 kilomètres), et correspondent à 5 % de l'énergie sismique totale. Définition : Une faille transformante est une faille en limite de plaque. Il s'agit d'une faille lithosphérique contrôlée par la cinématique globale, formant des zones déformées entre des plaques stables .



LA REMONTÉE DU MANTEAU A L'APLOMB DE LA DORSALE : CONSÉQUENCE DE L'EXTENSION

- Argument important pour la présence de **manteau chaud et donc moins dense ($d = 3,15$ au lieu de $3,40$)** sous l'axe des dorsales par gravimétrie et tomographie sismique qui met en évidence des zones à vitesse sismique réduite.

Mise en évidence par tomographie sismique : **anomalies de vitesse fortement négatives, observées à 100 km de profondeur**

Dans la plupart des cas, la remontée asthénosphérique à l'aplomb d'une dorsale est relativement superficielle (jusqu'à 300 km de profondeur au maximum). Elle ne s'enracine pas profondément à la base du manteau comme le ferait un panache mantellique à l'origine des points chauds.

La remontée ne serait donc pas active, mais se ferait passivement, compensant l'écartement.

C'est donc **l'extension qui provoquerait la remontée du manteau et non l'inverse**. Néanmoins, dans de rares cas (ex. : l'Islande), une remontée active (panache profond) est associée à une dorsale.

UNE ZONE A VITESSE SISMIQUE REDUITE ET UNE CHAMBRE MAGMATIQUE INTRACRUSTALE REVELEES PAR TOMOGRAPHIE SISMIQUE ET GRAVIMETRIE

- Les études sismiques ont également montré une **atténuation de la vitesse des ondes entre 4 et 9 km de profondeur** (pour la dorsale Pacifique), c'est-à-dire **au sein de la croûte océanique**.

Au niveau des dorsales rapides, on distingue une zone à faible vitesse (LVZ, Low Velocity Zone, ne pas confondre avec LVZ de la limite lithosphère-asthénosphère), 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 **Sa limite supérieure coïnciderait avec l'isotherme 1 000 °C. La chambre magmatique n'est pas située dans le manteau, elle est bien en position intracrustale.**

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 : $21 \text{ km}^3/\text{an}$ de volume des roches volcaniques (consolidées en surface) et de roches plutoniques (consolidées en profondeur) produites au niveau des dorsales océaniques contre $5,6 \text{ km}^3/\text{an}$ dans les zones de subduction, $3,4 \text{ km}^3$ à l'intérieur des plaques continentales et 2 km^3 à l'intérieur des plaques océaniques au niveau des points chauds.

LES MOTEURS DE L'EXTENSION OCÉANIQUE

Quels sont les 3 moteurs de l'expansion océanique ?

1- Chaleur et cellules de convection

Energie nécessaire provient de la chaleur à évacuer. convection mantellique.

2- Force de poussée aux dorsales

Subsidence thermique crée une pente et tendance à "glisser" des dorsales vers les bassins. Au niveau de la dorsale, la base de la lithosphère (LVZ) remonte et acquiert une allure en « toit », Cette limite étant un plan de glissement, l'inclinaison de ce plan se traduira par un **glissement gravitaire de la lithosphère sur l'asthénosphère et par un écartement**. Ce glissement entretient donc l'extension océanique. Il reste alors la question du déclenchement de l'inclinaison de la LVZ.

Comment initier le processus?

La réponse est à chercher dans le mécanisme précurseur de l'océanisation : **le rifting continental**.

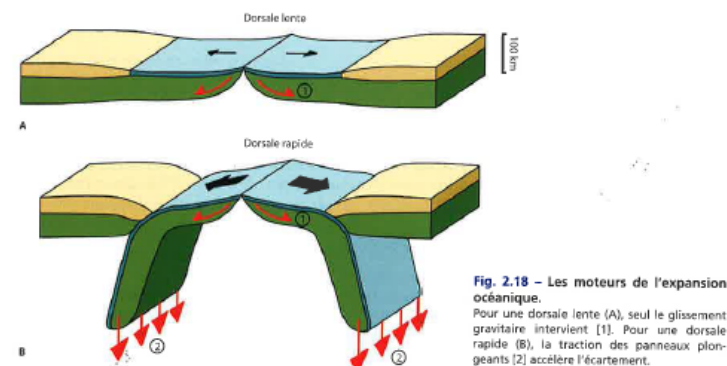
Ce moteur, par glissement gravitaire, fonctionne pour toutes les dorsales, lentes ou rapides.

3- Traction des plaques en subduction : forces gravitationnelles

Comment expliquer que le taux d'expansion ne soit pas le même pour tous les océans?

Un moteur supplémentaire doit être invoqué pour les **dorsales rapides** : **la traction d'une plaque en subduction**. Il existe, en effet, une **corrélation frappante entre la vitesse absolue de déplacement des plaques et leur pourcentage de frontière en subduction**. Ainsi, l'océan Pacifique, entièrement bordé par des zones de subduction, est un océan formé par une dorsale rapide (mouvement rapide des plaques Pacifique, Nazca, Coco et Philippines). C'est également le cas pour l'océan est-Indien dont la bordure Nord est en subduction (mouvement rapide de la plaque Inde-Australie). Le panneau plongeant, dense, exerce une traction sur le reste de la plaque et accélère son déplacement. En revanche, les bordures des océans Atlantique et ouest-Indien ne présentent pas (ou très peu) de bordures en subduction; les dorsales ont un fonctionnement lent, seul le glissement gravitaire intervient.

Attention : le magmatisme n'est pas le moteur de l'expansion océanique! La corrélation entre une activité magmatique intense et une expansion rapide est souvent, à tort, interprétée par la causalité suivante: « le magma ascendant à l'axe de la dorsale entraîne l'écartement des plaques ». Cette interprétation est fautive car il existe des zones d'expansion sans magmatisme (dorsale lente). Le magmatisme n'est donc pas une condition nécessaire à la divergence. C'est une conséquence de la remontée asthénosphérique provoquée par la divergence.



UN RELIEF LIEE A UN BOMBEMENT THERMIQUE ET UN ENFONCEMENT DU PLANCHER OCEANIQUE A DISTANCE DE L'AXE DE LA DORSALE

Mouvement vertical = bombement régional contrôlé par la répartition des masses en profondeur.

Remontée du manteau asthénosphérique (chaud donc peu dense) associée à la divergence, ce qui entraîne un resserrement des isothermes.

La lithosphère (limite inférieure matérialisée par l'isotherme 1 300 °C), est très amincie au niveau des dorsales. La densité moyenne de la colonne de roche considérée est par conséquent plus faible que dans les zones où il n'y a pas extension. Il y a alors un soulèvement: c'est le **bombement thermique**.

