

L'OCÉAN

Introduction

Superficie des océans : 71% de la surface terrestre

Superficie couverte par croûte océanique : 60%, le reste est constitué des marges qui masquent sous l'eau près de 25% de la surface de la croûte continentale...

Age de la lithosphère océanique : inférieur à 180 Ma

Profondeur moyenne : 3800 m

Connaissance des fonds océaniques : par observation (plongée), par sismique, par forage et dragage... et de manière INDIRECTE par l'étude des lambeaux de roches océaniques continentalisées

Océan = géodynamique de son substratum rocheux + géodynamique des masses d'eau océaniques contenues, au contact et en interaction avec l'atmosphère en mouvement...

Océan...c'est aussi la vie !

I. STRUCTURE ET DEVENIR DE LA LITHOSPHERE OCEANIQUE

1.1. structure de la lithosphère océanique et complexes ophiolitiques

Programme : La structure de la lithosphère océanique étant déjà connue...

- relier le fonctionnement des dorsales (1^{ère} année), la structure globale de la lithosphère océanique, à l'organisation des complexes ophiolitiques

a) données : informations déduites des dragages, forages et des observations le long de coupes naturelles (rappels) → planches 1 à 4

- Des associations pétrographiques stratifiées
Cas typique : couverture sédimentaire au dessus de **basaltes en coussins / complexe filonien / gabbros // péridotites** du manteau
→ exemples : faille de Vema /forages DSDP/ODP / données du Hess Deep atlantiques
- Des variantes : absence de gabbros ou de basaltes, ou des deux avec parfois une péridotite directement présente sous la couverture sédimentaire
- Lorsque les observations sont menées hors des zones proches des dorsales, les roches sont le plus souvent des **métabasaltes**, des **métagabbros** et des **péridotites plus ou moins serpentinisées** qui témoignent d'une transformation de roches anhydres en roches hydratées.

***Serpentinisation** : transformation qui affecte des olivines et pyroxènes et conduit à la formation de minéraux hydroxylés magnésiens du type $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ (famille des phyllosilicates)*

→ étude trou 504B

b) les complexes ophiolitiques : interprétations en relation avec les informations issues des données océaniques (planches 5 et 6)

- Les complexes ophiolitiques : structure et variation, répartition
 - description d'une ophiolite : l'ophiolite de la nappe du Semail (Oman)
 - ➔ des unités d'affinité croûte océanique disjointe les unes des autres par des accidents tectoniques
 - autres exemples : ophiolites alpines (Chenaillet, Corse), autres ; répartition
 - grands types en relation avec la structure de la lithosphère océanique et le fonctionnement des dorsales
 - ❖ ophiolites « LOT » d'affinité « Pacifique » à dorsale rapide
 - ❖ ophiolites « HOT » d'affinité « Atlantique » à dorsale rapide

- Les roches des ophiolites : des « métaroches »

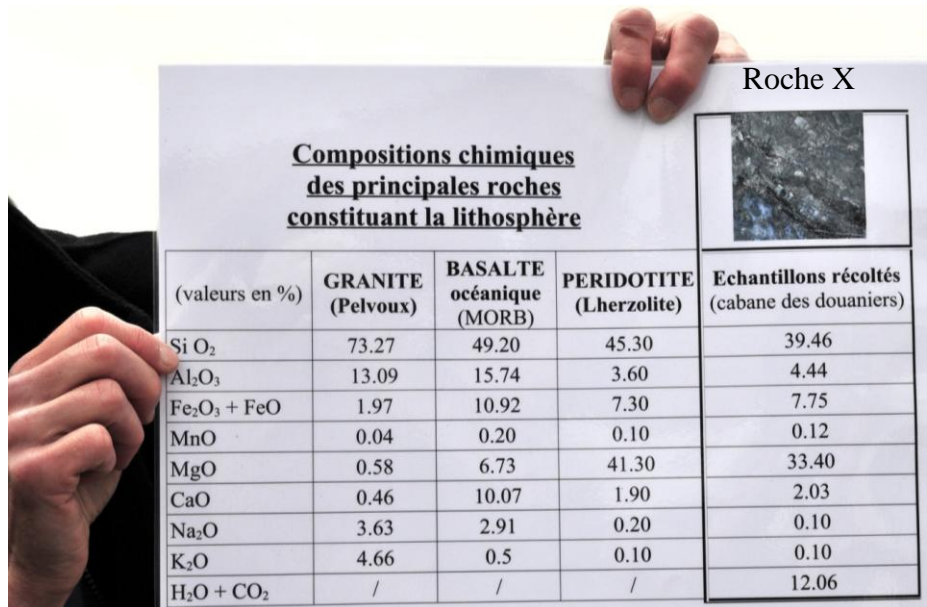
Exercice intégré :

Une roche X peut être échantillonnée à proximité de la « cabane des douaniers » le long d'un itinéraire géologique aménagé dans la région de Montgenèvre (bourgade située à l'est de Briançon, près de la frontière italienne).

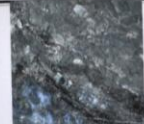
1°) A partir des compositions de roches fournies dans le tableau de la figure jointe, proposez un nom pour la roche X ; justifiez votre réponse.

2°) Quel peut-être l'apport constitué par la présence de cette roche à l'étude géologique de ce secteur ?

Remarque : la lherzolite proposée est supposée ne pas avoir subi de fusion partielle.



Roche X

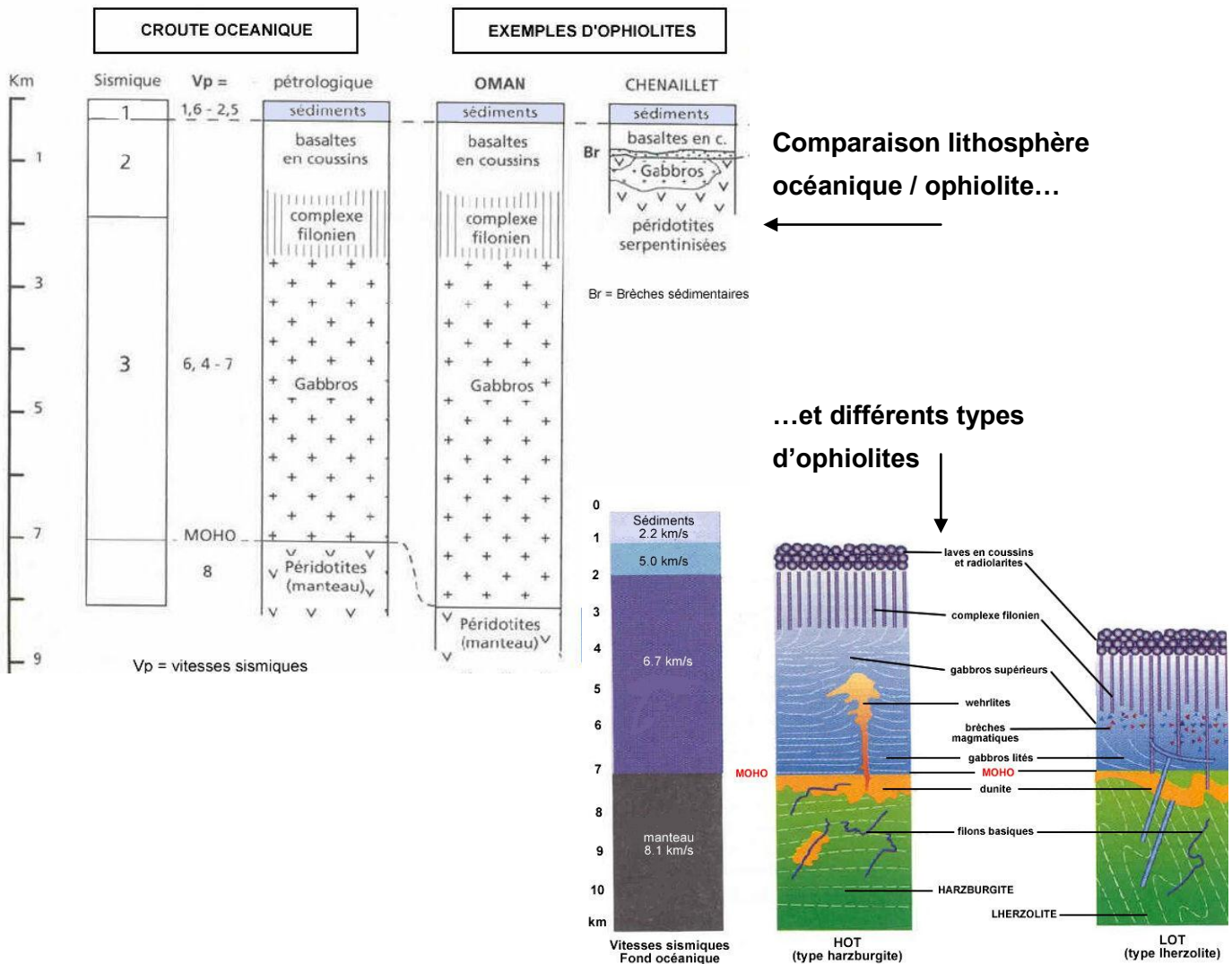
Compositions chimiques des principales roches constituant la lithosphère				
(valeurs en %)	GRANITE (Pelvoux)	BASALTE océanique (MORB)	PERIDOTITE (Lherzolite)	Echantillons récoltés (cabane des douaniers)
Si O ₂	73.27	49.20	45.30	39.46
Al ₂ O ₃	13.09	15.74	3.60	4.44
Fe ₂ O ₃ + FeO	1.97	10.92	7.30	7.75
MnO	0.04	0.20	0.10	0.12
MgO	0.58	6.73	41.30	33.40
CaO	0.46	10.07	1.90	2.03
Na ₂ O	3.63	2.91	0.20	0.10
K ₂ O	4.66	0.5	0.10	0.10
H ₂ O + CO ₂	/	/	/	12.06

Dans ce même site on peut échantillonner des roches appelées en première approximation gabbros mais dans lesquelles des pyroxènes sont souvent entourés d'une frange de hornblende (planche 1, chapitre VII.B sur les transformations minérales).

➔ métagabbros issus d'une transformation en présence d'eau

- des roches magmatiques ayant subi des transformations : serpentinitisation, hydroxylation des minéraux ferro-magnésiens, etc. : ceci rappelle la minéralogie des roches océaniques à distance des dorsales
- problème soulevé : comment rendre compte de cette évolution minéralogique ?

Bilan : les ophiolites dans leur pétrographie font penser à des lambeaux de lithosphère océanique échoués sur des continents...



1.2. l'hydrothermalisme océanique :

des échanges chimiques entre l'eau de mer et les roches de la lithosphère océanique

Programme : La lithosphère océanique, formée à l'axe des dorsales, interagit avec l'eau de mer et acquiert un faciès schistes verts.

- illustrer les échanges chimiques avec l'eau de mer ;
 L'hydrothermalisme océanique n'est pas au programme dans sa globalité ; seuls sont exigibles des exemples permettant d'illustrer le tri géochimique : hydratation des minéraux de la croûte, échanges de Na et Mg. Les processus d'origine des fumeurs noirs et des sulfures métalliques associés ne sont pas au programme.

a. mise en évidence d'une interaction eau - roches

sources chaudes : des panaches d'eaux chaudes s'échappant de fissures et de cheminées au fond des océans

- des eaux à près de 350°C riches en sulfures métalliques noirs → fumeurs noirs
- des eaux dont la température est inférieure à 300°C riches en sulfates de calcium et en baryum → fumeurs blancs

autre approche : les roches océaniques forées en dehors des secteurs les plus proches de dorsales ne sont plus anhydres...mais présentent plus ou moins de minéraux hydroxylés.

b. tris géochimiques associés à l'hydrothermalisme océanique (planche 7, 8)

La schématisation de la boucle hydrothermale : un fluide (l'eau), une fracturation offrant une perméabilité (croûte fragile fracturée du fait des contraintes extensives à la dorsale), une source de chaleur pour animer la convection (la chambre magmatique et le refroidissement du magma contenu)...

