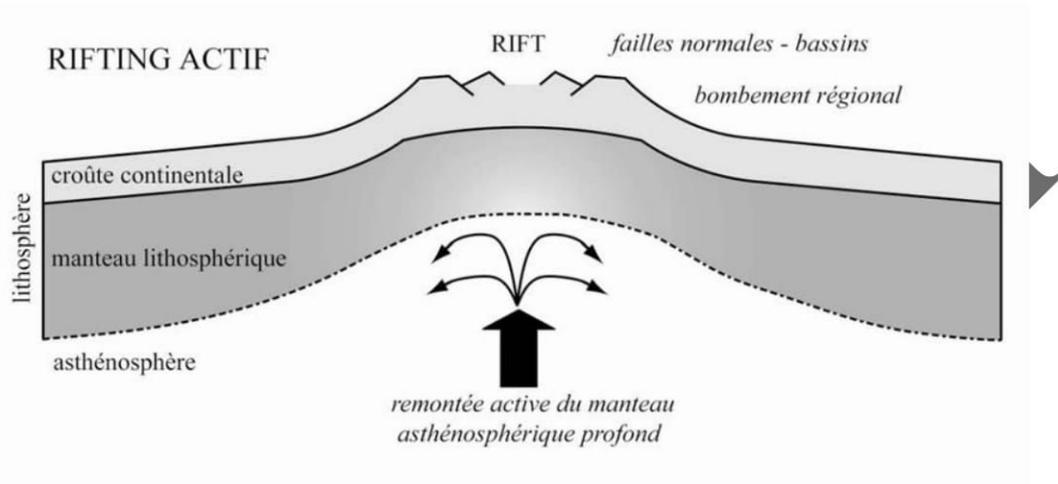


1.6. Les modèles de formation des marges continentales passives :

a). Le Stade rift

Deux modèles de rifting, selon le **Mode d'amincissement** :

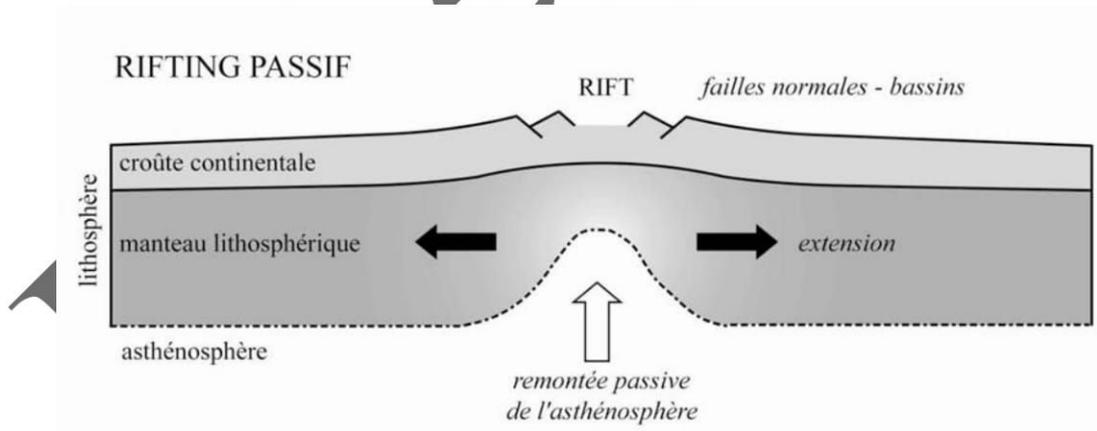
Deux phénomènes sont à l'origine de l'amincissement initial pour ces modèles de Rifting « actif et passif »



Modèle de Rifting actif : **phénomène thermomécanique** mettant en jeu l'apparition d'une anomalie thermique (ex : plume mantellique).

Il est dirigé par la convection du manteau asthénosphérique chaud qui remonte sous la base de la lithosphère continentale induisant :

- **amincissement** de la plaque lithosphérique
- **Bombement régional** de la plaque lithosphérique



Modèle de Rifting passif : **phénomène dynamique** mettant en jeu des **contraintes surtout horizontales** au sein de la lithosphère qui trouvent leur origine aux limites de plaque. C'est la **divergence** qui provoque donc l'**amincissement crustal** et la remontée du manteau lithosphérique.

- **extension** de la croûte et du manteau lithosphérique
- **amincissement** important au niveau de la remontée du manteau asthénosphérique.

On note : **l'asthénosphère remonte de manière passive en réponse à l'amincissement de la lithosphère.**

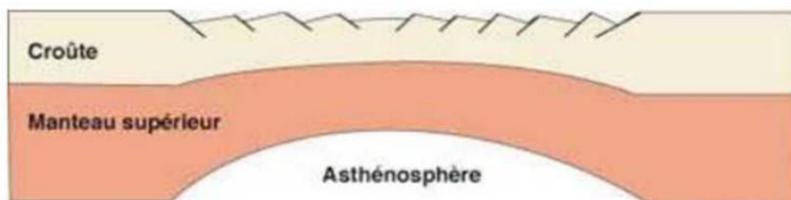
b). Du rift aux marges

Mode d'amincissement :

La réponse **mécanique de la lithosphère aux contraintes d'extension** est variable. Principalement deux (2) mécanismes sont proposés pour expliquer l'accommodation de l'extension par la lithosphère : **cisaillement pur et cisaillement simple.**

a). **Le Cisaillement pur** : modèle d'extension symétrique (ou uniforme) :

Le modèle de McKenzie, 1978

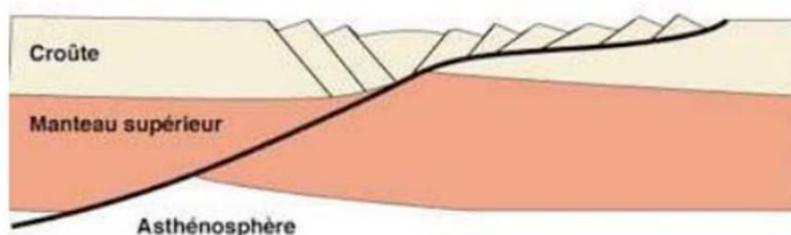


Cisaillement pur
McKenzie, 1978

- Amincissement symétrique et homogène dans toute la lithosphère
- marges continentales passives conjuguées identiques
- La phase de subsidence initiale est presque simultanée de l'étirement

b). **Le Cisaillement simple** : Modèle d'extension non uniforme :