À l'inverse, lorsque la lithosphère océanique s'éloigne de l'axe de la dorsale, **celle-ci se refroidit et la limite lithosphère/asthénosphère s'approfondit**. Dans ce cas, du manteau asthénosphérique ($d = 3,25$) refroidit progressivement et devient du manteau lithosphérique, plus dense ($d = 3,3$). La pression exercée à la base de la colonne de roche augmente donc, ce qui entraîne un abaissement du plancher océanique : c'est la **subsidence thermique**.

→ **L'anomalie de Bouguer, est fortement positive (et d'autant plus que l'océan est plus profond) : croûte océanique moins épaisse que la croûte continentale et donc excès de masse par rapport à la référence. L'anomalie à l'air libre est petite et varie peu (sauf atlantique Nord/island ecar point chaud)**

UN MAGMATISME THOLEIITHIQUE : UNE CONSEQUENCE DE LA REMONTEE DU MANTEAU ET D'UN TAUX DE FUSION ELEVE (10 A 25 %)

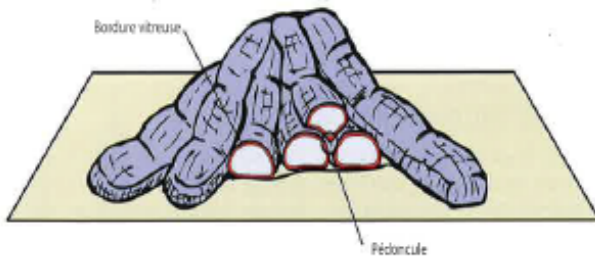
- La croûte océanique : une enveloppe d'origine magmatique

Activité magmatique dont l'expression en surface est la formation de **basaltes appelés MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt)**. Ces basaltes ont une forme en « coussin » ou plutôt de traversin, caractéristique d'un refroidissement au contact de l'eau : **contraste thermique** entre l'eau (environ 4 °C) et la lave (1 200 °C). Le basalte en coussin ou pillow-lava a donc l'allure d'un « boudin » **à bordure vitreuse dont le cœur est microlithique**.

Lorsque plusieurs pillow-lava se superposent, ceux situés au-dessus (plus tardifs) viennent épouser la forme des coulées sous-jacentes solidifiées. **Un pédoncule** peut alors se former (étranglement du pillow-lava). **La pointe du pédoncule est ainsi dirigée vers le bas**. Cette structure peut être utilisée comme **critère de polarité**, sur le terrain, au sein de formations basaltiques basculées

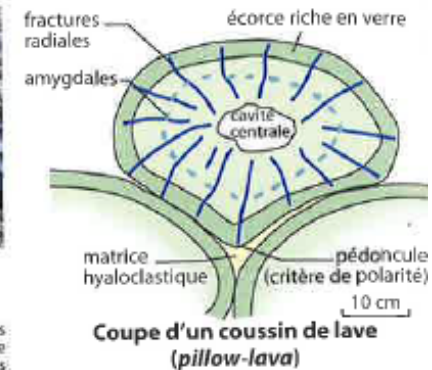
À plus de 1 000 m de profondeur (700 à 1 100 m selon la teneur en fluides du magma basaltique), les explosions sont empêchées par la pression hydrostatique de l'eau de mer (sauf cas particulier) et le volcanisme devient purement effusif.

Les **coussins de lave (pillow lavas)** sont la forme de mise en place prédominante, pour un taux faible à modéré d'émissions. Ils possèdent une croûte vitreuse, une prismation radiale d'origine thermique et une cavité centrale de taille très variable, issue de la vidange de sa partie centrale pour former un « pillow-fils ». Cette cavité a souvent disparu par écrasement dans les coulées anciennes.



Coussins récents de forme allongée (1 à 3 m) **Coussins anciens de Reykjanes, Islande**

Les photographies sous-marines de cette planche ont été prises par Arnaud Agrandier lors de la campagne ©PARISUB-UMR 6538 (UBO-CNRS)-Ifremer en 2010, sur la dorsale rapide (10 cm/an) Est-Pacifique (14 à 15 °N), entre 2 000 et 2 500 m de profondeur. Champ des photos : 2 m environ.



- Les méthodes d'étude de la croûte océanique

- ↳ **Forages**, permettant de caractériser la nature des roches jusqu'à 2 000 m de profondeur uniquement;
- ↳ **Observations directes** (par submersible) au niveau de failles transformantes (ex. : zone de fracture Vema) où le décalage de la faille permet l'accès aux formations correspondant aux différentes « couches » sismiques ;
- ↳ Ophiolite **obductée**, portion de lithosphère océanique charriée sur le continent, permettant une étude « à ciel ouvert » de la lithosphère océanique. En Oman, remarquable continuité de la séquence ophiolitique sur 10 km.

- Variation des vitesses sismiques avec la profondeur montrant une stratification de la lithosphère en quatre « couches » principales (dorsale rapide)

- couche 1 : **sédiments océaniques, d'épaisseur très variable** en fonction de la distance à l'axe de la dorsale;
- couche 2 : **basaltes en coussin (2 km)** ;
- couche 3 : **filons doléritiques (1 km) et gabbros (4 à 5 km)** ;
- couche 4 : **péridotite mantellique**.

Les 3 premières couches forment la croûte océanique dont l'épaisseur régulière, dans le cas du Pacifique, est d'environ 8 km.