Comparaison de la chimie de l'eau de mer approvisionnant le système hydrothermal et de celle des eaux rejetées

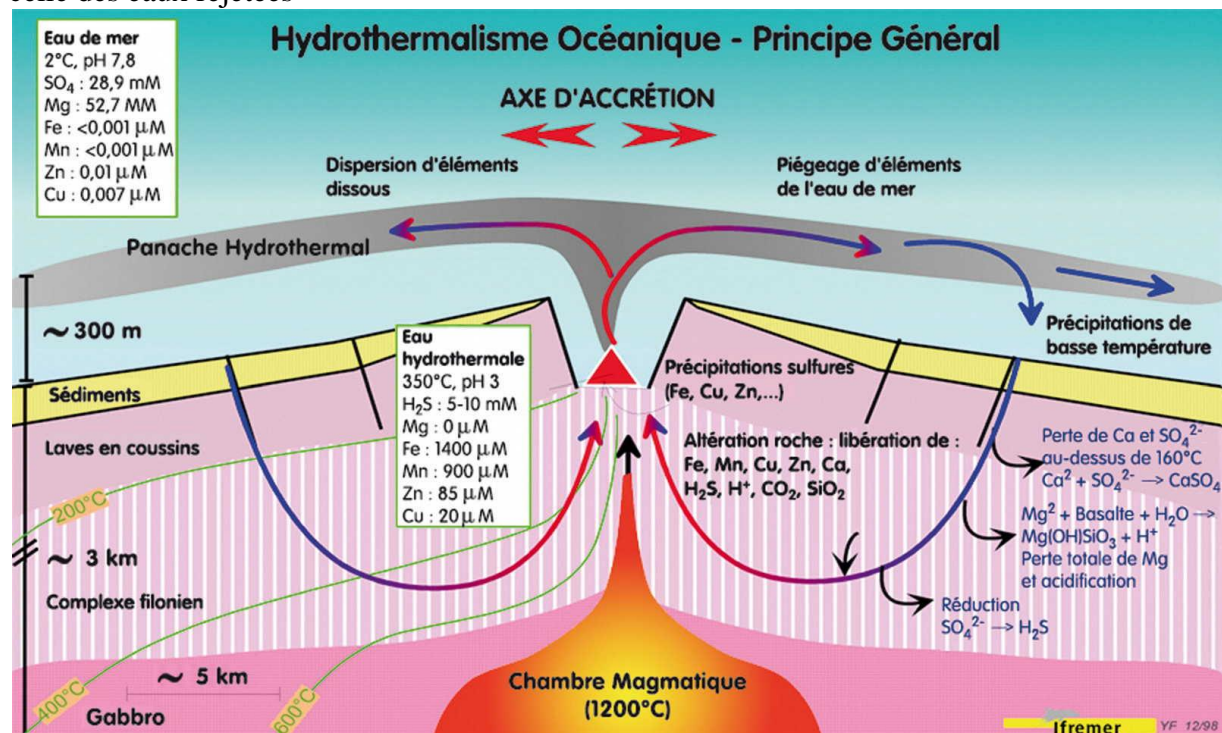


Schéma simplifié d'une circulation hydrothermale au voisinage des dorsales...

L'eau de mer ayant traversé le secteur hydrothermal s'est débarrassée de tout son Mg et également d'une partie de son Na (il contribue à l'albitisation des plagioclases...l'eau s'est donc enrichie en Ca extrait de ces plagioclases). Cet échange est essentiel pour rendre compte de la qualité cationique de l'eau de mer et de sa faible capacité à produire des dolomies (sauf environnement lagunaires) alors qu'elle peut beaucoup plus facilement permettre la formation des carbonates de calcium.

Pour aller plus loin : <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/pourquoi-mer-salee2.xml>

Concernant le flux d'eau qui participe à ces circuits : on estime que le volume d'eau des océans est passé au travers de ces zones tous les 8 Ma.

C'est aussi un moyen beaucoup plus efficace que la conduction qui permet à la lithosphère océanique de se refroidir beaucoup plus rapidement qu'elle ne le ferait sans cela (**planche 9**).

Remarque : L'hydrothermalisme océanique se manifeste aussi outre les fumeurs par la formation d'amas sulfurés métalliques in situ dans l'épaisseur de la croûte ou à sa surface.

c. évolution minéralogique associée : les roches acquièrent les faciès schistes verts, et plus profondément amphibolites avant d'engager des réactions rétrogrades (vers schistes verts) plus ou moins importantes... (planche 10)

A partir du moment où les fluides atteignent les roches situées à plus de 1-1,5 km de profondeur et présentant une température comprise entre 200°C et 400°C

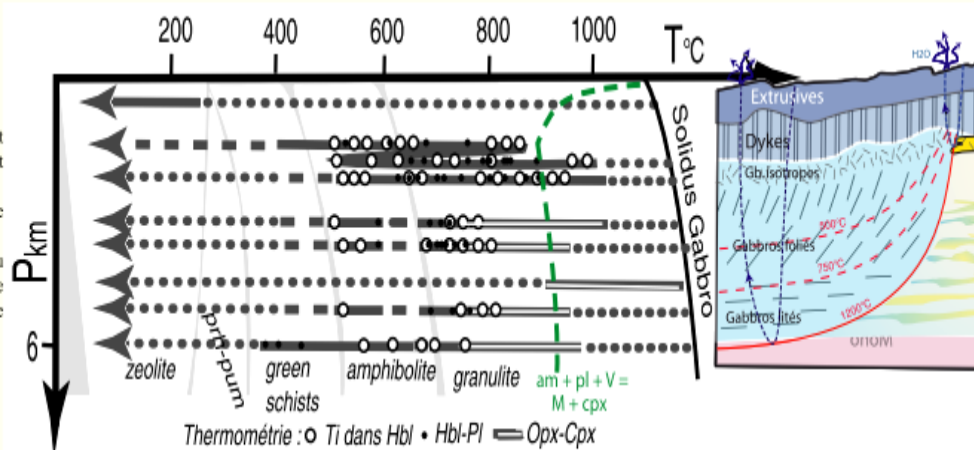
- les olivines se serpentinisent
- les pyroxènes des niveaux encore peu profonds donnent naissance à des chlorites → faciès schistes verts (plagio + pyrox + eau → chlorite)
 ceux des niveaux plus profonds et plus chauds donnent naissance à des amphiboles (hornblende) → faciès amphibolites (plagio + pyrox + eau → hornblende)

Cependant en s'éloignant de la dorsale, les roches occupant les 10 à 20 premiers km d'épaisseur de la lithosphère vont poursuivre leur refroidissement et subir une évolution rétrograde plus ou moins intense... ainsi à plus basse température, l'hornblende (hb) 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**...

Evolution métamorphique rétrograde et trajets PTt dans le complexe gabbroïque de l'ophiolite d'Oman

Les thermomètres basés sur l'amphibole(-plagioclase) et le couple Opx-Cpx permettent de quantifier en continu les trajets rétrogrades de refroidissement des (méta)gabbros à différents niveaux du complexe gabbroïque, depuis la zone de racine des filons jusqu'au Moho. Ce refroidissement n'est pas nécessairement continu : une recristallisation granoblastique à la base du complexe filonien atteste de variations de T liée aux migrations verticales de la lentille magmatique.

En trait plein : portion de trajet enregistrée par la roche (minéralogie et thermométrie).
 En tirets : portion de trajet susceptible d'être enregistrée par la roche.
 En pointillés : portion de trajet peu susceptible d'être enregistrée par la roche (vitesse de refroidissement trop grande et/ou absence d'eau).



Les textures granoblastiques observées dans les gabbros lités ne sont pas magmatiques, mais résultent plutôt du refroidissement lent qui permet un rééquilibrage textural. Ainsi, il serait irréaliste de penser que les gabbros ont définitivement acquis leur texture et leur minéralogie lors de la cristallisation du magma à l'origine de ces roches.
 "Cumulates are not simple accumulations of minerals that crystallized as a closed system ; they are the end-result of extensive reequilibration in response to complex reaction-transport processes operating during a prolonged period of slow cooling " (McBirney, 2009, Lithos, 111, 1-5).

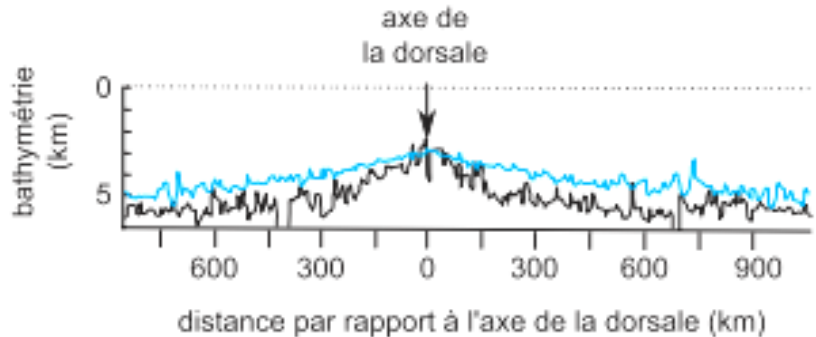
d'après Nicollet, <http://christian.nicollet.free.fr/page/Publications/posterRST2010.pdf>

1.3 évolution thermomécanique de la lithosphère océanique et subduction

Programme : La subduction de la lithosphère océanique est liée à son évolution thermomécanique.

a. thermosubsidence de la lithosphère océanique

De nombreux profils bathymétriques des dorsales ont été établis à partir de relevés au moyen de sondeurs acoustiques équipant les navires océanographiques.

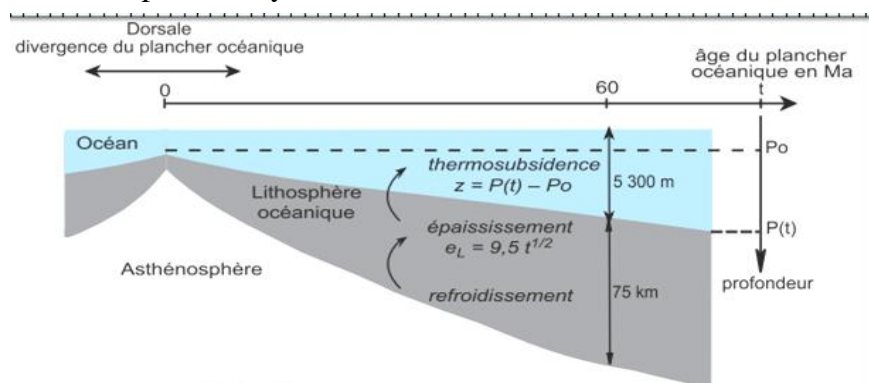


Profils bathymétriques simplifiés d'une dorsale lente et d'une dorsale rapide.

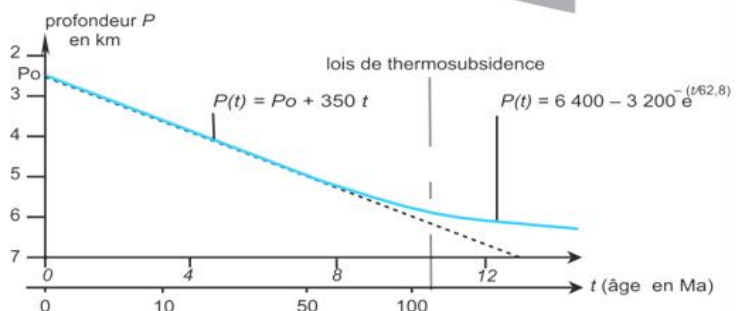
En bleu : profil d'une dorsale rapide (dorsale Pacifique) ;
 En noir : profil d'une dorsale lente (dorsale Atlantique à 20 °N).

On appelle **subsidence** l'enfoncement autonome du socle d'un bassin sédimentaire, continental ou océanique, indépendamment de l'accumulation sédimentaire dont il est l'objet et qui ajoute bien sûr une contribution à cette dynamique verticale.