Le modèle de Wernicke, 1981

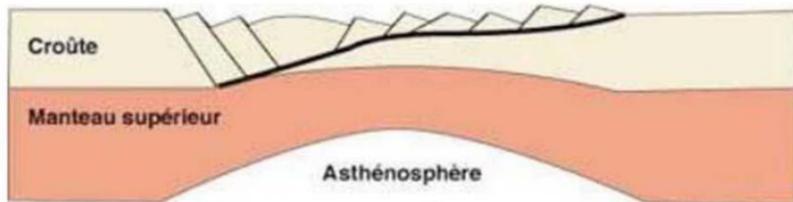


Cisaillement simple
Wernicke, 1981

- Amincissement asymétrique dans toute la lithosphère
- La remontée max. du manteau lithosphérique n'est pas à l'aplomb de la zone d'amincissement max. de la croûte.
- marges continentales passives conjuguées asymétriques

c). Le modèle mixte :

Le modèle de Lister et Davis, 1986 (ou Barbier et al. 1986)



Mixte
Barbier et al., 1986

Modifié d'après Ziegler, 1994 et Barbiers

- Amincissement asymétrique dans la croûte et symétrique dans le manteau supérieur. La CC inférieure et le manteau se déforment ductilement.
- marges continentales passives conjuguées asymétriques

Kacemi

PUBLICATIONS

1). Modèles d'ouverture des marges passives (publication)

La déchirure continentale implique la cassure des roches crustales, qui dépend de la rhéologie (pression, température et taux de déformation) et du magmatisme, généré par la fusion partielle lors de la décompression dans le manteau supérieur ou la croûte inférieure.

Les deux modèles fondateurs de rifting reposent tous les deux sur une relation simple entre l'amincissement et le mouvement horizontal, étirement ou cisaillement (Figure 2-A et 2-B).

Le modèle de rifting de cisaillement pur (McKenzie, 1978) prédit une structuration symétrique et uniforme de la partie supérieure et inférieure de la lithosphère (Figure 2 A). Des failles normales à pendage moyen d'environ 60° sont distribuées d'une manière symétrique de chaque côté du rift. La vallée axiale est bordée par des escarpements. La vallée serait typiquement plate. Sous la vallée axiale, l'asthénophère monte en réponse isostatique à l'amincissement de la lithosphère. La zone d'amincissement maximale est localisée à l'aplomb de la zone de remontée de l'asthénosphère. Des dykes mafiques peuvent produire des intrusions le long des failles dans la croûte.

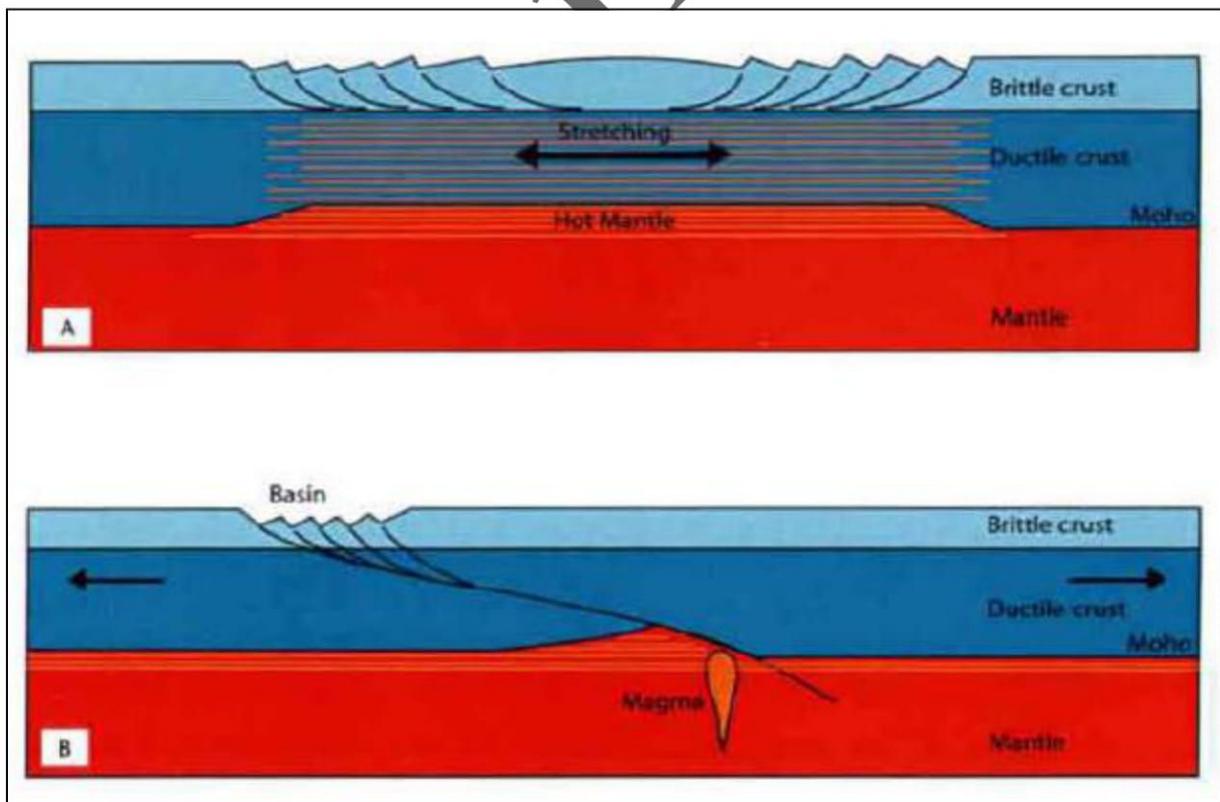


Figure 2: Modèles de rifting:
A : Cisaillement pur - symétrique (McKenzie, 1978),

B: Cisaillement simple - asymétrique (Wernicke, 1985), dans ce cas la plaque inférieure est à gauche et la plaque supérieure à droite

Le modèle de cisaillement simple (Wernicke, 1985) prédit une asymétrie en surface, mais aussi en profondeur (Figure 2 B). L'ouverture se produit le long d'une faille à l'échelle lithosphérique. La déformation change d'un style cassant dans la croûte supérieure, à une déformation ductile à plus grande profondeur. La zone d'amincissement maximale peut être décentrée par rapport à la zone de surrection maximale. La zone d'amincissement maximale comprend des blocs basculés et des failles normales listriques.

Les deux marges conjuguées résultantes peuvent être très différentes. La marge de la plaque supérieure montre des failles normales à faible pendage. Des roches volcaniques et des filons peuvent être absents ou rares sur ce côté de la marge. Par contre la marge de la plaque inférieure peut comprendre roches volcaniques et filons. La phase finale du rifting peut même être caractérisée par l'exhumation du manteau sur le côté de la plaque inférieure.

La plupart des rifts montre un style intermédiaire entre celui de cisaillement pur et de cisaillement simple.

Dans les modèles de rifting actuels (Figure 3) basés sur l'exemple de la marge Wuest-Ibérique, les deux types de processus peuvent intervenir lors des différents stades de l'évolution de la marge (Whitmarsh *et al.*, 2008).