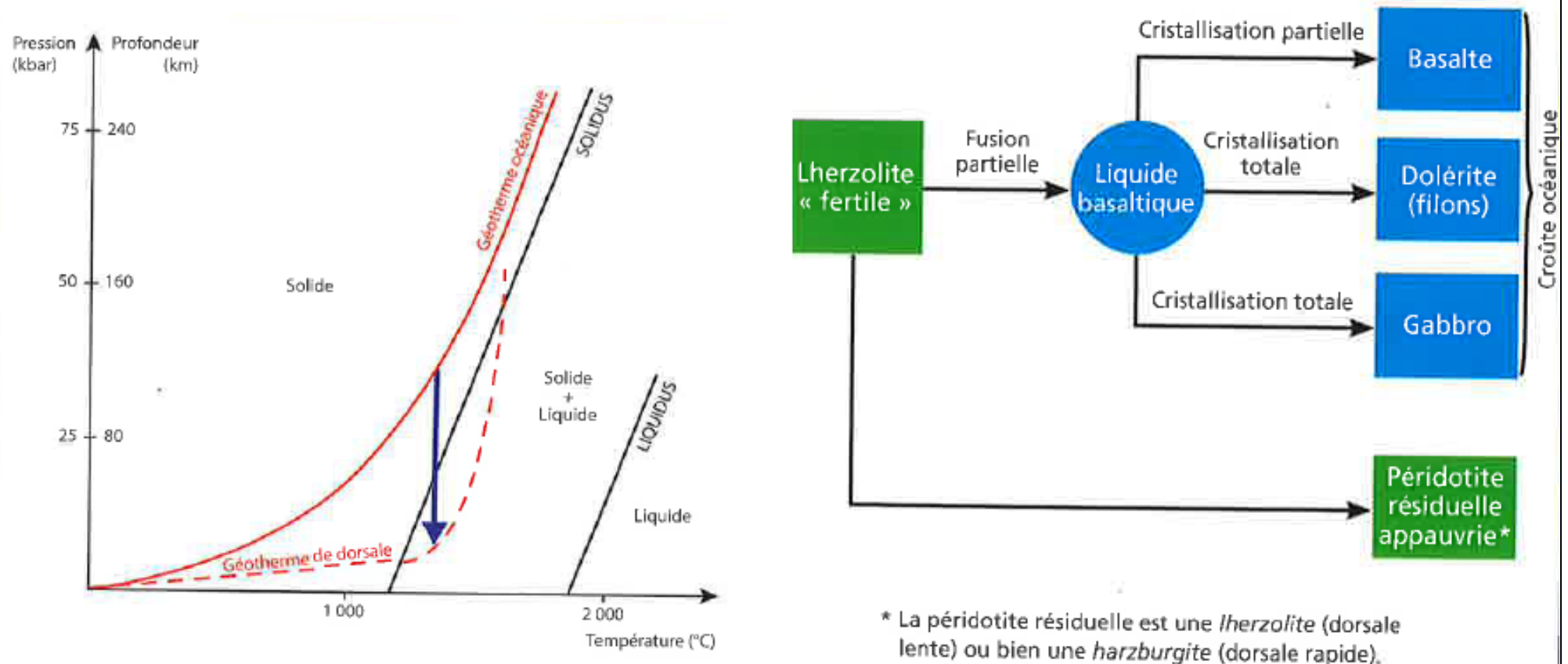
La cristallisation en profondeur du magma est à l'origine des gabbros, son injection vers la surface permet la mise en place des filons de dolérite et son épanchement au contact de l'eau de mer donne naissance aux pillow-lavas.

Les roches de la croûte océanique ont donc **toutes la même composition chimique et minéralogique**. En revanche, leurs textures diffèrent car les conditions de refroidissement ne sont pas les mêmes :

- **basalte**: texture vitreuse et microlithique (refroidissement très rapide en surface) ;
- **dolérite** ; texture microgrenue (refroidissement rapide en profondeur)
- **gabbro**: texture grenue (refroidissement lent en profondeur).

- Les roches magmatiques constituant la croûte océanique (basaltes, dolérites, gabbros) sont toutes de nature tholéiitique, traduit un taux de fusion relativement fort (15 à 20 %) par remontée du manteau asthénosphérique chaud.

Décompression adiabatique, déclenchant la fusion partielle de la péridotite vers **80 km de profondeur** (à pression relativement faible).



UN HYDROTHERMALISME OCEANIQUE : UNE INTERACTION ENTRE L'EAU DE MER ET LA CROUTE

La surface de la croûte océanique formée au niveau de la dorsale est **directement mise au contact de l'eau de mer**. Celle-ci s'infiltré également en **profondeur via les failles présentes**. La manifestation la plus spectaculaire est la **présence des fumeurs noirs** par lesquels un **fluide chaud et riche en métaux (fer, manganèse cuivre ...) est émis en surface**. Ce phénomène correspond à la **branche ascendante d'une boucle de circulation** où l'eau de mer froide s'infiltré dans la croûte océanique. En se réchauffant vers 2-3 km au voisinage de la chambre magmatique, l'eau remonte vers la surface chargée de différents éléments métalliques dissous. Ce phénomène conduit à la précipitation en surface de nombreux oxydes métalliques, potentiellement **exploitables économiquement**.

L'hydrothermalisme correspond donc à la mise en mouvement d'eau au sein de la croûte par un moteur thermique. Le contraste de température entre la surface (4 °C) et la profondeur (environ 1000 °C) permet l'entretien de ces boucles hydrothermales.

La conséquence sur la croûte océanique est double:

- **une modification thermique de la croûte (refroidissement) ;**

- **une modification chimique (et donc minéralogique) des roches : tri géochimique**

 - ➔ L'eau des sources hydrothermales est plus pauvre en sodium et magnésium (et sulfates) que l'eau de mer normale. L'eau de mer ayant traversé le secteur hydrothermal s'est débarrassée de tout son Mg et également d'une partie de son Na.

 - ➔ Réciproquement, le lessivage de la croûte par l'eau de mer extrait généralement K^+ , Ca^{2+} , Si^{4+} qui sont émis par les sources hydrothermales

La circulation importante de l'eau de mer **permet d'évacuer efficacement la chaleur au sein de la croûte**. Le gradient thermique étant alors diminué.

Les dragages effectués au voisinage des dorsales montrent des échantillons souvent très modifiés : **métabasaltes, métagabbros, serpentinites**.

Au sens strict, la serpentinitisation est un processus d'**hydratation** conduisant à la transformation des **minéraux ferro-magnésiens des péridotites du manteau en une famille de nouveaux minéraux, les serpentines : phyllosilicates de magnésium hydratés $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$** .



* Transformations métamorphiques dans l'axe de la dorsale en fonction de la profondeur

- Les minéraux des gabbros des niveaux peu profonds donnent naissance à des **chlorites** → **faciès schistes verts : plagioclase + pyroxène + eau → chlorite**

- Ceux des niveaux plus profonds et plus chauds donnent naissance à des **amphiboles (hornblende)** → **faciès amphibolites : plagioclase + pyroxène + eau → hornblende**

* Transformations métamorphiques lors du refroidissement isobare en s'éloignant de la dorsale

Les roches vont se refroidir et subir une évolution rétrograde plus ou moins intense ... ainsi à plus basse température, l'hornblende peut subir la transformation suivante, souvent incomplète (décroissance thermique et frange réactionnelle qui isole les réactants) :

hb + plagio + eau → chlorite + actinote, paragenèse typique du faciès schiste vert ...