Lorsqu'elle s'éloigne de la dorsale, la lithosphère océanique qui y est créée se refroidit et voit sa densité augmenter, principalement du fait de l'épaississement de son manteau supérieur au détriment de l'asthénosphère ; ceci anime une subsidence thermique de la lithosphère océanique (figure) au regard de l'asthénosphère qui explique, puisqu'elle n'est pas entièrement absorbée par le remplissage sédimentaire, l'augmentation de profondeur du plancher océanique des flancs de la dorsale aux plaines abyssales.



Evolution de la profondeur du socle magmatique du plancher océanique en fonction de son âge (éloignement à l'axe de la dorsale où il s'est formé).



La courbe de thermosubsidence du plancher océanique établie à partir des mesures réalisées au cours de campagnes sismiques et de forages peut être lissée par deux expressions mathématiques se complétant :

- pour des âges inférieurs à 100 Ma, $P(t) = P_0 + 350 t^{1/2}$, avec P_0 = profondeur de l'axe de la dorsale émettrice du plancher (actuellement la profondeur moyenne est de 2500 m) et t = âge du plancher en Ma ;

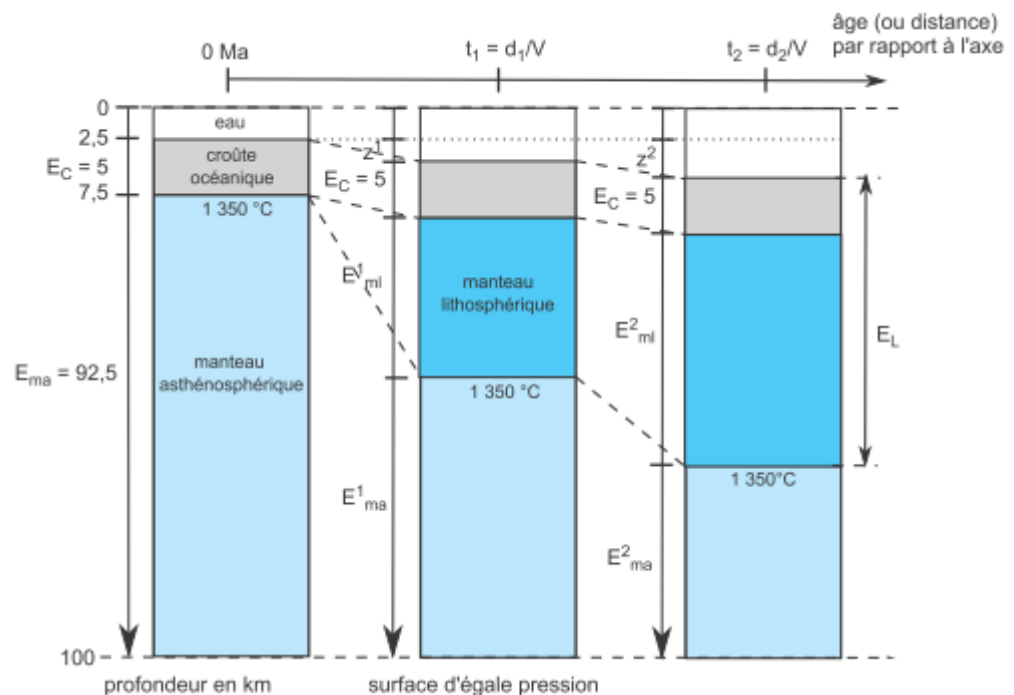
- pour des âges supérieurs à 100 Ma, $P(t) = 6400 - 3200 e^{-(t/62,8)}$.

Concernant l'épaississement lithosphérique, principale cause de l'augmentation de densité et donc de la thermosubsidence, elle suit approximativement une loi de type $e_L = 9,5.t^{1/2}$ (avec t = âge de la lithosphère océanique en Ma et e_L l'épaisseur en km ; cette loi est applicable dès que $t > 1$ Ma).

Exercice intégré

Partons du principe que la lithosphère océanique est globalement à l'équilibre isostatique (hypothèse vérifiée par le fait que les anomalies à l'air libre sont de faible amplitude à l'axe des dorsales) et considérons deux colonnes de 100 km de hauteur, l'une de référence à l'axe de la dorsale (2,5 km d'eau, 5 km de croûte océanique et 92,5 km d'asthénosphère), l'autre sur le flanc (2,5 + z 1) km d'eau, 5 km de croûte océanique, E 1mL km de manteau lithosphérique et E 1ma km de manteau asthénosphérique. On admet ici que la croûte océanique est d'épaisseur constante une fois formée à l'axe de la dorsale ce qui signifie que l'on néglige sa contraction thermique.

Modèle pour calculer la subsidence thermique du plancher océanique.



L'expression de l'égalité des pressions à la base de ces 2 colonnes (surface d'égale pression située à -100 km) conduit à la relation suivante (sachant qu'il est possible dès le départ de simplifier par g tous les calculs d'isostasie) :

$$2,5.\rho_{eau} + 5.\rho_{co} + 92,5.\rho_{ma} = 2,5.\rho_{eau} + z1.\rho_{eau} + 5.\rho_{co} + E1mL.\rho_{mL} + E1ma.\rho_{ma} \quad (1)$$

En utilisant l'expression de $E1ma = 100 - 2,5 - z1 - 5 - E1mL = 92,5 - z1 - E1mL$ et en éliminant tous les termes communs, on aboutit à la relation suivante de la subsidence thermique au stade 1 :

$$z1 = \frac{E1mL.(\rho_{mL} - \rho_{ma})}{(\rho_{ma} - \rho_{eau})} \quad (2)$$

Cette équation est applicable à toute colonne plus ou moins éloignée de l'axe de la dorsale à condition de connaître l'évolution de l'épaisseur de la lithosphère E_L . Il a été montré que celle-ci augmente selon une loi du type $E_L = 9,2 \sqrt{t}$ avec E_L en km et t en millions d'années. Nous ferons

dans ce qui suit l'approximation entre EL et EmL (l'épaisseur de la croûte devient vite négligeable dans l'épaisseur totale EL de la lithosphère) ce qui conduit à l'écriture suivante de la relation (2) :

$$z = 9,2 \sqrt{t \cdot (\rho_L - \rho_{ma}) / (\rho_{ma} - \rho_{eau})} \quad (3)$$

La résolution numérique de cette équation suppose de contraindre au mieux les masses volumiques en raison de l'extrême sensibilité des résultats au terme $(\rho_L - \rho_{ma})$. Il faut donc évaluer la masse volumique des manteaux lithosphérique et asthénosphérique en tenant compte de l'estimation la plus vraisemblable de leur température moyenne. Pour l'asthénosphère, la température T_{ma} sera prise égale à 1350 °C (température considérée comme relativement constante dans chaque colonne en raison du caractère convectif et donc du bon brassage de l'asthénosphère qui permet de retenir un très faible gradient géothermique, le gradient adiabatique de 0,3 °C/km, soit des écarts de températures modestes entre colonnes) ; pour le manteau lithosphérique, la température T_{mL} sera considérée égale à 675 °C (température moyenne entre 0 °C au sommet et 1350 °C à la base). La masse volumique correspondante est déduite alors de la relation :

$$\rho_T = \rho_0 \cdot (1 - \alpha \cdot T) \quad (4)$$

avec ρ_0 la masse volumique de la péridotite à 0 °C et α le coefficient de dilatation thermique de cette même péridotite.

1. À partir de la relation (4), calculez les masses volumiques du manteau lithosphérique et du manteau asthénosphérique (retenir deux chiffres significatifs après la virgule), sachant que $\rho_0 = 3,35 \text{ kg/dm}^3$ et $\alpha = 3,28 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$.
2. Procédez alors à un calcul itératif (pas de 10 Ma puis de 20 Ma – voir tableau ci-dessous) en utilisant la relation (3). Reportez vos résultats sous forme de profondeur totale $(2,5 + z)$ km dans le tableau suivant et comparez-les aux données bathymétriques.
3. Convertissez les âges du plancher océanique en distance par rapport à l'axe de la dorsale en considérant que le taux de demi-expansion est de l'ordre de 1,5 cm/an.
4. Reportez éventuellement sur un graphe les deux séries de données bathymétriques et concluez quant à la limite temporelle de validité de ce modèle de subsidence.

Profondeur calculée $(2,5 + z)$ en km											
Profondeur mesurée (km)	2,50	3,39	4,00	4,34	4,64	4,90	5,12	5,43	5,68	5,90	6,00
Âge de la lithosphère (Ma)	0	10	20	30	40	50	60	80	100	120	140
Distance en km par rapport à l'axe											

b. instabilité gravitaire de la lithosphère océanique, déclenchement de la subduction ; importance de l'éclogitisation du slab

- montrer le caractère gravitaire de la subduction

b1. instabilité gravitaire : approche calculatoire, éléments de discussion

Exercice intégré :

L'épaisseur de la lithosphère océanique H_L (croûte + manteau lithosphérique) augmente avec son âge selon la loi $H_L = 9,2 (t)^{1/2}$ où l'âge t est exprimé en années et H_L en mètres.

1°) **Où et pourquoi** la lithosphère océanique s'épaissit-elle ? (réponse en 2 lignes)

2°) En négligeant dans un premier temps l'effet des sédiments éventuels, **calculer l'âge approximatif** pour lequel cette lithosphère est en équilibre sur l'asthénosphère sous-jacente ?

3°) **Estimer l'erreur** faite en négligeant l'épaisseur sédimentaire voisine de 1000 mètres environ.

4°) **Quel est l'âge maximal** observé pour la lithosphère océanique à la surface du globe. Proposer une (des) hypothèse(s) pour expliquer la différence entre cette valeur et celle calculée à la question 2.

Lors de la subduction de la lithosphère océanique, les basaltes et les gabbros de la croûte océanique se métamorphosent en roches métamorphiques nommés éclogites.

5°) **Calculer l'augmentation relative** de masse volumique du panneau plongeant de lithosphère océanique, dans le cas de la plaque Nazca entrée en subduction vers 40 millions d'années. **En quoi est-il important** de prendre en compte ce phénomène ?

Données :

Masse volumique de l'eau $\rho_e = 1,0 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$

Masse volumique du manteau lithosphérique $\rho_{ML} = 3,3 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$

Masse volumique du manteau asthénosphérique $\rho_{MA} = 3,25 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$

Masse volumique des sédiments océaniques $\rho_{SED} = 2,2 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$

Masse volumique des basaltes et des gabbros de la croûte océanique $\rho_{CO} = 2,85 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$

Masse volumique des éclogites $\rho_{ECLO} = 3,5 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$

Epaisseur de la croûte océanique H_{CO} (hors sédiments) = 6000 m

b2. déclenchement de la subduction et importance pour la cinématique globale

Le déclenchement d'une subduction repose a priori sur une instabilité gravitaire cependant que de nombreuses subductions semblent s'être déclenchées pour des lithosphères océaniques parfois pas si vieilles... il faut donc imaginer qu'il puisse y avoir parfois des fragilisations des marges passives (réactivation de fractures en contexte extensif, cf. article sur lithosphère atlantique au large du Portugal, PLS 2013) ou des blocages cinématiques qui obligent certains secteurs à se refermer... via le déclenchement d'une subduction, pas seulement gravitaire dans ce dernier cas.

Dès lors qu'elle est suffisamment amorcée, elle peut s'auto-entretenir...

b3. importance de l'éclogitisation

Ceci est illustré par la question 5 de l'exercice.