Ces modèles se basent à la fois sur des données géophysiques et de forage de la marge ouest ibérique et sur des données de terrain de la marge de l'ancien océan Tethys exposé dans les ophiolites des Alpes. Le rifting commence dans une croûte d'environ 30 km d'épaisseur, en équilibre isostatique. Le rifting initial était contrôlé par un fluage ductile de la croûte inférieure et associé avec une phase de subsidence. Les bassins étaient liés à des failles listriques qui se relient à un niveau de décollement mi-crustale, sous-lequel la croûte devient plus ductile. La déformation de la croûte inférieure est découplée de la déformation de la croûte supérieure. L'extension est distribuée sur toute la zone de rifting. Le magmatisme joue un rôle mineur puisque la croûte amincie est refroidie à ce stade de rifting, qui est essentiellement symétrique. Des zones de faiblesse dans le manteau supérieur permettent une montée de l'asthénosphère, qui guide et contrôle la localisation de la dernière phase de rifting et de la rupture continentale. La transition du rifting symétrique non-volcanique jusqu'à l'accrétion océanique comprend une phase asymétrique dominée par le cisaillement simple, qui coïncide avec une phase magmatique plus intense. Cette transition est caractérisée par la concentration de la déformation le long de grandes failles dans la croûte continentale et des zones de cisaillement dans le manteau supérieur permettant une éventuelle exhumation du manteau continental. Il existe enfin des

modèles non-conservateurs, qui autorisent des échanges entre la croûte et le manteau (par exemple par métamorphisme, intrusion, flux, érosion crustale, etc.) (Karner, 2004 ; Keen & Beaumont, 1990)).

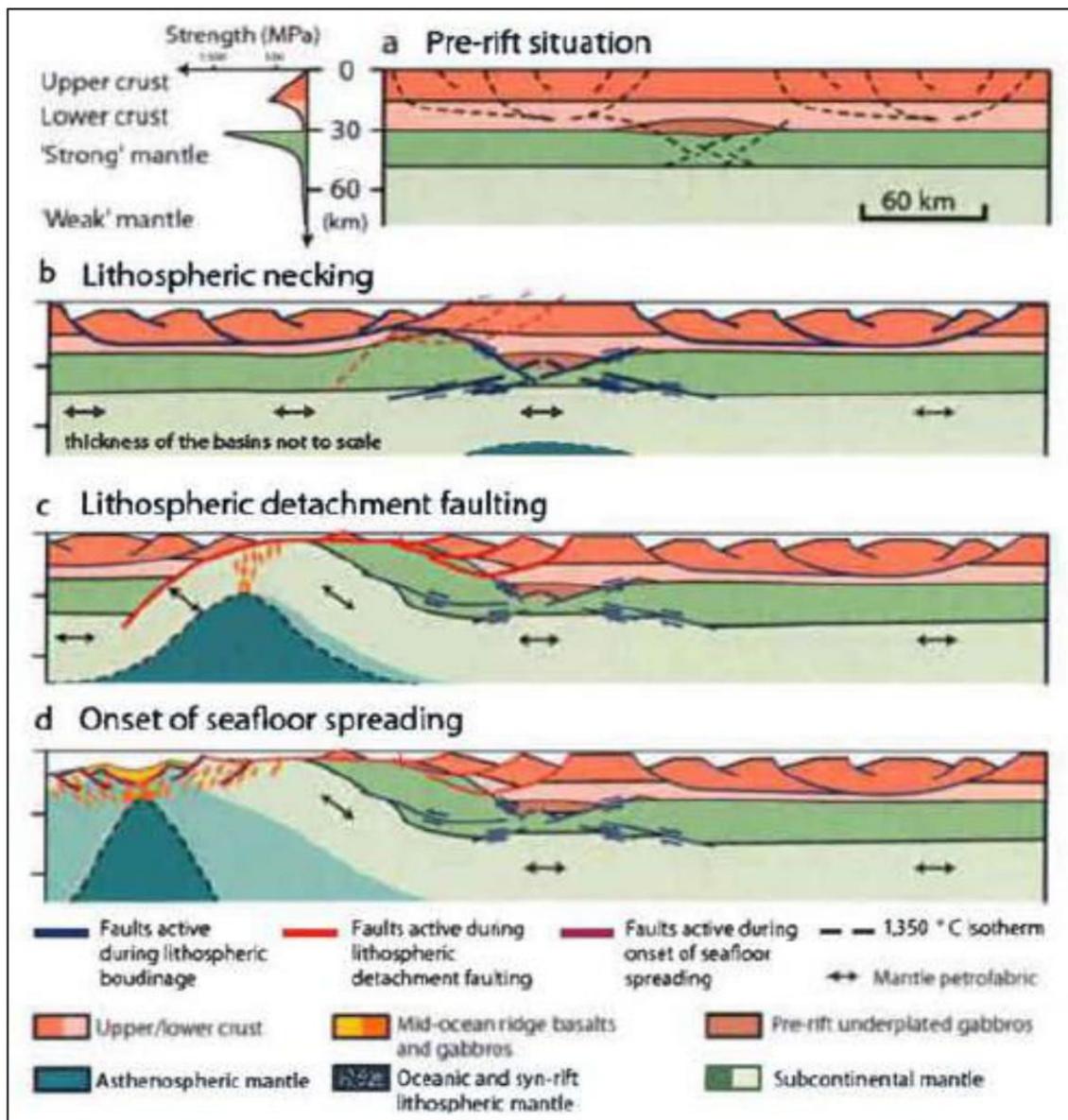


Figure 3: Modèle mixte, 1^{ère} phase extension symétrique dans la croûte, 2^{ème} phase extension asymétrique à l'échelle de la lithosphère (d'après Whitmarsh et al., 2001)

2). Marges passives dissymétriques (autres ouvrages)

Dans ce qu'on a vu, il était supposé que les marges résultaient de l'ouverture d'un rift à peu près symétrique. En fait les marges des océans actuels présentent rarement cette symétrie, tant pour ce qui est de leur structure que leur évolution.

La géophysique a montré que parfois, la remontée du Moho et la zone d'amincissement maximum de la croûte ne coïncidaient pas. Des forages sous-marins ont révélé qu'au sein même d'une marge passive, le manteau pouvait affleurer directement sous les sédiments, ce qui indique un étirement irrégulier et discontinu. La rupture de la croûte continentale ne se produit

pas forcément dans l'axe de symétrie du système en distension, et la fragmentation des blocs peut faire intervenir aussi l'héritage des structures antérieures. **A savoir que l'étirement qui déclenche le rifting est lui-même un processus dissymétrique.**

Le modèle de Wernicke (fig. 37) utilise pour cet étirement dissymétrique, une zone de cisaillement à faible pendage ou « faille de détachement » (7 à 15°) traversant toute la lithosphère. **L'amincissement résulterait du glissement de l'un des deux compartiments sur cette faille, glissement qui entraîne son éloignement** (ce modèle n'a pas été conçu à l'origine pour expliquer les marges continentales dissymétriques mais la structure des *Basin and Range* de l'Ouest américain). La figure 37 montre qu'on obtient un décalage important entre la zone d'amincissement maximum de la lithosphère (X) et celle de la croûte (Y).