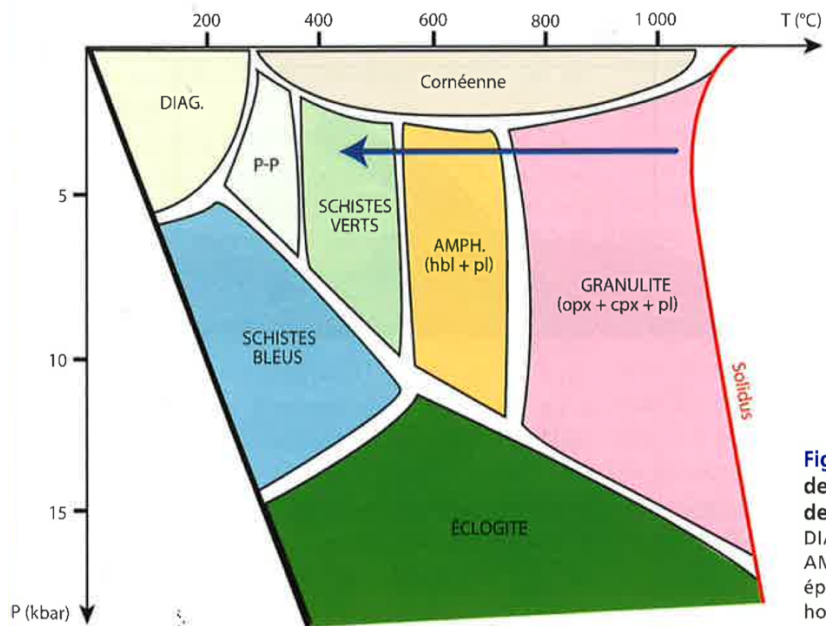


Fig. 2.13 – Trajet pression-température des roches de la croûte océanique lors de l'hydrothermalisme.

DIAG. : diagenèse, S. VERTS : schistes verts, AMPH. : amphibolite, chl : chlorite, ep : épidote, ab : albite, act : actinote, hbl : hornblende, pl : plagioclase, opx : orthopyroxène, cpx : clinopyroxène.

LA SEDIMENTATION : UNE LITHOLOGIE DETERMINEE PAR LA PROFONDEUR DE DEPOT

Les sédiments océaniques sont essentiellement de nature **biogénique**. En domaine pélagique, le plancton marin participe grandement à cette production de nature **carbonatée (coccolithophoridés, foraminifères) et siliceuse (diatomées, radiolaires)**.

La répartition des faciès sédimentaires océaniques actuels n'est pas aléatoire, les sédiments les plus riches en carbonate sont, pour la plupart, localisés au niveau des dorsales océaniques. La teneur en carbonate décroît progressivement en s'éloignant de la dorsale jusqu'à être pratiquement nulle dans les zones les plus éloignées.

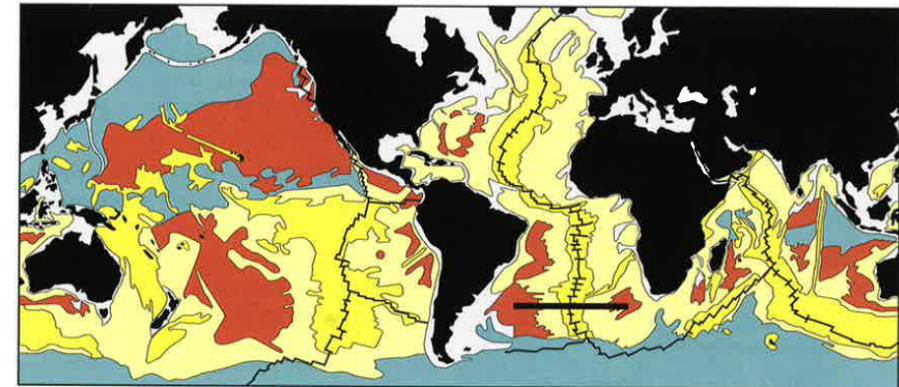
Les dépôts les plus riches en carbonate sont localisés dans les zones de hauts-fonds, ceux plus pauvres sont situés dans les zones plus profondes. Cette répartition s'explique **par l'existence, vers 5 km de profondeur, d'une profondeur de compensation des carbonates ou CCD (Carbonate Compensation Depth) au-delà de laquelle les carbonates sont totalement dissous par les eaux océaniques.**

Les eaux profondes étant froides, la solubilité du CO₂ est grande, ce qui augmente la teneur en CO₂ dissous, diminue le pH et favorise donc la dissolution des sédiments carbonatés. Ainsi les sédiments profonds sont enrichis en silices par dissolution sélective des carbonates. À l'inverse, au-dessus de la CCD, les sédiments siliceux sont dilués dans les vases biogènes carbonatées, produites majoritairement. Ce phénomène de dilution est d'autant plus important qu'à faible profondeur c'est la silice qui est préférentiellement dissoute.

Ainsi le bombement thermique lié à l'extension océanique a un impact sur la nature des sédiments déposés en modifiant la topographie. Les dépôts des **grands fonds comprennent des vases biogènes exclusivement siliceuses (à radiolaires et diatomées majoritairement) ainsi que des argiles rouges issues de l'altération.**

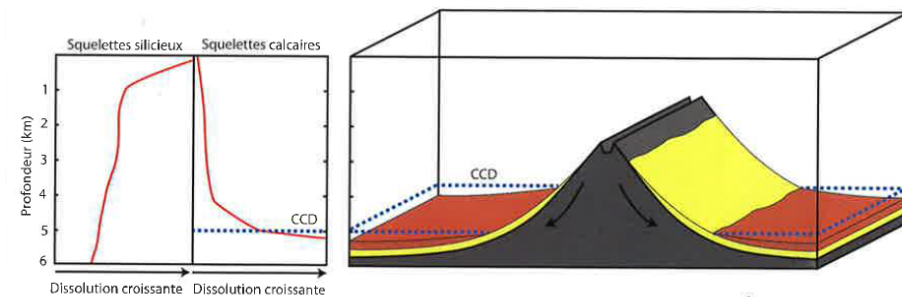
Cette influence de la topographie du plancher océanique est parfois gommée lorsque la productivité varie. Par exemple, **aux hautes latitudes la sédimentation est majoritairement siliceuse quelle que soit la profondeur de dépôt car les organismes à squelettes siliceux (diatomées) sont majoritaires. Au niveau équatorial, ce sont les radiolaires qui pullulent.**

La profondeur de la CCD est variable d'un océan à l'autre en fonction de la production carbonatée initiale (dépendante du climat et des courants océaniques). Ainsi dans les zones à forte production, la CCD est plus profonde. Par ailleurs, son niveau a vraisemblablement varié au cours des temps géologiques (entre 3 000 m et 5 000 m depuis 140 Ma).



Vases biogènes calcaires
 Boues calcaires argileuses (CaCO₃ < 60 %)
 Vases biogènes siliceuses
 Argiles rouges

A



B

C

Fig. 2.14 – Répartition globale des sédiments océaniques (hors plateaux continentaux).