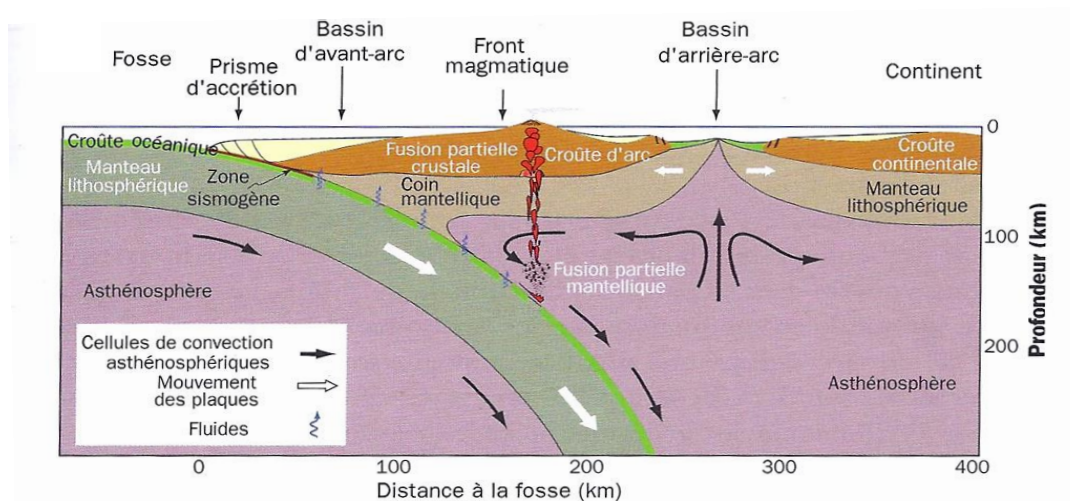
→ densification, force de traction gravitaire sur slab et auto-entretien de la subduction

Remarque : une importance également chimique : libération d'eau, métasomatose du manteau chevauchant et facilitation de la fusion partielle → magmas calco-alcalins...

c. signatures de la subduction

- identifier des signatures de la subduction

- une convergence
- une cinématique mesurable (cf. planche GPS : mesures géodésiques et détermination d'une vitesse de mouvement relatif)

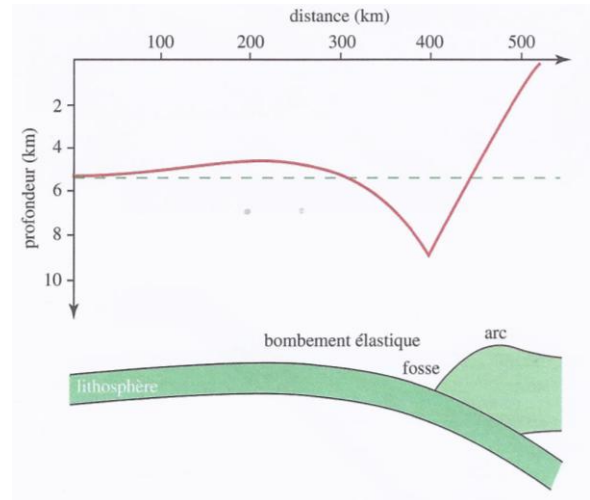


Coupe schématique d'une zone de subduction

La structure d'une zone de subduction océanique : arc insulaire et ouverture d'un bassin arrière-arc

Les bassins des zones de subduction se développent en avant et en arrière de l'arc volcanique. Le fond des bassins d'arrière-arc est constitué par une croûte océanique ou par une croûte continentale amincie.

- une morphologie type :
 - **bombement lithosphérique** plus ou moins marqué à près de 250 km de la fosse, au dos duquel on peut souvent trouver des successions de horsts et grabens
 - **fosse**



Subduction, flexion lithosphérique et forme de la fosse.

- **prisme d'accrétion**, mais il n'est pas toujours présent (cf. supra) ; lorsqu'il est présent, il exerce sur le slab une pression verticale proportionnelle à son volume, amplifiant d'autant sa flexure.
- **bassin d'avant arc**
- **arc magmatique / montagneux** : on y trouve des roches caractéristiques. Ce sont avant tout **des roches magmatiques** : roches volcaniques de la **série calco-alkaline** (basaltes / andésites / dacites / rhyolites ; carte de la Martinique) et plutoniques associées (granodiorites)

*Remarque : Des **roches métamorphiques** sont aussi associées à la subduction: roches métamorphiques de la plaque plongeante (faciès **SBleu / Amphibolite / Eclogite** suivant un **gradient franciscain**) et de la plaque chevauchante (**HT/BP de type Abukuma**) : on en peut pas le voir sur les zones de subduction actuelles → ceintures plus anciennes au nord-ouest du Japon.*

*Ces ceintures métamorphiques illustrent aussi une caractéristique importante des zones de subduction, le mouvement de **roll-back du slab** : mouvement rétrograde de la plaque plongeante qui joue sûrement un rôle déterminant dans la mise en tension horizontale de la plaque chevauchante → étirement dans l'arc magmatique et montagneux, ouverture du **bassin arrière arc**.*

Sont associées à ces caractéristiques :

- **une sismicité** : des séismes dans la plaque chevauchante et distribué suivant une couche inclinée sous celle-ci et dans le prolongement de la fosse océanique, c'est-à-dire dans l'épaisseur du panneau lithosphérique plongeant.

→ **plan de Wadati – Benioff**

Remarque : La sismicité du slab revêt différents visages :

- ❖ mécanismes au foyer « **extensifs** » liés à la flexuration d'extrados de la plaque plongeante dans les 25 premiers km de profondeur d'enfoncement ; en fait cela changerait en fonction de la position des foyers au sein de l'épaisseur du slab (extensif dans les 20 premiers km, compressifs dans les 30 suivants).
- ❖ mécanismes chevauchants les plus destructeurs dans la zone de friction des deux plaques, jusqu'à 100 – 120 km de profondeur environ ; cependant pour les foyers situés dans les niveaux plus profonds de l'épaisseur du slab, ils paraissent majoritairement **extensifs** et refléter la traction subie par celui-ci.

- ❖ des séismes intermédiaires liés à la déformation du slab froid distribués dans son épaisseur suivant deux couches a priori plus fragiles : ces séismes aux mécanismes divers, certains compressifs et d'autres extensifs seraient liés au déroulement de réactions de déshydratation dans la croûte (→ éclogites) et plus profondément aussi dans le manteau (→ déshydratation des serpentinites)
 - ❖ au-delà de 300 km de profondeur, la sismicité traduirait jusqu'à 670 km de profondeur des changements de phase de l'olivine (→ transition structure de type spinelle) et des déformations liées à la résistance du manteau devenu nettement plus rigide que l'asthénosphère (**mécanismes compressifs**).
- **des anomalies thermiques et gravimétriques** (cf. exemple de marge, partie 2.A)
 - **une imagerie géophysique caractéristique** : tomographie sismique montrant les caractères géométriques de la subduction et témoignant du fait que des panneaux lithosphériques puissent dans certains cas plonger sous 670 km jusque très profondément vers la couche D'', et rejoindre de manière aismique ce que certains nomment une zone « cimetière de plaques »...

De nombreuses variantes caractérisent les subductions :

- relier diverses données permettant de discuter de la diversité des subductions ; *par contre la connaissance exhaustive de cette diversité n'est pas au programme*

exercice intégré :

A partir des documents proposés (**planche 12**) concernant les secteurs de subduction de l'Est-pacifique, de l'Ouest-pacifique et des Antilles, montrez qu'il existe une relative diversité des subductions qui dépasse le cadre de leur localisation.

Bilan : ... correction exercice

⇒ introduction des idées relatives à subduction spontanée / forcée ; relations avec les mouvements de l'asthénosphère...

→ **Le processus de subduction se caractérise à la surface de la Terre par une remarquable diversité de situations : diversité quant à la nature des plaques impliquées, de leur âge, de la géométrie du slab, de la profondeur atteinte, du couplage mécanique, de la présence ou non d'un prisme, d'un bassin arrière-arc, de volcanisme,....**

Au-delà de cette diversité, la subduction apparaît comme un des processus majeurs d'entraînement des plaques, permettant le recyclage de la lithosphère océanique vers le manteau, l'accrétion de nouveau matériel continental depuis le manteau via le magmatisme, mais aussi à certains endroits le retour de matériel continental vers le manteau.

- **exploiter ces connaissances dans l'identification de paléosubductions**

→ **importance dans l'identification des paléosubductions** : exemple Alpes (témoins métamorphiques), chaîne varisque (témoins métamorphiques), Himalaya (sud-Tibet, témoins plutoniques) : parmi toutes les caractéristiques des subductions, seules celles qui sont durables sont susceptibles de constituer des marqueurs de paléosubduction.

Ce sont des associations magmatiques (volcaniques dans les secteurs encore jeunes, plutoniques dès lors que les roches volcaniques, superficielles, ont été érodées ; ce sont aussi **les séries métamorphiques de gradient franciscain** doublée éventuellement des ceintures de type gradient d'Abukuma.

Les prismes d'accrétion constituent aussi des structures dont on est susceptible de conserver la trace pendant des millions d'années (prisme paléogène de la Barbade en arrière du prisme néogène à actuel).

➔ **application dans le cadre de l'étude des Alpes**

II. LES MARGES DES OCEANS

2.1. Marge active

Programme : Une marge active montre des signatures géomorphologiques, géophysiques et pétrologiques.

Définition : Une marge active est une frontière entre une plaque lithosphérique continentale et une plaque lithosphérique océanique marquée par une activité sismique et volcanique en relation avec un contexte de subduction.

Rappel : Il existe deux types de subductions : **la subduction océanique** qui est la plus répandue sur Terre (environ 55 000 km de limites de plaques sont concernés) et la **subduction continentale**. Les zones de subduction continentale correspondent à des zones de collision entre deux plaques continentales et ne rentrent pas dans le champ des marges actives. Dans la subduction océanique, la convergence lithosphérique conduit au plongement d'une plaque océanique sous une autre plaque de nature soit océanique, soit continentale. Même si la notion de marge renvoie à l'idée première de « marge continentale » et donc au cadre des zones de subduction océanique sous lithosphère continentale, **elle est maintenant étendue à toutes les situations de subduction océanique**.

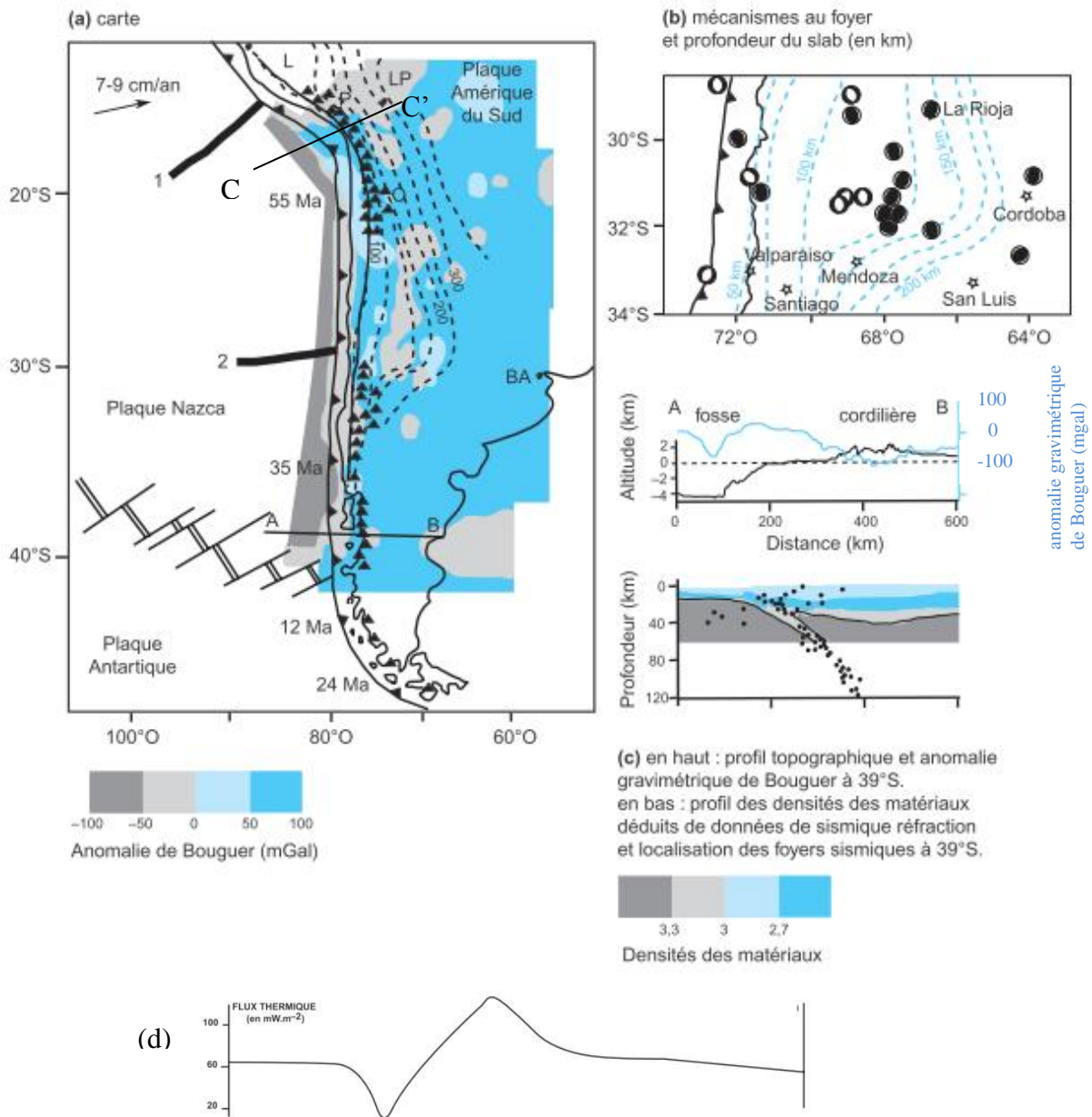
Remarque : les marges continentales actives ne sont pas en effet les seuls lieux de la subduction océanique ; il existe en effet des subductions de lithosphère océanique sous une autre lithosphère océanique qui est alors bordé d'un arc insulaire (type Bonins, Mariannes)...