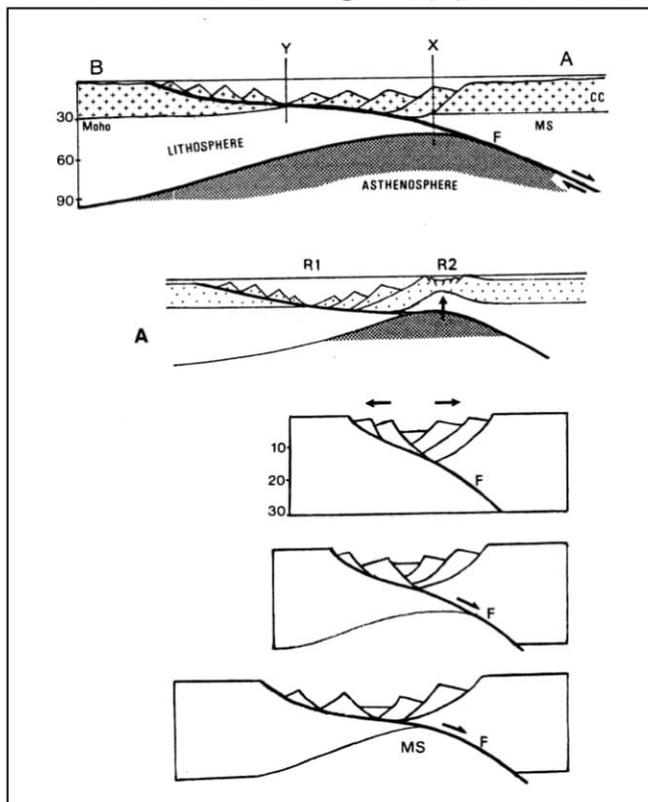


Fig. 37 : Modèle de Wernicke pour la distension dissymétrique des marges continentales.

X. Axe de la remontée asthénosphérique, Y. Axe du rift
A. Extension du modèle montrant la possibilité d'ouverture d'un rift (R2), par dôme thermique, à l'aplomb de la remontée asthénosphérique.

La disposition des blocs sur les marges A et B n'est pas du tout symétrique. Dans le compartiment A, les blocs basculés reposent sur le manteau, dans le compartiment B sur les zones profondes de la croûte continentale.

Ce modèle permet aussi d'obtenir une dénudation tectonique du manteau supérieur dans l'axe du rift avant le début de l'accrétion océanique, ainsi qu'un dôme thermique décalé, donc le soulèvement d'une des bordures seulement.

Ce modèle explique la répartition dissymétrique du volcanisme sur les marges ou rift primitif.

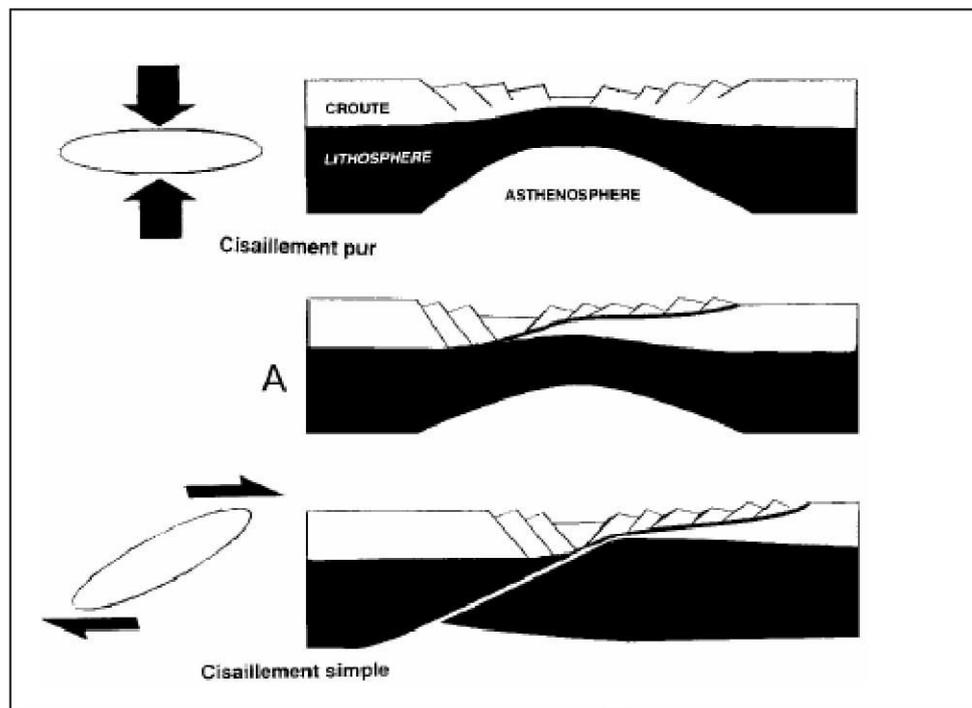


Figure 38: Distension symétrique ou dissymétrique en fonction de cisaillement de la croûte (inspiré de Jolivet, 1995). A. Cas intermédiaire.

Un modèle dérivé du précédent (Lister et al., 1986) propose que la faille de détachement ne traverserait pas la totalité de l'asthénosphère mais seulement la croûte jusqu'à sa base, litée, dans laquelle elle passerait à l'horizontale et se perdrait (Figure 38 A et fig. 39. au dessous), c'est le modèle mixte.