A. Nature des sédiments océaniques (d'après Caron et coll., 2003).

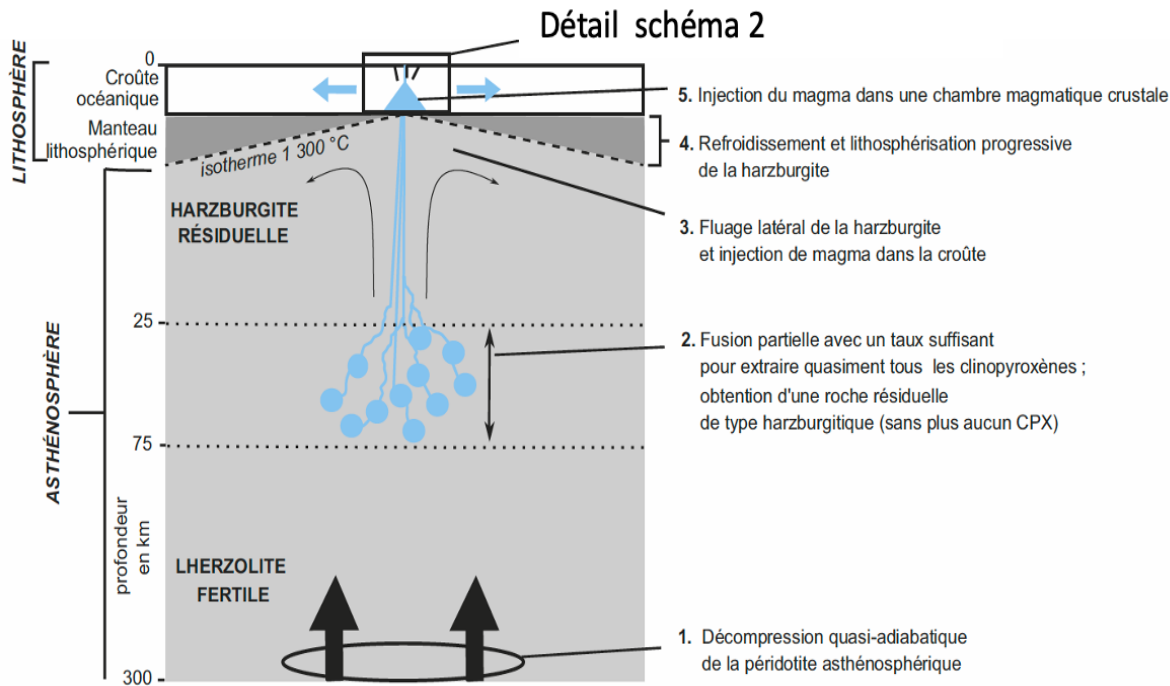
B. Évolution de la dissolution des squelettes siliceux et calcaires avec la profondeur.

La dissolution est intense à faible profondeur pour la silice. Pour les carbonates, c'est à 5 km de profondeur qu'elle est maximale (CCD).

C. Coupe schématique montrant la répartition des sédiments de part et d'autre d'une dorsale.

Le trait de coupe est localisé en A. Le code couleur correspond à celui de la carte en A.

Schéma 1 : Formation de la croûte océanique d'une dorsale rapide depuis la remontée asthénosphérique par décompression adiabatique jusqu'au fonctionnement de la chambre magmatique



(a) remontée du manteau et production du magma tholéiitique

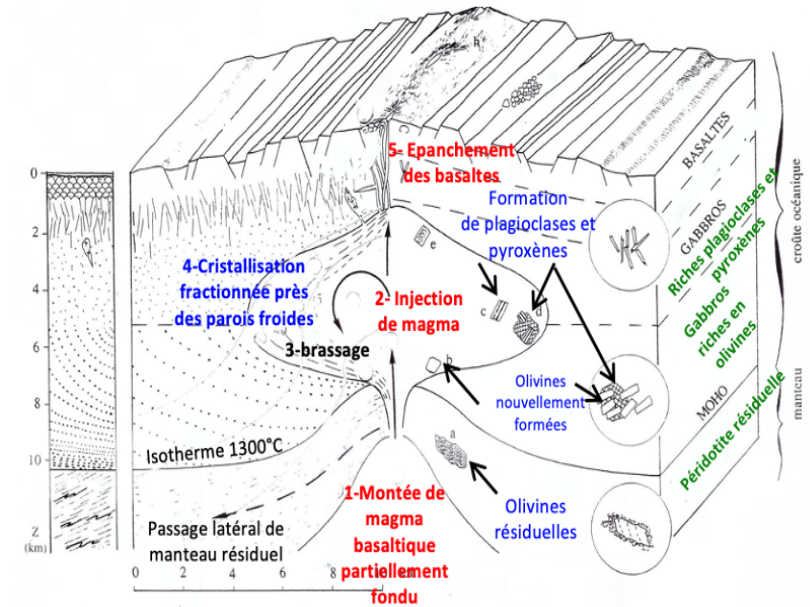
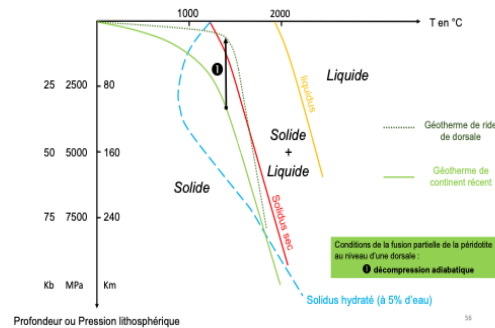


Schéma 2 : Modèle de fonctionnement d'une chambre magmatique (dorsale rapide)



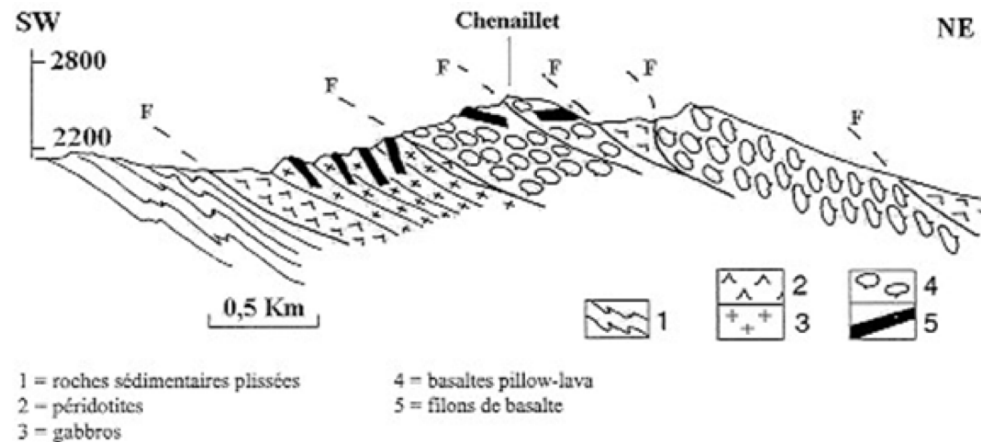
FICHES COMPARATIVES DORSALES LENTE ET RAPIDE

DORSALE LENTE (TYPE ATLANTIQUE)

TYPE DE DORSALE OCEANIQUE

Ophiolite LOT : ex : Le Chenaillet

Durant la formation des Alpes, l'ophiolite du Chenaillet a subi une **obduction** : en raison de la convergence, c'est un fragment de la lithosphère océanique de l'océan alpin qui a été charrié sur la lithosphère continentale européenne.