a) caractères généraux déduits de l'étude d'un exemple, la marge andine

- identifier les indices d'une marge continentale active

exercice intégré :

Identifier les indices d'une marge continentale active ; on s'attachera à dégager les principales caractéristiques géomorphologiques, géophysiques et pétrologiques de la marge andine en relation avec la subduction.



La marge active du Chili.

- (a) Carte consignant : les anomalies gravimétriques, les isobathes du slab (courbes en pointillés, valeurs en km), la présence de volcans (triangles noirs ; I : volcan Irruputuncu ; O : volcan Ollagüe ; P : volcan Parinacota) ; le front de subduction (trait noir orné de triangles), les plaques lithosphériques et l'âge des sédiments marins (âges en Ma indiqués pour les sédiments les plus anciens de la plaque Nazca, près du front de subduction). LP : La Paz ; L : Lima ; BA : Buenos Aires.
- (b) Mécanismes au foyer et isobathe du slab (courbes en pointillés, valeurs en km).
- (c) Profil topographique, anomalie de Bouguer, profil des densités des matériaux déduit des données de sismique-réfraction, Moho (trait noir), foyers des séismes sur le transect AB situé à 39°S.
- (d) Variation du flux thermique dans les Andes suivant la coupe C-D

Planche rectificative remplaçant les données gravimétriques de la précédente (inexactes)

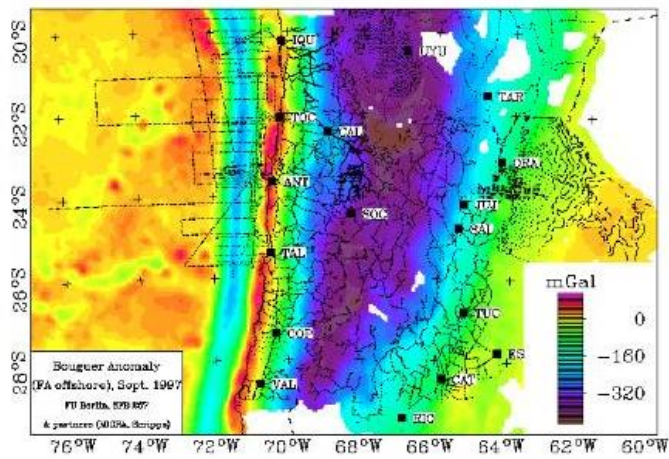


Figure 1

Figure 1- Map showing the Bouguer anomaly across the Central Andes. Prominent features are the NS trending negative anomalies which *Götze et al, 1994* interpreted as the absence of heavy mantle material which is displaced by an overthickened crustal root.

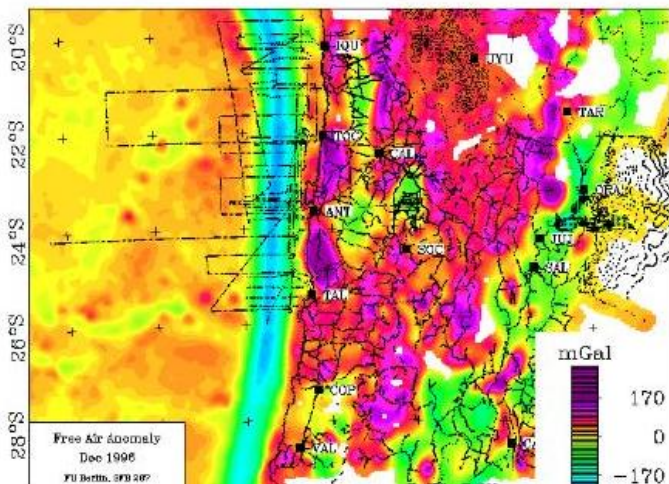


Figure 2 - Map showing the free air anomaly for the Central Andes.

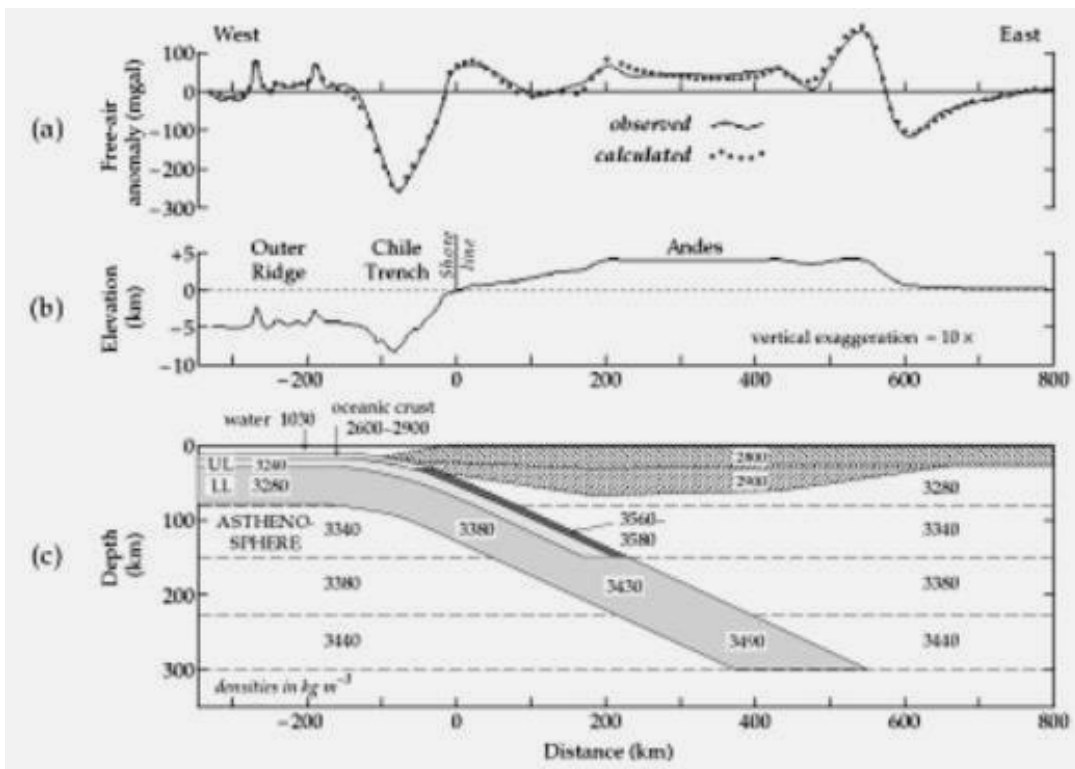
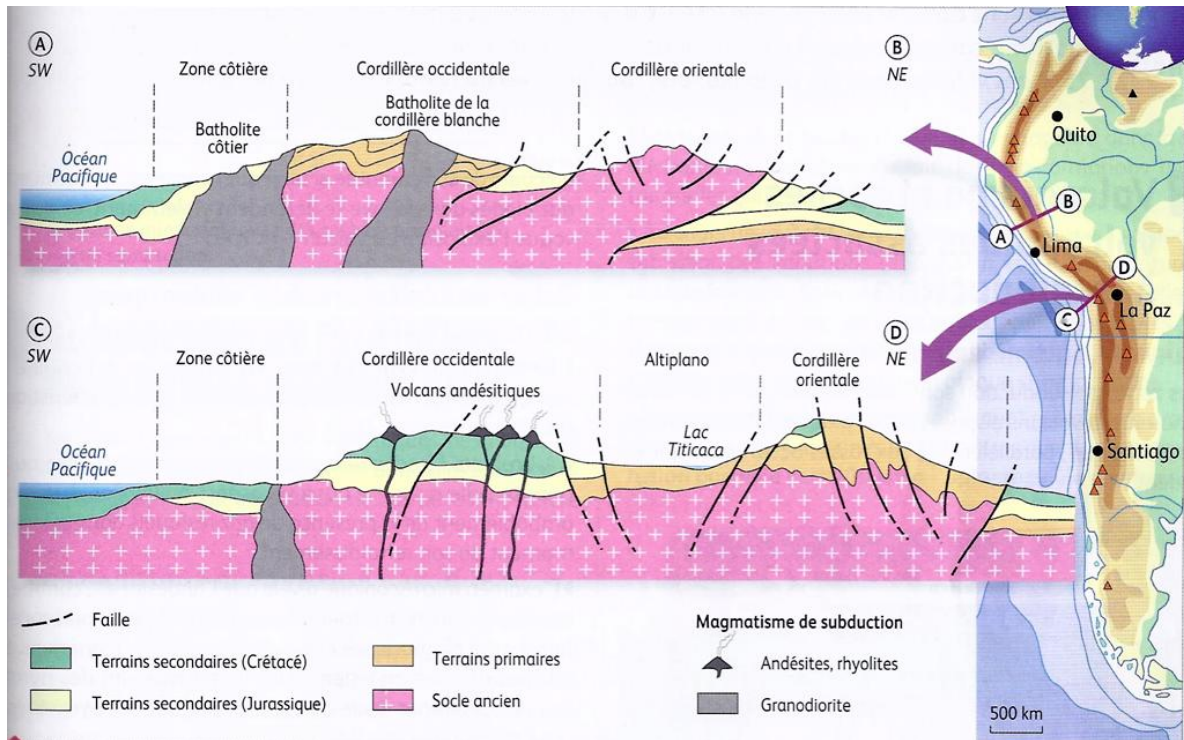


Fig. 2.62 Observed and computed free-air gravity anomalies across a subduction zone. The density model for the computed anomaly is based on seismic, thermal and petrological data. The profile crosses the Chile trench and Andes mountains at 23°S (after Grow and Bowin, 1975).



Coupes géologiques schématiques de la marge andine au Nord (AB) et au Sud (CD) du Pérou.

Le secteur chilien de la marge andine est aussi caractérisé par la présence d'un prisme d'accrétion sédimentaire.

Ce type de structure est aussi présent au front de l'arc insulaire des Petites Antilles (planche 13) ; son épaisseur est tel qu'il affleure même en surface au niveau des îles de la Barbade.

Exercice intégré (planche 13) :

Proposez un schéma expliquant la mise en place des écailles du prisme à l'aplomb du forage 671.