Fig. 39 : Modèle de Lister et al.,

2. MARGES DE FAILLES COULISSANTES : (MARGES CONTINENTALES TRANSFORMANTES)

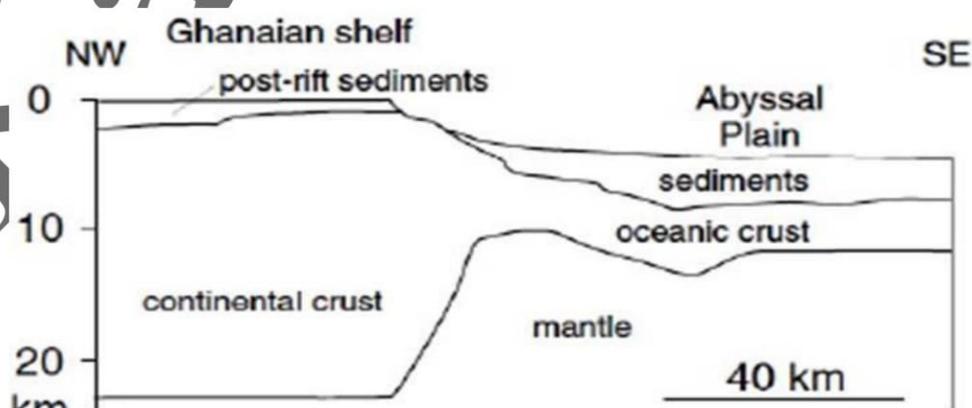
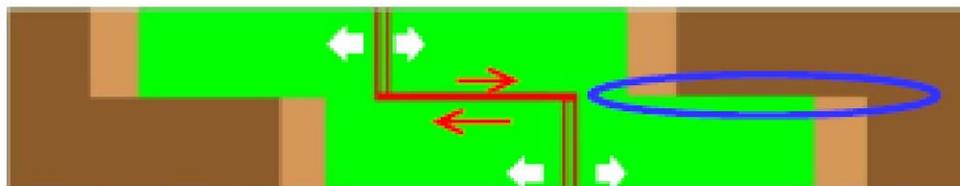
Elles représentent un cas particulier de marge passive dans laquelle la marge est limitée par une faille de décrochement ou une faille transformante. Ici on n'observe plus l'amincissement caractéristique, ni la juxtaposition de blocs basculés.

- 2.1. Définitions

C'est une zone de transition entre une masse continentale et la croûte océanique, qui se crée au sein de la même plaque lithosphérique.

Une marge continentale transformante est une marge continentale oblique à hyper-oblique où :

- -La transition continent/océan se fait au sein de la même plaque lithosphérique.
- -Induit par des contraintes de distension obliques à parallèles à la limite séparant les deux masses continentales



Loncke (Modified from Sage et al., 1997 & 2000)

(**Trait de coupe en rouge**)

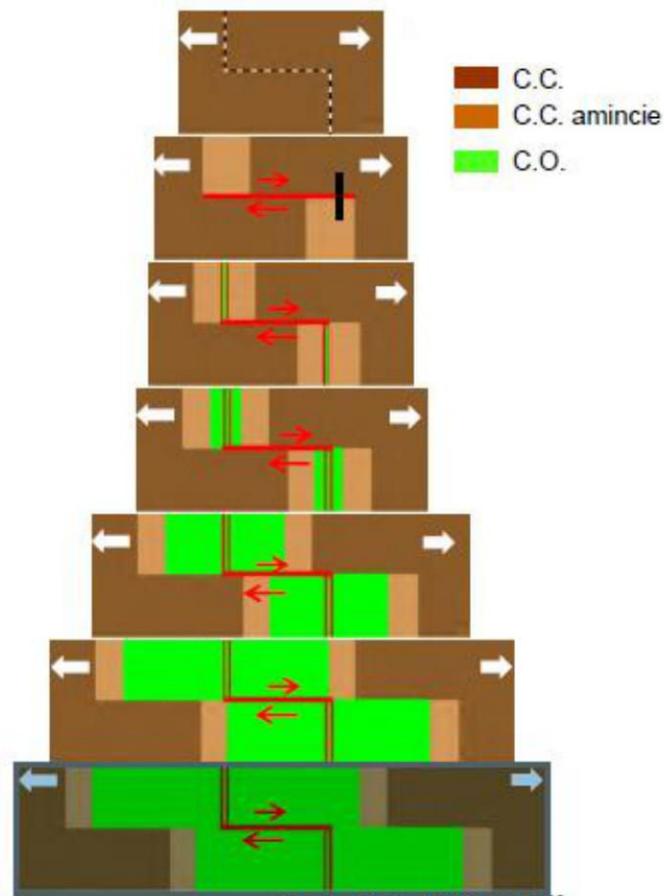


Fig. 2.1 : Marge de faille transformante

2.2. Exemple : le golfe de Californie (fig. 2.2)

À la différence de la mer Rouge, le golfe de Californie ne correspond pas au rift d'une dorsale. Il lui est même fortement oblique car il est produit par le glissement d'un fragment de la plaque nord-américaine, le matériel continental, le long des failles transformantes de la ride est-pacifique qui vient ici toucher le continent américain.

Il y a donc décrochement dextre de la péninsule par rapport au continent le long de la célèbre faille de San Francisco (ou de San Andreas), que l'on peut considérer comme l'élément le plus nord-oriental de ce faisceau de failles transformantes.

Le golfe de Californie correspond aux premiers stades de l'ouverture d'une marge transformante. Dans ce type de marge, on n'observe plus l'amincissement caractéristique ni la juxtaposition de blocs plus ou moins basculés.