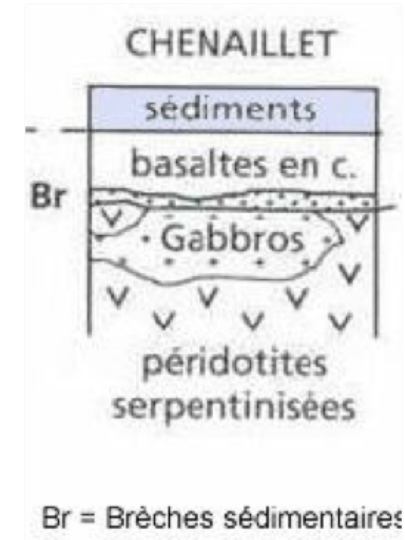


Elle comprend : de bas en haut :

- serpentinite,
- gabbros recoupés de rares filons,
- basaltes en coussins et
- roches sédimentaires (radiolarites).

La péridotite est une **LHERZOLITE** et les gabbros sont métamorphisés dans le **faciès schistes verts** : ce sont des **métagabbros** qui ont subi un **métamorphisme hydrothermal** lors de la mise en place de la lithosphère océanique de l'océan alpin.

Choisis comme **protolithes**, lors de l'étude du métamorphisme des différents complexes ophiolitiques alpins (Queyras, Viso) qui ont subi une subduction et une exhumation, contrairement au complexe ophiolitique du Chenaillet.



Vitesse d'expansion (en cm / an)

1 à 5

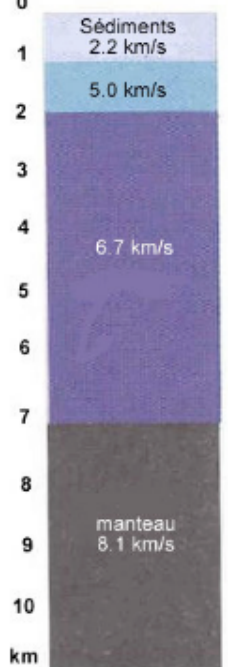
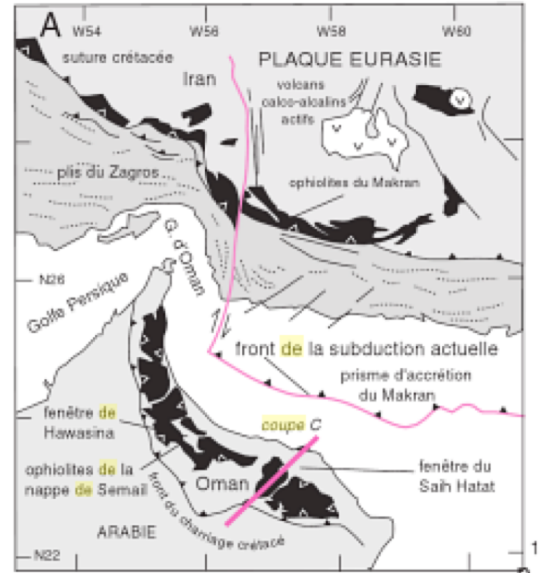
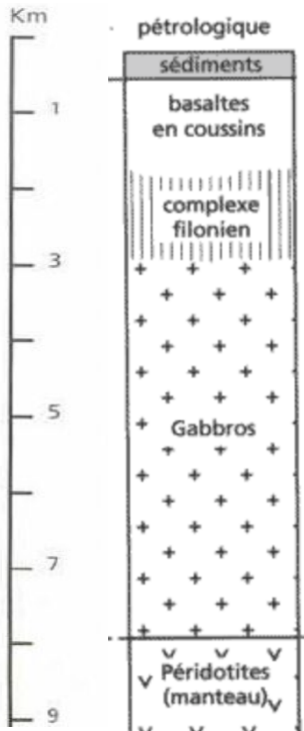
Profil morphologique

- dorsale étroite (1000 à 2000 km)
- rift ou vallée axiale large (quelques dizaines de km) et profonde (1 à 2 km) limitée par des failles normales

Activité volcanique	Faible et variable ; présence d'un volcanisme au centre de la vallée axiale.	
Epaisseur et composition de la croûte	<ul style="list-style-type: none"> - mince (1 à 2 km) à inexistante - faible volume de basaltes et de gabbros - serpentinite injectée de gabbros, surmontée ou non de basaltes. 	
Caractéristiques magmatisme	<ul style="list-style-type: none"> - Tectonique > magmatisme - Péridotite mantellique = LHERZOLITE = OL (70) OPX (20) CPX (10) + pg, spinelle ou grenat suivant profondeur - Petites poches magmatiques - Alimentation en magma en quantité faible et irrégulière 	
Exemples	Dans les océans	Atlantique, Mer Rouge, Sud ouest indienne
	Dans les ophiolites	Trinity (Etats Unis), Chenaillet (Alpes)

BILAN Pour une dorsale lente : l'écartement des plaques [1] induit une remontée lente du manteau [2]. La décompression subie par la péridotite n'est pas toujours adiabatique, la fusion est donc épisodique (3) et se manifeste par la formation de poches magmatiques isolées. Le plancher océanique est alors largement formé de péridotite mantellique au contact de l'eau de mer et de sédiments. La croûte océanique basaltique/gabbroïque est très discontinue. Les roches du plancher océanique subissent un hydrothermalisme [4] permettant la formation massive de serpentinite. Le front de serpentinitisation marque la limite inférieure de cette « croûte » océanique particulière.

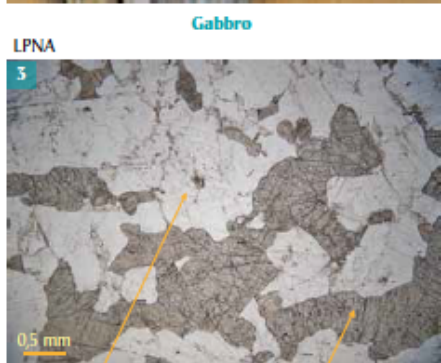
Dans le cas d'une dorsale lente, la notion de croûte est floue car le plancher océanique est discontinu. Il n'y a pas de Moho pétrologique. On définit malgré tout un Moho sismique qui marque la limite entre les péridotites serpentinisées et celles qui ne le sont pas. La vitesse des ondes étant différente entre ces deux formations, une distinction est possible. Ce « front de serpentinitisation » se situe à une profondeur relativement constante d'environ 7 km.