Bilan : cf. fiche correction exercice intégré

La marge andine montre cependant des variantes du Nord au Sud dans les secteurs péruvo-chiliens :

- un secteur péruvien, un slab plongeant à 30°E jusqu'à 100km de profondeur puis s'aplatissant : secteur sans volcanisme ;
- un secteur sud-péruvien et nord chilien avec à l'Est le secteur bolivien : poursuite u plongement de 30° en profondeur... : secteur à volcanisme actif ;
- un secteur sud chilien où l'on retrouve les caractères d'une subduction profonde plate...

Ces variations de la géométrie du slab suppose d'imaginer la subduction de la plaque Nazca non pas comme l'évolution profonde d'un plan homogène mais plutôt comme l'enfouissement de lames lithosphériques juxtaposées et pouvant disposer de découplages relatifs de leur géométrie.

b) des exemples de variations autour de la notion de marge active : marges avec détachement d'arc insulaire ou création d'arc insulaire

Dans le cas du Japon, le roll-back de la plaque Pacifique s'est accompagné de l'ouverture d'un bassin arrière-arc aujourd'hui inactif ayant détaché l'arc nippon du continent asiatique.

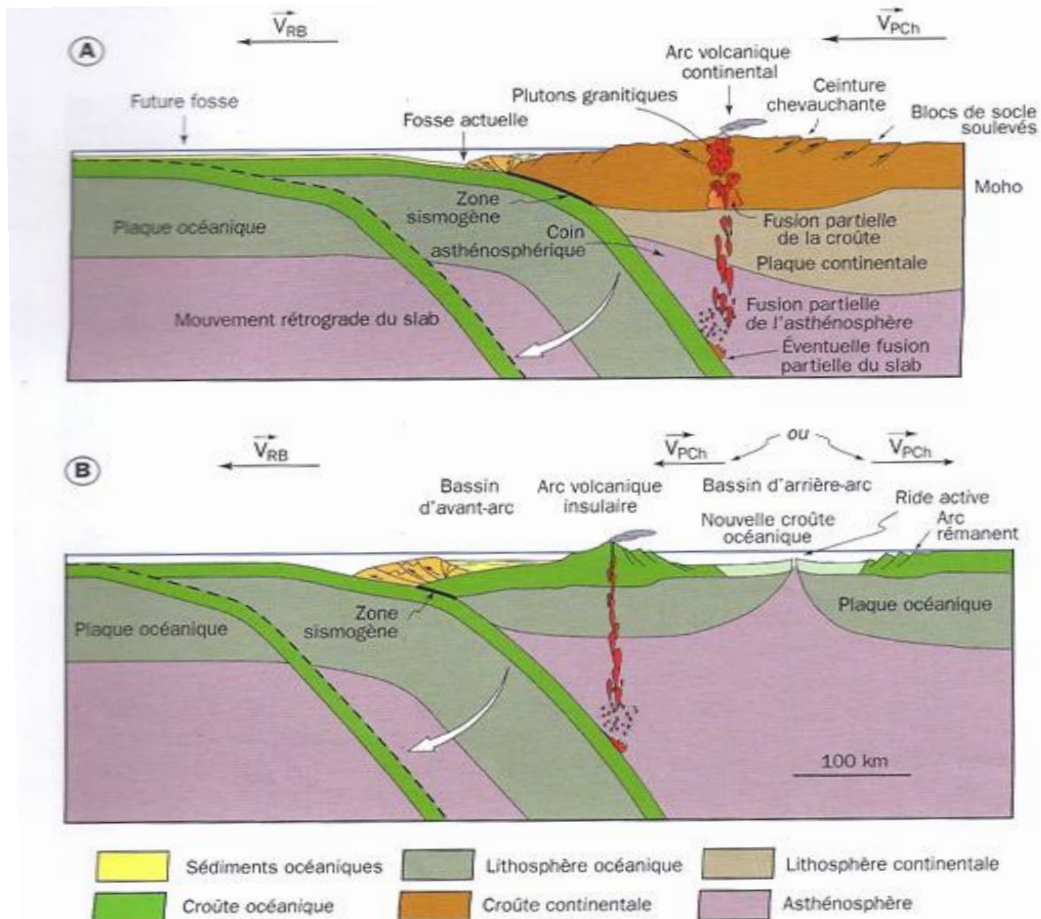


Figure 10.8.A et B. Les subductions en contextes compressif (A) dit de « type Andes » et extensif (B) dit de « type Mariannes »

Si la vitesse de déplacement de la plaque chevauchante V_{PCh} est de même sens et supérieure à celle du roll back V_{RB} , un arrière-arc en compression se développe. Si V_{PCh} est de même sens mais inférieure à V_{RB} ou si elle est de sens opposé, un arrière-arc en extension se développe.

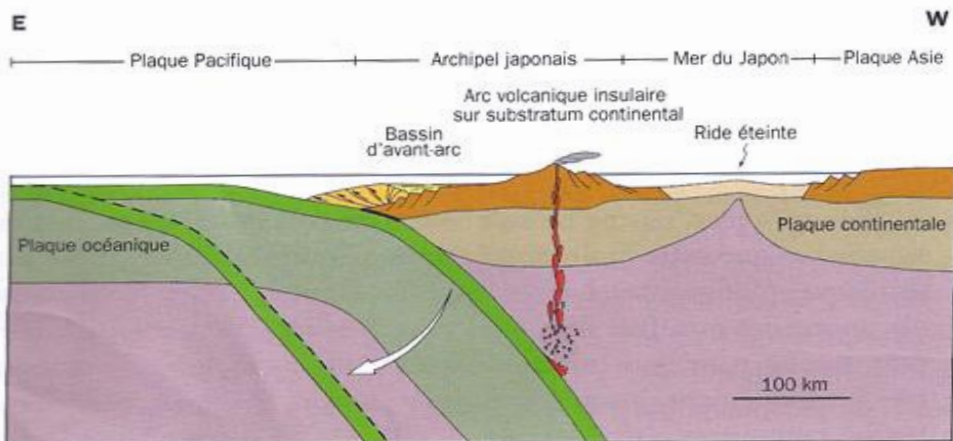


Figure 10.8.C. Le système arrière-arc du Japon

Le substratum de l'arc insulaire est de nature continentale, séparé de la plaque Asie par le développement du bassin arrière-arc qui a formé la mer du Japon. Actuellement, le bassin est en compression, amorçant la fermeture de la mer du Japon.

Dans d'autres cas, la marge active peut ne pas être une marge CONTINENTALE mais une frontière convergente de type subduction engageant deux lithosphères océaniques...c'est le cas de la zone des Mariannes où la plaque Pacifique plonge sous celle des Philippines, toutes deux océaniques.

2.2. Marge passive

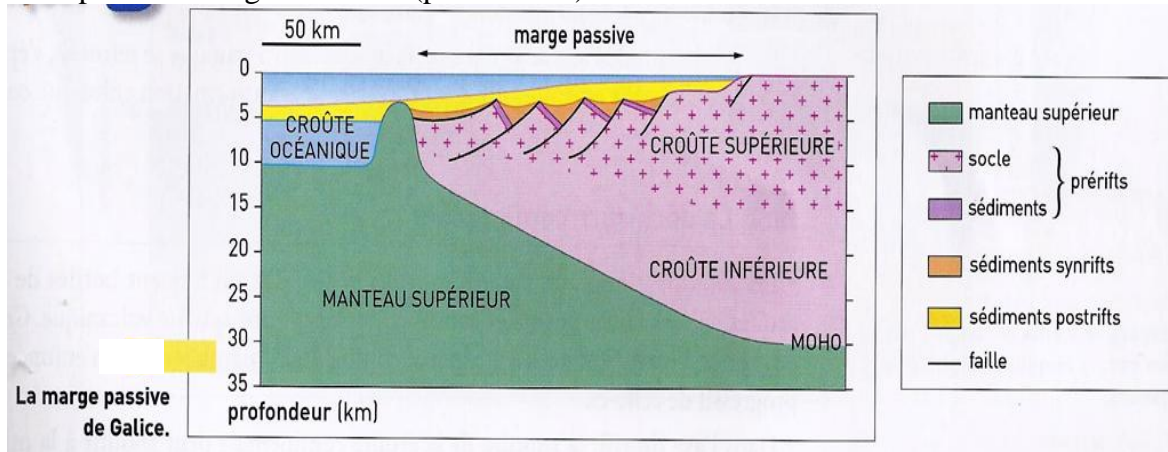
Programme : Une marge passive est un berceau sédimentaire lié à sa subsidence thermique.

Une marge passive correspond à la bordure immergée d'un continent qui s'arrête à la **transition (T.O.C.)** entre la lithosphère **continentale** et la lithosphère **océanique** avec amincissement progressif de la première. Dans le cas d'une marge passive, ce domaine ne présente **pas** la moindre **activité sismique** à quelques exceptions près. Cela signifie que portions lithosphériques continentale et océanique en contact sont solidaires et appartiennent à la même plaque, à la différence des marges actives où la sismicité à la verticale de la marge traduit une subduction et donc l'affrontement de deux plaques distinctes.

Exemple en France métropolitaine : marge armoricaine, marge de Nord-Gascogne, marge liguro-provençale...on peut produire un profil bathymétrique à partir de la carte au 1/1000000^{ème}.

a) une structure générale témoignant d'une zone de transition océan - continent

Exemple de la marge de Galice (planches 14)



Dans une marge passive, l'amincissement de la lithosphère continentale se traduit par :

- **la présence de failles majoritairement normales listriques** qui découpent la croûte supérieure en une succession de blocs ayant subi des basculements ;
- **l'amincissement de la croûte inférieure** ;
- **une remontée du Moho et donc du manteau** vers des profondeurs voisines d'une dizaine de kilomètres. A certains endroits de la portion distale de la marge, **le manteau peut même être totalement dénudé...**

Cet amincissement, réalisé au cours de la phase dite de rifting (déchirure continentale telle qu'elle est observable dans le rift Est-africain, région du lac Asal et de l' Afar) s'accompagne d'une subsidence guidée par les événements tectoniques (subsidence tectonique initiale). L'océanisation qui la prolonge est caractérisée par la mise en place d'un plancher océanique. Au fur et à mesure de l'expansion océanique, les portions de lithosphère océanique créées initialement au contact de la marge s'éloignent, se refroidissent et s'enfoncent ; cette thermosubsidence du plancher océanique entraîne celle de la marge qui lui est attachée.

Après avoir été l'objet d'une subsidence tectonique contemporaine du rifting, la marge est donc l'objet d'une thermosubsidence contemporaine de l'océanisation.

Ces subsidences sont aussi responsables de la création d'espace disponible pour la sédimentation, de sorte qu'une marge est un secteur propice à l'accumulation sédimentaire. La géométrie des dépôts sédimentaires, influencée par la nature de la subsidence, est donc riche d'informations concernant l'histoire d'une marge, du rifting à l'océanisation.

b) un secteur riches d'informations concernant l'histoire de l'océan

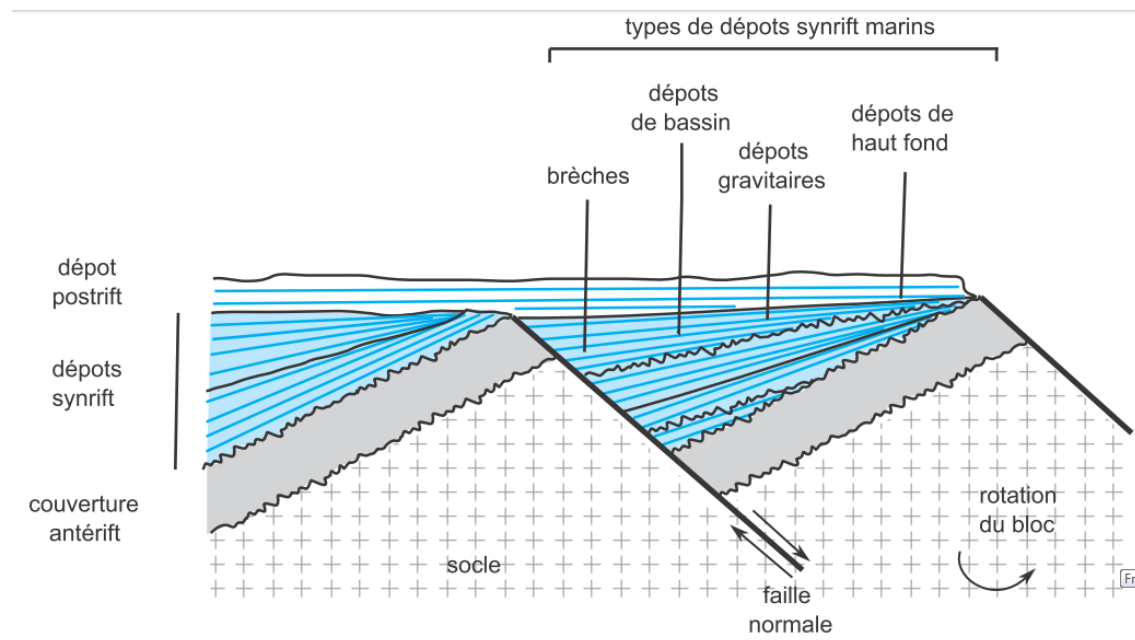
- exploiter des données sédimentaires pour estimer la durée d'un rifting continental, celle du rééquilibrage thermique et l'âge de la transition rifting-océanisation ;
- relier la géométrie d'une marge passive à son histoire

Lors de la formation et de l'évolution d'une marge passive, les sédiments qui s'y accumulent se disposent suivant des géométries influencées par cette évolution...