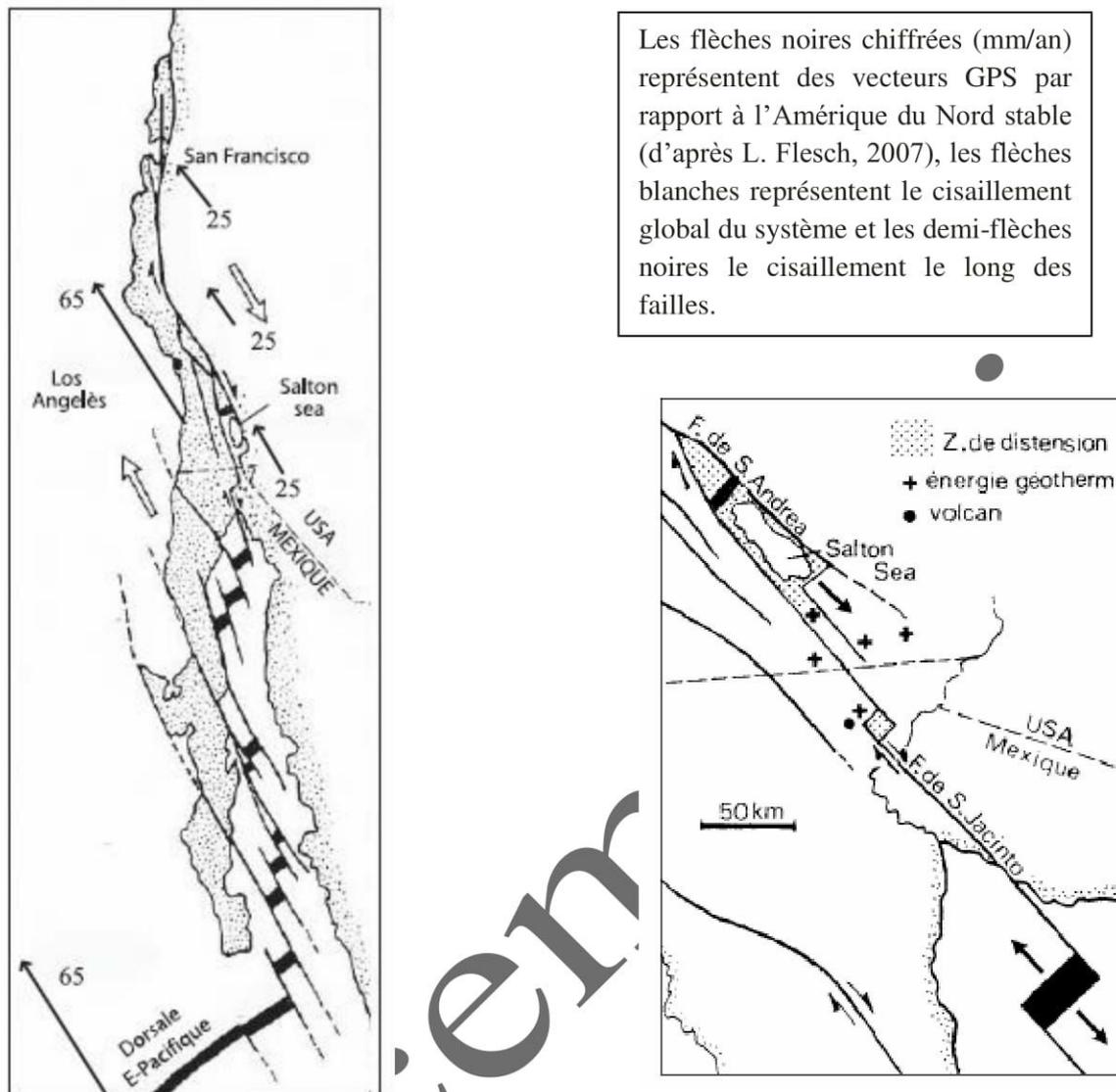


Fig. 2.2 : Le Golfe de Californie

3. MARGES ACTIVES ET ARCS INSULAIRES DERIVES (MARGE ACTIVE OU INSTABLE)

3.1. Définitions

Les marges continentales actives sont situées à la verticale d'une zone de subduction, dite « plan de Bénéioff ou de Wadati-Bénéioff », et montrent une activité sismique et volcanique permanente, cette dernière est caractérisée par l'existence d'un *arc volcanique* (ou *magmatique*). Il existe des marges actives sans volcanisme, elles sont associées à des zones de subduction à faible pendage ; elles montrent également un régime tectonique compressif.

3.2. Morphologie et classification des subductions

Puisqu'elles constituent des limites de plaques, ces dernières sont soumises à des actions tectoniques continues. Certaines marges fonctionnent au rapprochement avec la plaque voisine (régime compressif dominant), d'autres à l'écartement, c'est-à-dire à un régime distensif dominant pouvant aboutir au morcellement de la marge et l'apparition d'une croûte océanique nouvelle qui passe donc à un *arc insulaire* séparé du continent par un *bassin arrière-arc*, voire une *mer marginale*, (à croûte océanique) (fig. 3.1).

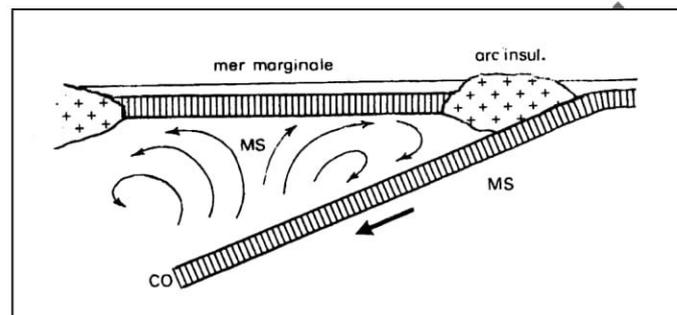


Fig. 3.1 : Formation d'une mer marginale par distension d'une marge continentale sous l'effet des courants de convection induits par la subduction d'une lithosphère océanique

Il y'aura donc deux types de marges actives, celles qui bordent un continent et les arcs insulaires à substrat de croûte continentale granito-gneissique analogue à celui du continent voisin.

Les deux cotés E et W, du pacifique illustrent bien cette distinction.

On trouve toujours deux éléments fondamentaux, que l'on a une véritable marge continentale ou une guirlande insulaire ; une *fosse sous-marine*, point de départ de la zone de subduction, et un *arc volcanique*. Ces deux éléments sont séparés parfois par un prisme d'accrétion (= *arc sédimentaire*) et un *bassin avant-arc*. En arrière de l'arc volcanique, les structures observables dépendent du régime distensif (ou compressif) auquel est soumise cette marge (Fig. 3.2).