TYPE DE DORSALE OCEANIQUE	DORSALE RAPIDE : TYPE PACIFIQUE	
<p>Ophiolite HOT : ex : Oman</p>  <p>Vitesses sismiques Fond océanique</p>	<p>Position géographique et contexte géologique (épaisseur pouvant atteindre 15km) posée sur le substratum continental de la plaque arabe ; cette position privilégiée lui a permis d'échapper à la collision ; faible couverture végétale ⇒ conservation</p> 	 <p>pétrologique</p>
<p>Vitesse d'expansion (en cm / an)</p>	<p>10 à 15</p>	
<p>Profil morphologique</p>	<p>- dorsale large (8000 à 15 000 km), forme générale en dôme régulier - pas de rift ou vallée axiale mais parfois un fossé</p>	
<p>Activité volcanique</p>	<p>Forte</p>	
<p>Epaisseur et composition de la croûte</p>	<p>- épaisse (10 km environ) - croûte avec gabbros et basaltes épais - basaltes, complexes filoniens et gabbros</p>	

Caractéristiques magmatisme		<ul style="list-style-type: none"> - Magmatisme > tectonique - Péridotite mantellique = HARZBURGITE = OL (75) OPX (20) CPX (5) + spinelle - Grosse chambre magmatique - Alimentation en magma en quantité élevée et régulière
Exemples	Dans les océans	Pacifique, Nazca
	Dans les ophiolites	Oman, Chypre

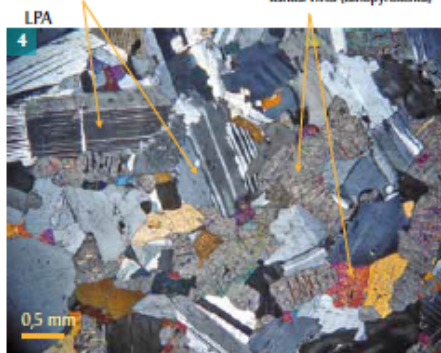
BILAN : Pour une dorsale rapide : l'écartement des plaques [1] induit une remontée rapide du manteau (2). La péridotite subit alors une décompression adiabatique provoquant sa fusion partielle vers 80 km de profondeur [3]. Le magma remontant vers la surface est stocké dans une chambre magmatique. Il permet la formation de roches de la croûte océanique par refroidissement en profondeur (dolérite, gabbro) et en surface (basalte) [4]. La croûte océanique magmatique est continue. Les roches, au contact de l'eau de mer, subissent un hydrothermalisme océanique [5].

Le Moho est la limite entre la croûte et le manteau. Cette limite correspond à une différence pétrologique claire dans le cas d'une lithosphère océanique issue d'une dorsale rapide (limite gabbro/péridotite). Elle est tout à fait identifiable par prospection sismique car les vitesses de propagation des ondes sont différentes dans un gabbro ou une péridotite.



plagioclases : plages claires,
macles polysynthétiques

pyroxènes : plages colorées,
relief moyen,
teintes vives (clinopyroxènes)



Gabbro lité

lits clairs de plagioclases

lits sombres de
minéraux ferromagnésiens



**6 Exemple d'une composition
représentative d'un gabbro**

SiO ₂	47,3	roche basique
TiO ₂	2,3	
Al ₂ O ₃	15,9	fortes teneurs en fer, magnésium et calcium ; minéralogie dominée par les pyroxènes et les plagioclases proches du pôle anorthite (An > 50%)
Fe ₂ O ₃	3,2	
FeO	8,9	
MnO	0,2	
MgO	6,6	
CaO	9,9	
Na ₂ O	3,7	
K ₂ O	1,7	
P ₂ O ₅	0,6	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les gabbros sont des roches à texture **grenue, mélano- à mésocrates** (photo 1). Ce sont des roches magmatiques **plutoniques**.

Le grain est très variable, avec des cristaux dépassant parfois le centimètre. Leur teinte générale est noire, plus ou moins mouchetée de zones blanches qui correspondent à des plagioclases. Du fait de l'altération, ces derniers présentent parfois des teintes verdâtres (photo 2).

Caractères microscopiques

Les gabbros sont caractérisés par la présence de **plagioclases** (An > 50) développés en lattes automorphes et de **minéraux ferromagnésiens** (photos 3 et 4).

Les **plagioclases** sont les minéraux clairs qui fondent la place des gabbros dans les **classifications** (voir par exemple la classification de Streckeisen).

Les minéraux **ferromagnésiens** les plus fréquents sont les **pyroxènes**, surtout de type **clinopyroxènes**. Les gabbros peuvent aussi renfermer des **orthopyroxènes** dont les teintes de polarisation sont moins vives. Ils contiennent également des **minéraux opaques**, de type oxydes de fer et de titane (titanomagnétite et ilménite) et renferment parfois des **olivines** qui peuvent être plus ou moins abondantes.

Autour des pyroxènes peuvent se développer des couronnes d'**amphiboles** (hornblendes généralement) qui traduisent une altération de la roche dans des conditions d'hydratation. Ces transformations affectent pour partie les gabbros océaniques lors de l'évolution divergente de la lithosphère à l'axe de la dorsale.

Les **microgabbros** ont une composition minéralogique analogue à celle décrite pour les gabbros mais qui s'exprime en une texture **microgrenue**.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

Les gabbros sont des roches **basiques** (45 % < SiO₂ < 52 %), présentant des pourcentages importants en calcium, fer et magnésium (document 6). Cette composition se traduit par la cristallisation de **plagioclases** plus proches du pôle anorthite (plagioclases calciques relativement pauvres en silice), de **clinopyroxènes** (pyroxènes calco-ferro-magnésiens), avec éventuellement des **orthopyroxènes** (pyroxènes ferromagnésiens) et de l'**olivine** (minéral ferromagnésien). Les gabbros sont pauvres en éléments alcalins (Na et K) ce qui se traduit par l'absence de feldspaths alcalins, notamment potassiques.