On distingue ainsi :

- des **dépôts anté-rift** : solidaire du socle des blocs basculés, affectés par les jeux de faille.
- des **dépôts syn-rift** : formation constituée de couches disposées en éventail et contenant fréquemment des passées de brèches dans les secteurs adossés aux failles et pouvant être discordantes entre elles et sur les niveaux plus anciens. Ces couches sont interprétées comme contemporaine de la subsidence tectonique.
- des **dépôts post-rift** : discordants sur tous les précédents et non (ou très peu) affectés par les failles qui sont interprétés comme ceux qui s'accumulent sous l'égide d'une subsidence devenue thermique.

Ceci peut être figuré de manière simplifiée comme suit :



Géométrie des dépôts sédimentaires sur des blocs basculés de marge passive : un schéma simple pour aider à comprendre et à déchiffrer les données issues de l'exploration des marges.

Exercice intégré : Application au cas de la marge de Galice (planche 14)

- ➔ Retracer l'histoire de la marge de Galice d'après les informations fournies par les profils sismiques et les forages.

c) des variantes

- marge grasse – marge maigre : alors que l'épaisseur des formations sédimentaires qui se sont accumulées sur la marge de Galice est souvent inférieure à 2000 m, celle des formations accumulées sur la marge est-américaine au large de Terre-Neuve atteint plus de 10 000 m à certains endroits. Dans le premier cas, il s'agit d'une **marge maigre**, dans l'autre d'une **marge grasse**.
- marge volcanique – marge non volcanique : certaines marges présentent des traces d'extrusions basaltiques contemporaines du rifting ; elles semblent alors indiquer un rifting RAPIDE largement influencé par le fonctionnement d'un panache asthénosphérique (marge de Norvège). D'autres sont indemnes de traces de volcanisme et indiquent un rifting sans événement thermique majeur, généralement plus lent (durée \approx 20 à 25 Ma) ; c'est par exemple le cas de la marge armoricaine.
- marge de coulissage : il existe des marges qui se localisent dans le prolongement de secteurs de coulissage océanique et dont la direction est plus ou moins parallèle à celle de l'expansion de l'océan qu'elle borde ; nous ne les étudierons pas mais ce qui les caractérise le mieux est probablement le passage brutal entre la croûte continentale et la croûte océanique, ainsi que l'absence de blocs basculés (marge du Ghana et de la Côte d'Ivoire).

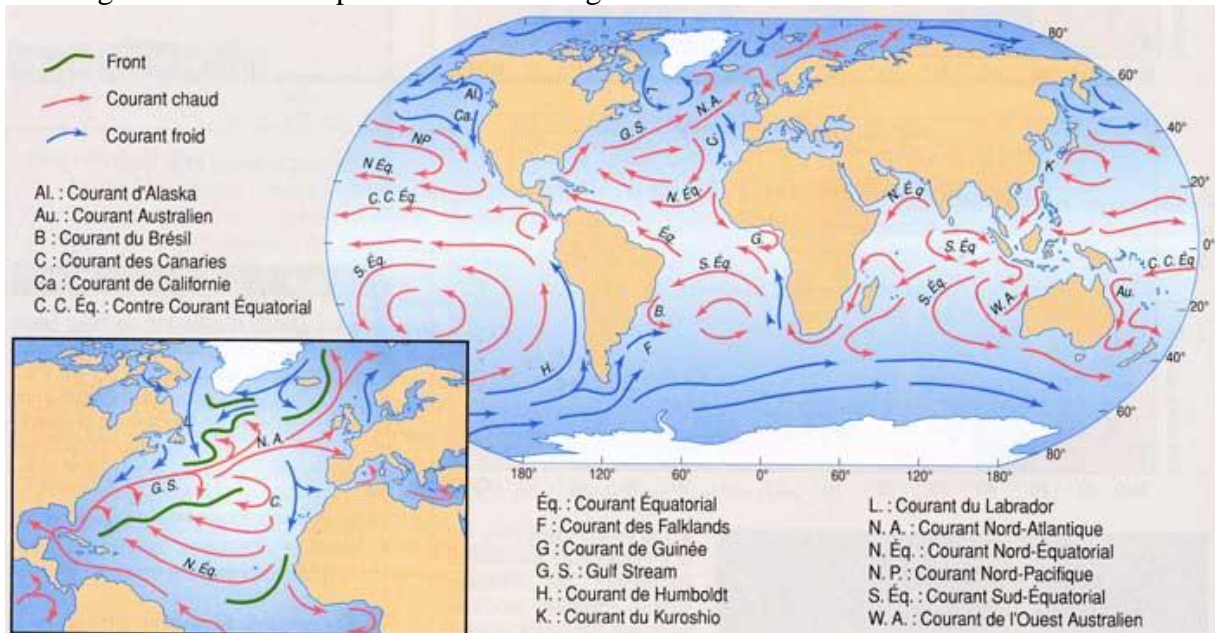
III. LE COUPLAGE OCEAN – ATMOSPHERE

Programme : L’océan est animé de courants de surface étroitement couplés aux courants troposphériques. Ce couplage thermomécanique est un déterminant majeur de climats.

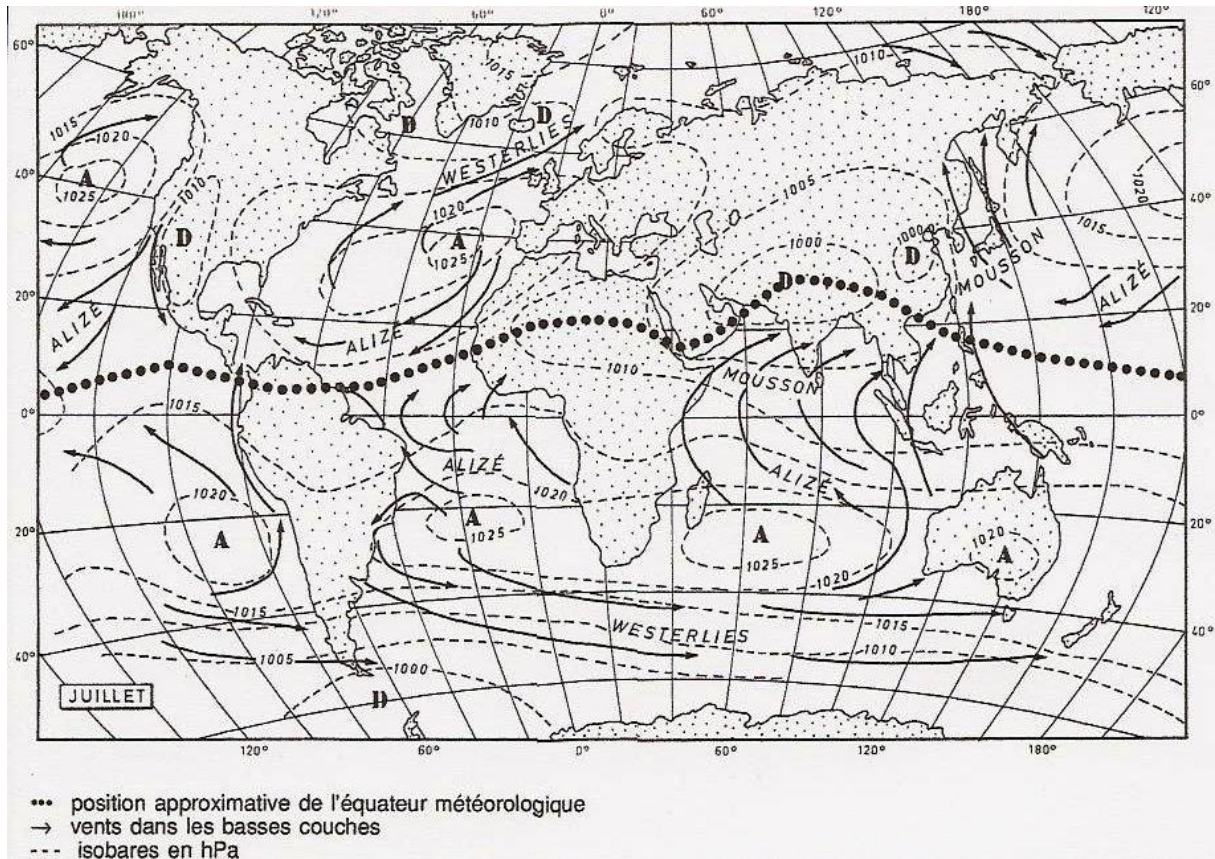
3.1. le couplage mécanique entre troposphère et eaux océaniques superficielles

a) mise en évidence d’un couplage

- localement : suivi du déplacement d’un polluant au cours du temps (nappe de pétrole du Prestige, pétrolier échoué au large des côtes de Galice) : les nappes d’hydrocarbures se déplacent au gré des courants superficiels qui évoluent quotidiennement en fonction des vents et de leurs changements de direction et de force.
- globalement : comparaison des cartes globales des vents et des courants marins



Carte des courants marins globaux



Carte globale des vents (en juillet)

Comparaison → les vents (déplacement basal des masses d’air troposphériques en convection) entraînent la mise en mouvement des eaux superficielles avec quelques déviations cependant : effet de Coriolis, effets topographiques, etc.

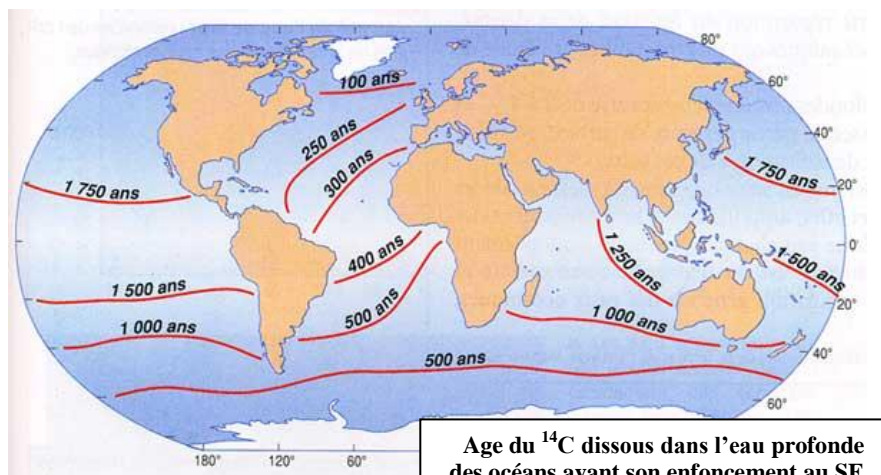
Remarque : en relation avec les déplacements saisonniers des cellules anticycloniques et dépressionnaires, vents et courants superficiels présentent aussi des variations saisonnières (cf. mousson).

b) un couplage intégré à la circulation plus générale des eaux océaniques : la circulation thermo-haline

Les eaux océaniques ne sont pas seulement animées superficiellement ; il existe une animation de ces eaux à l’échelle globale.