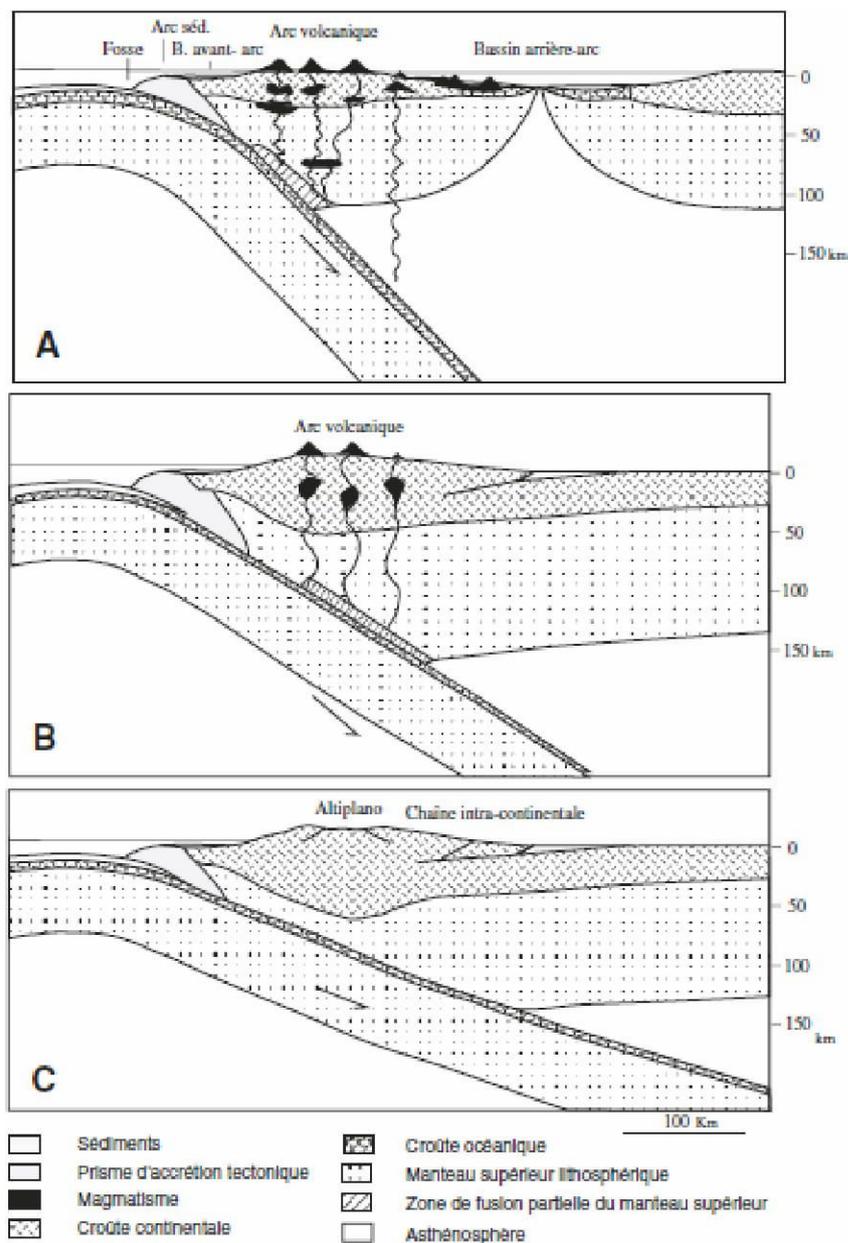


Fig. 3.2 : Coupe théorique d'une marge active
 En haut, en régime de distension (*marge de type est-asiatique*). Coupe de l'arc indonésien. Type Mariannes
 Au milieu et en bas, en régime de compression (*marge de types ouest-américain*). Coupe inspirée des Andes du Sud Pérou-Chili-Bolivie (B) et du Pérou central-Bolivie (C). Type Andin ou Chilien

3.3. Le prisme d'accrétion (arc sédimentaire) et Différentiation des marges :

Quand il existe (cas dans 56% des marges actives), le prisme d'accrétion se développe entre la fosse et l'arc volcanique. Sa structure montre des plis et des écailles chevauchantes.

Sédimentologie : ces prismes se caractérisent surtout par la présence de « mélanges » dus à l'action conjuguée d'une bréchification tectonique et d'une désorganisation des sédiments par glissement sous-marin c'est des olistostromes, plus ou moins tectonisés. On y voit, des

ophiolites c'est-à-dire des copeaux de croûte océaniques, des basaltes alcalins provenant du volcanisme sous océanique banal (ordinaire), des sédiments océaniques (radiolarites, argiles brunes, carbonates pélagiques) et des sédiments venant de l'arc volcanique (turbidites, sédiments volcano-détritiques ou grauwackes, calcaires récifaux, etc.).

Le fait que 44% des marges actives soient dépourvues de prismes d'accrétion a conduit les auteurs à séparer les **marges à accrétion tectonique** des **marges à érosion tectonique**. On peut donc distinguer (*fig.3.1 et 3.2*) :

- Les marges à prisme typique, où un grand volume de matériel est accrété,
- Les marges à petit prisme, où l'essentiel du matériel est subduit,
- Les marges sans accrétion où tout est subduit.

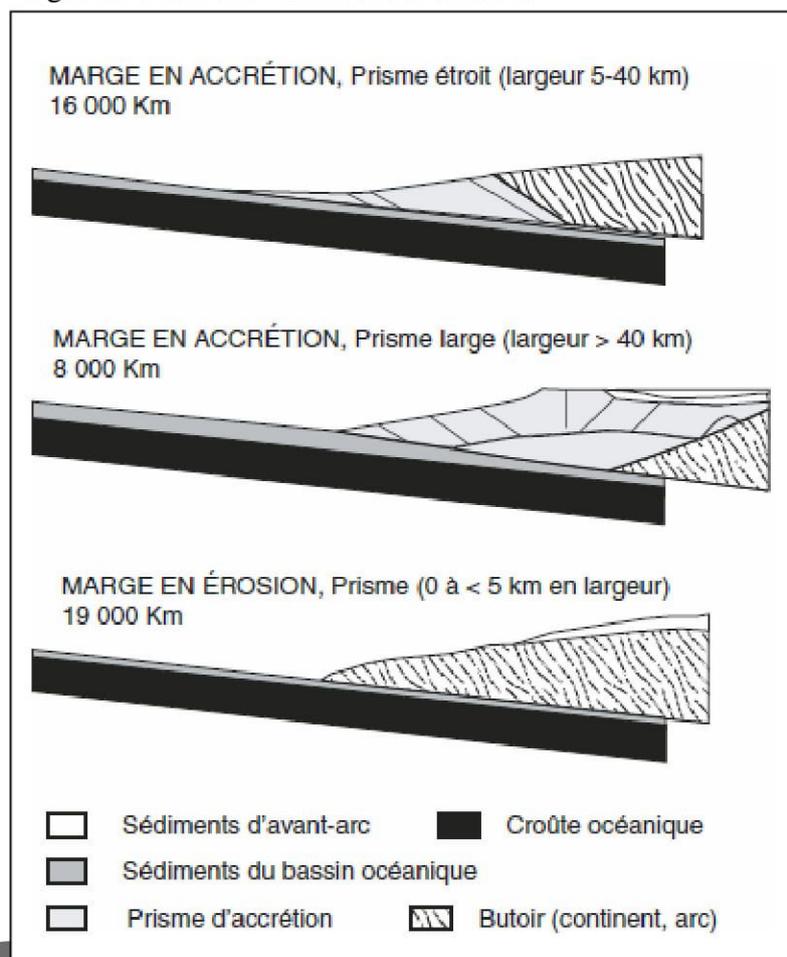


Fig. 3.1 : Différents types de marges d'après Von Huene et Scholl, 1911

3.4. L'arc volcanique (figure 3.2)

Il est parfois appelé aussi *arc magmatique* car il existe en profondeur des plutons surtout granodioritiques que l'on voit affleurer dans les arcs anciens, plissés, soulevés et érodés. C'est l'un des deux éléments morphologiques essentiels des marges actives.