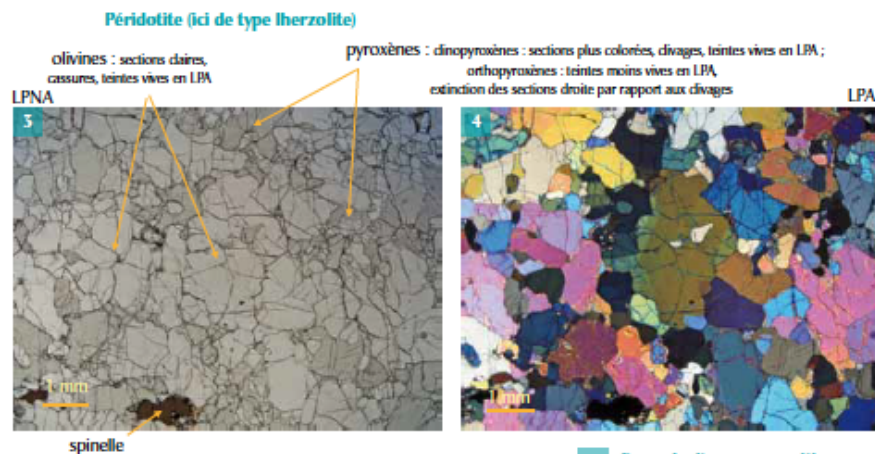
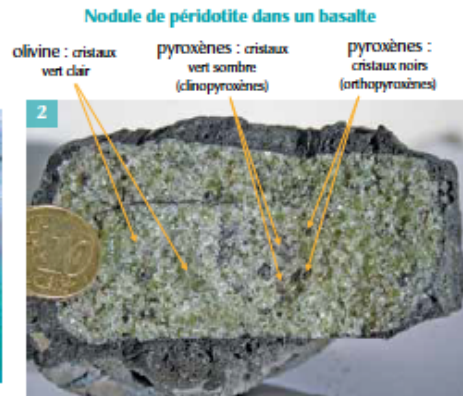
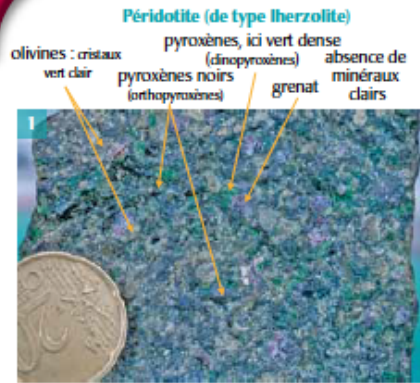
Gisements

Les gabbros sont des constituants importants de la **croûte océanique**, en particulier dans le cas des dorsales rapides à forte activité magmatique. On les retrouve alors dans les **complexes ophiolitiques** sous forme de **gabbros lités** ou de **gabbros isotropes**, sans structure particulière. Les **gabbros lités** (photo 5) qui se situent dans les niveaux inférieurs de certains complexes ophiolitiques sont marqués par une alternance de lits, centimétriques à pluricentimétriques, de couleurs claire et sombre, qui correspondent à des zones respectivement concentrées en plagioclases (lits clairs) et en minéraux ferromagnésiens (lits sombres).

Les gabbros s'observent également en domaine **continental** sous forme de vastes intrusions. Ces intrusions peuvent s'accompagner de la mise en place de filons de microgabbros.

Origine

Les gabbros résultent de la cristallisation de magmas d'origine **mantellique**, produits par **fusion partielle de péridotites**.



5 Caractères minéralogiques des péridotites

	Iherzolite	harzburgite	dunite
olivine	60-70 %	70-80 %	95 %
orthopyroxène	20 %	20 %	
clinopyroxène	5-10 %	0-5 %	
minéral alumineux	5-10 % plagioclase < 30 km 30 < spinelle < 75 km grenat > 75 km	5 % spinelle	5 % spinelle

6 Exemple d'une composition représentative d'une péridotite

SiO ₂	45,4	roche ultrabasique
TiO ₂	0,4	
Al ₂ O ₃	4,4	roche très riche en magnésium (et fer) : abondance d'olivines magnésiennes
Fe ₂ O ₃	5,1	
FeO	7,4	
MnO	0,2	
MgO	30,3	
CaO	5,7	roche très pauvre en alcalins dont le potassium
Na ₂ O	0,6	
K ₂ O	0,3	
P ₂ O ₅	0,1	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les péridotites sont des roches à **texture grenue** formées de minéraux sombres et colorés, sans minéraux blancs : ce sont des roches **holomélanocrates** (photo 1). Dans les **nodules de péridotites** contenus dans certains basaltes, il est possible de distinguer des cristaux noirs ou vert sombre de **pyroxènes** (ortho- et clinopyroxènes) et des cristaux plus transparents, de couleur vert clair d'**olivines** (photo 2).

Caractères microscopiques

Les péridotites montrent un ensemble de phénocristaux qui sont essentiellement :

- des **olivines** : celles-ci apparaissent en LPNA (photo 3) sous forme de cristaux très faiblement colorés, comportant des cassures grossières. Ils présentent en LPA (photo 4) des teintes de polarisation très vives. Ces olivines peuvent être plus ou moins altérées en serpentines.
- des **pyroxènes**, qui apparaissent en LPNA (photo 3) en cristaux colorés, de rosâtres à brunâtres, avec des clivages. En LPA (photo 4), certains ont des teintes de polarisation de bas degré et sont des orthopyroxènes. D'autres ont des teintes de polarisation de degré plus élevé et sont des clinopyroxènes.

L'absence de minéraux clairs et l'abondance d'olivines et de pyroxènes ne permettent pas de situer ces roches dans les classifications classiques fondées sur les minéraux clairs. On les place dans une **autre classification**, fondée sur les proportions relatives en **olivines**, **clinopyroxènes** et **orthopyroxènes**. Celle-ci conduit à distinguer au moins trois types de péridotites, appelées **Iherzolite**, **harzburgite** et **dunite** (document 5).

On observe (photos 3 et 4) un autre minéral faiblement représenté : celui-ci apparaît brun foncé en LPNA et à extinction constante en LPA ; il s'agit d'un minéral alumineux, le **spinelle** (de formule MgAl₂O₄). Celui-ci ne s'observe pas dans toutes les péridotites ; d'autres péridotites contiennent une phase alumineuse différente sous forme d'un peu de **plagioclases** ou d'un autre minéral, le **grenat** (photo 1). Celui-ci s'observerait en cristaux globuleux, de couleur rouge brique, à fort relief en LPNA et à extinction constante en LPA.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

Les péridotites sont des **roches ultrabasiques** (SiO₂ < 45 %), présentant des pourcentages très importants en magnésium (document 6). Cette composition se traduit par la prédominance d'olivines magnésiennes, accompagnées de pyroxènes. Plagioclases, grenat ou spinelle constituent des phases alumineuses peu abondantes. Les éléments alcalins sont très faiblement représentés, notamment dans les **harzburgites** les plus appauvries en potassium.

Gisements

Les péridotites sont les roches constitutives du manteau ; ces **roches mantelliennes** ne sont donc pas magmatiques. Leur composition minéralogique peut varier selon la profondeur qui modifie la nature de la phase alumineuse stable : plagioclase pour des profondeurs inférieures à 30 km, spinelle entre 30 et 75 km, grenat au-delà de 75 km (document 5). Outre leurs gisements en nodules dans les basaltes, les péridotites s'observent plus fréquemment à la base des **complexes ophiolitiques** où elles sont représentées par des Iherzolites ou des harzburgites. La **fusion partielle** des péridotites alimente la production des liquides basaltiques. Les différents types de péridotites peuvent alors être mis en relation avec des conditions de fusion différentes. Certaines péridotites résultent parfois de **processus magmatiques**, par cristallisation fractionnée et accumulation d'olivines et de pyroxènes dans des chambres magmatiques basiques.