Froides, denses et sursalées du fait de la formation de glace, elles s’enfoncent aux hautes latitudes, circulent en profondeur avant de remonter dans les secteurs Nord-Pacifique et Nord-Indien et de rejoindre via l’Atlantique les sites de leur prochaine descente...

Cette animation est appelée **circulation générale thermo-haline**.



Age du ¹⁴C dissous dans l’eau profonde des océans avant son enfoncement au SE du Groenland

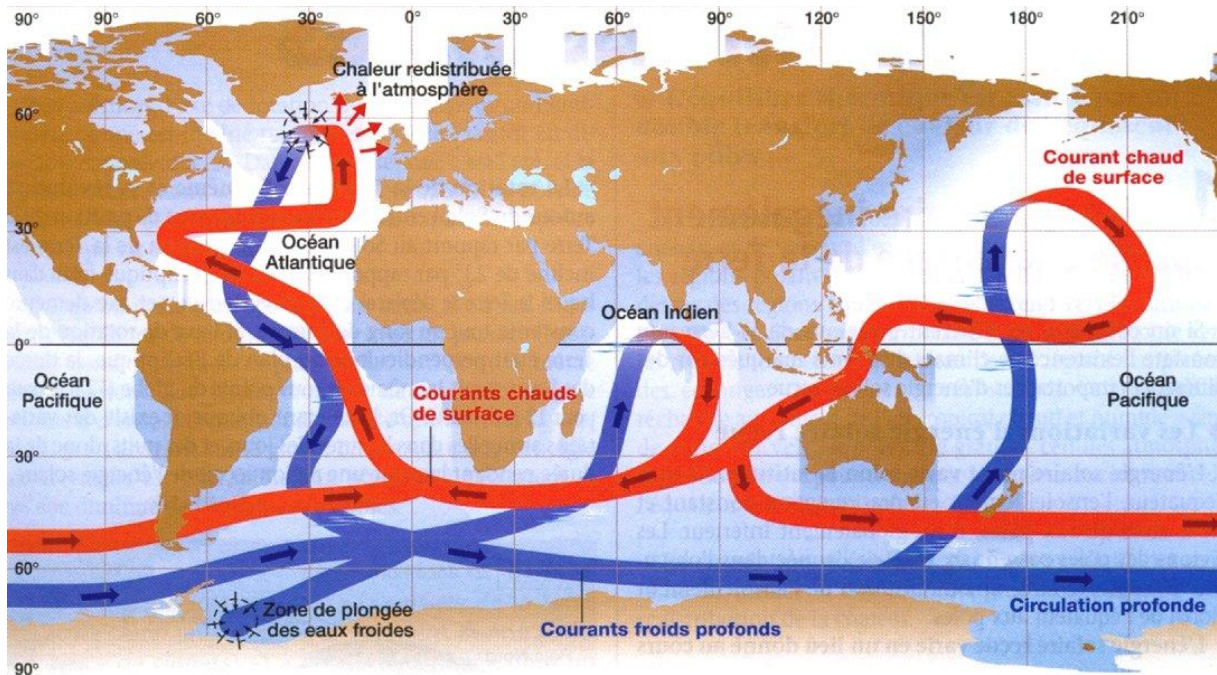


Schéma de la circulation océanique générale thermo-haline

3.2. un couplage mécanique doublé d'un couplage thermique entre eaux océaniques superficielles et masses d'air troposphériques ; importance pour les climats

- établir le lien entre le couplage océan-troposphère et la mousson indienne
Aucune connaissance supplémentaire sur les climats n'est exigible.

a) un exemple d'interaction océan- atmosphère : la mousson indienne d'été

Exercice intégré : Employé pour qualifier la saison des pluies dans le bassin de l'océan Indien et à proximité (Asie du Sud-Est, Sud-Est de l'Afrique), le terme de moussons, employé au pluriel, désigne un système de vents dans les régions tropicales qui changent de direction en fonction des saisons.

La mousson indienne se déroule de juin à octobre avec bien souvent un paroxysme en juillet-août en Inde.

1. A l'aide des documents suivants, proposer une explication au déclenchement de la mousson indienne et à la localisation des zones de forte précipitation au Nord-est de l'Inde surtout (région du Bangladesh notamment).

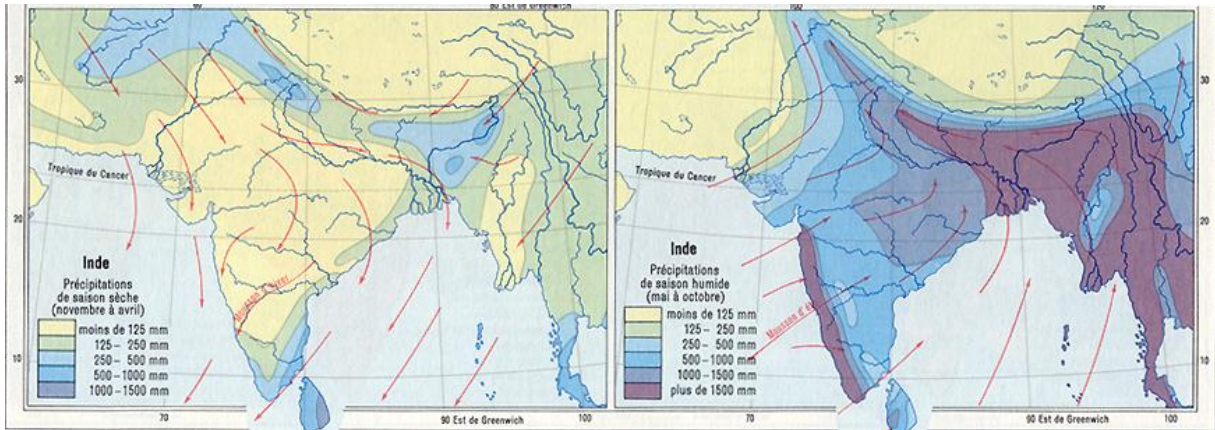
Cette explication doit établir un lien entre l'existence d'un couplage océan-troposphère et la mousson.

2. Expliquer pourquoi la mousson d'été diminue progressivement au cours de cette saison.

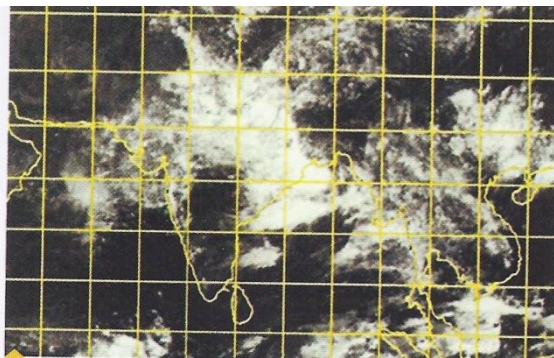
Informations complémentaires pour vous aider :

A l'échelle régionale, les masses d'air situées sur les continents se réchauffent plus vite que l'air situé au dessus de l'océan.

Les précipitations refroidissent le sol.



Précipitations et directions moyennes des vents durant la saison sèche et durant la mousson.



Images satellites de l'Inde en été
 (mousson indienne d'été)

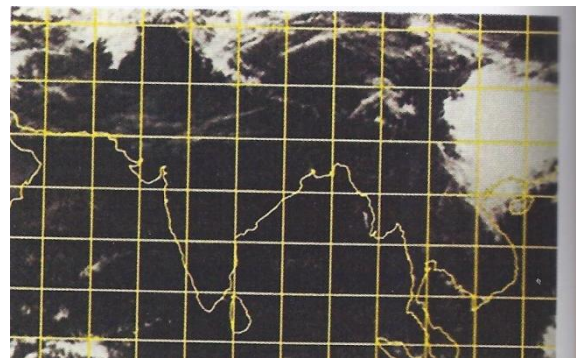
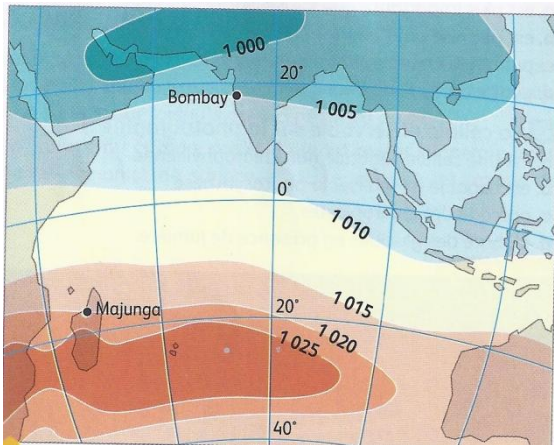
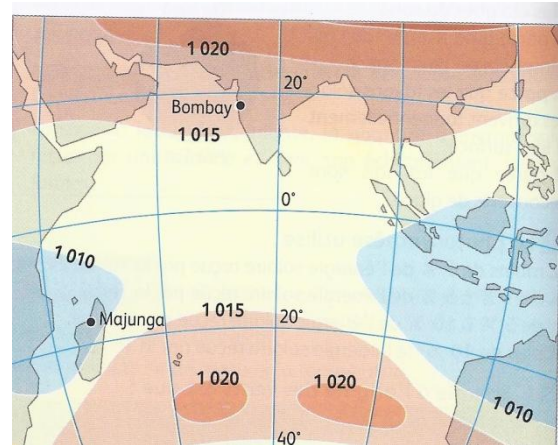


Image satellite de l'Inde en hiver



Carte du champ de pression atmosphérique
 en juillet



Carte du champ de pression atmosphérique
 en janvier

Bilan : cf. correction de l'exercice...

b) redistribution de l'excédent d'énergie solaire des zones de basses latitudes vers les zones de hautes latitudes

Plus globalement, les circulations couplées de la troposphère et des eaux océaniques superficielles permettent d'évacuer vers les hautes latitudes l'excédent d'énergie dont

disposent les régions de basses latitudes du fait de la supériorité de l'énergie reçue par rapport à l'énergie rayonnée.

Ceci empêche donc le réchauffement continu des régions de basses latitudes (excédentaires) et le refroidissement sans fin des régions de hautes latitudes (déficitaires), et donc la stabilité des grandes zones climatiques.

Remarque : Les zones arctiques et antarctiques ne sont pas équivalentes dans leur capacité à recevoir l'excédent de chaleur des zones intertropicales ; une des raisons de leur différence est la présence d'un courant circum-antarctique au Sud qui limitent l'influence des transferts d'énergie issus des plus basses latitudes, barrière absente au Nord.

c) à l'échelle régionale, ces couplages expliquent aussi les différences climatiques des bordures Ouest et Est des continents aux moyennes et hautes latitudes

Exemple : côte est canadienne et ouest-européenne... Bordeaux et Montréal sont à la même latitude, à proximité (relative) d'un même océan et ne jouissent cependant pas des mêmes conditions climatiques.

Conclusion :

Les eaux océaniques en interaction avec les roches du plancher océanique → refroidissement de la lithosphère, hydratation et métamorphisme ce qui permettra ensuite métasomatose, fusion partielle, et magmatisme de subduction dans la plupart des cas...

Ce sont aussi des ressources naturelles quand les concentrations métallifères hydrothermales sont exposées sur les continents via la mise en place d'ophiolites au cours des processus orogéniques.

Les eaux océaniques en interaction avec l'atmosphère : → impact sur le climat, mais c'est aussi un couplage chimique (échanges de CO₂, avec à la clé deuxième impact sur climat...)

Les océans enfin, lieux de vie et probablement d'émergence de la vie.

Découvrir les anciens océans intégrés aux chaînes de montagnes et tenter de reconstituer leur histoire, de leur ouverture à leur fermeture → Alpes