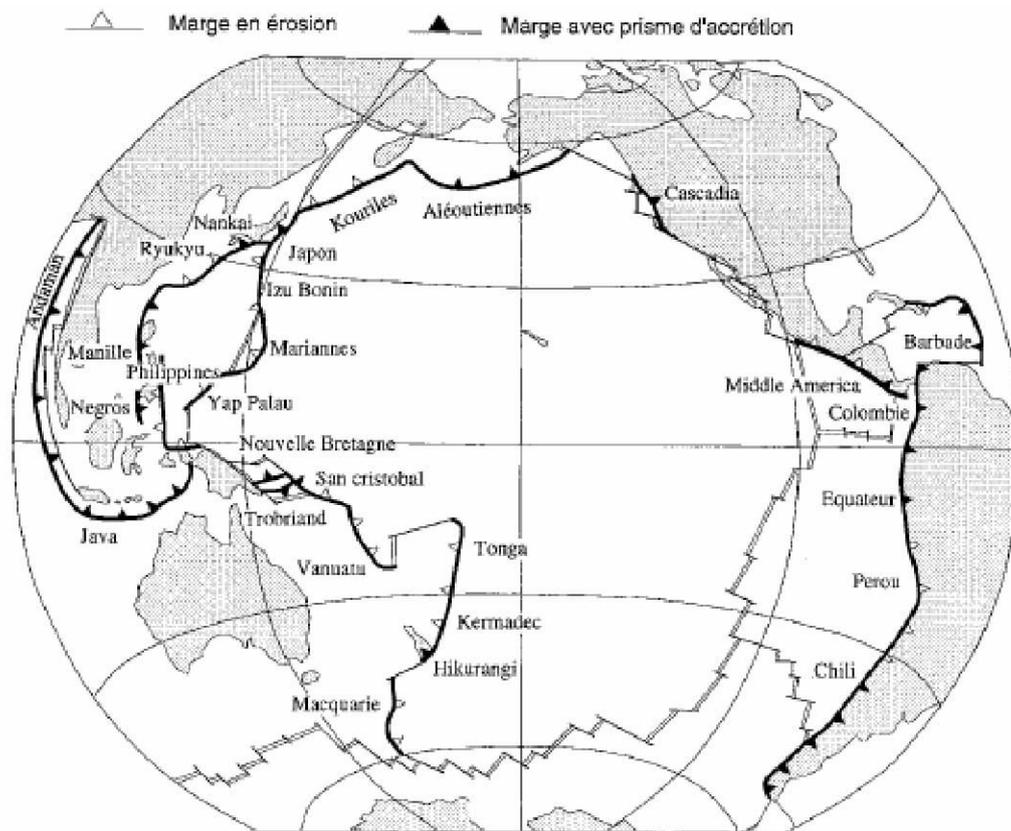


Fig. 3.2: Nature des marges convergentes (Pacifique, océan Indien oriental et Caraïbes). Cette projection ne permet pas de représenter les marges méditerranéennes (Égée, Calabre) non plus que le Makran et les Sandwich du Sud (d'après Von Huene & Scholl, 1991, Rev. Geophys., 29, 279-316).

Marges en accrétion (à prisme) et Marges en érosion (sans accrétion ou sans prisme)

Depuis longtemps on a décrit la « ceinture de feu » du Pacifique (Nouvelle-Zélande, les îles Tonga-Kermadec et les archipels ouest-mélanésiens, Philippines, Japon, Kouriles, Aléoutiennes, Cordillères pacifiques nord-américaines, Amérique centrale, Andes, Péninsule antarctique). Mais l'arc des Petites Antilles ou des îles Sandwich du sud dans l'Atlantique, celui de l'Indonésie (Sumatra, Java, Bali, Florès, Célèbes W) dans l'océan Indien sont aussi des exemples typiques.

Les arcs volcaniques peuvent se présenter de trois manières (figure 3.2) :

- Les arcs situés sur une marge continentale proprement dite, c'est-à-dire ceux qui s'installent sur la bordure émergée d'un continent (Andes) ;
- Les arcs insulaires à substratum continental, séparés du continent voisin par une mer marginale (Japon, Nouvelle-Zélande) ;

- Les arcs intermédiaires entre les deux types précédents, c'est-à-dire ceux des péninsules continentales actives émergées (Kamtchatka, Aléoutiennes orientales et Alaska W) ou ceux d'une véritable bordure continentale mais immergée (Indonésie). Ces trois types ont en commun un substratum de roches continentales, parfois aminci (croûte de type « intermédiaire »). C'est ce qui les distingue des arcs volcaniques intra-océaniques, pourtant liés à une subduction mais où aucune marge continentale n'intervient.

3.5. Le volcanisme

Les laves de ces arcs sont, en règle générale, saturées ou sursaturées en silice et varient depuis des basaltes (surtout fréquents dans les arcs intra océaniques) jusqu'à des rhyolites par l'intermédiaire d'andésites et de dacites. Suivant la proportion de SiO_2 et K_2O , on peut distinguer quatre types de séries volcaniques passant progressivement les unes aux autres :

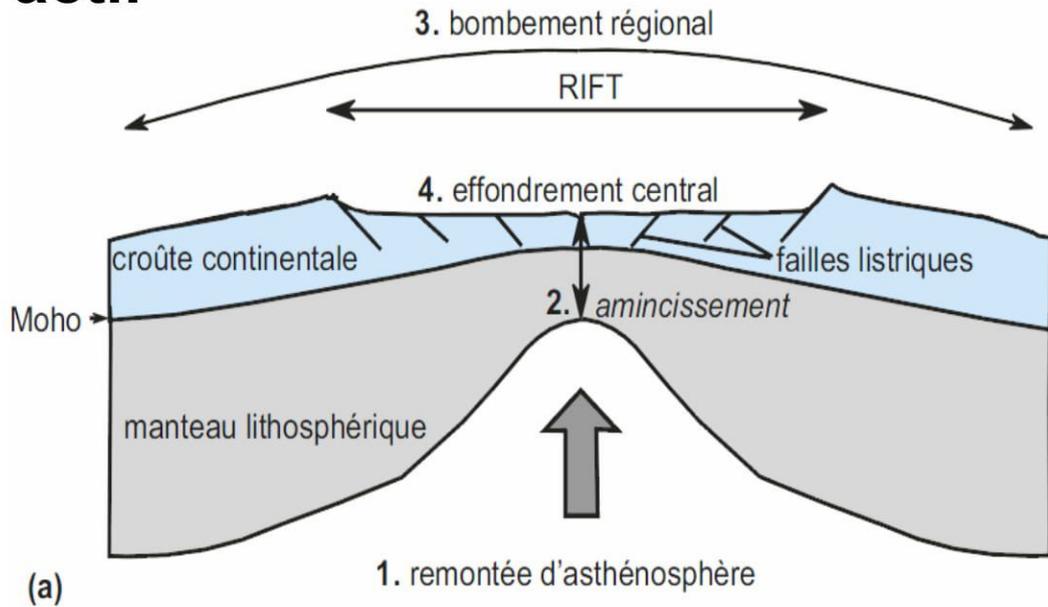
- les « tholéites d'arc », peu potassiques ;
- les séries calco-alkalines (basaltes calco-alkalines, andésites et dacites) ;
- les séries calco-alkalines potassiques dont les termes dacitiques, les plus fréquents sont appelés latites ;
- les séries shoshonitiques, dont les termes les plus acides sont les liparites.

D'une façon générale, la richesse en Ca et alumine et la pauvreté en Ti ; sont typiques de ces séries d'arc. Ces différents types de laves peuvent coexister et, dans ce cas, on observe généralement une zonation, où la teneur en K semble augmenter au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la fosse. Les volcans d'arc ont des styles éruptifs extrêmement variés et en raison de la richesse en fluides des magmas, la plupart sont de type péléen à explosif.

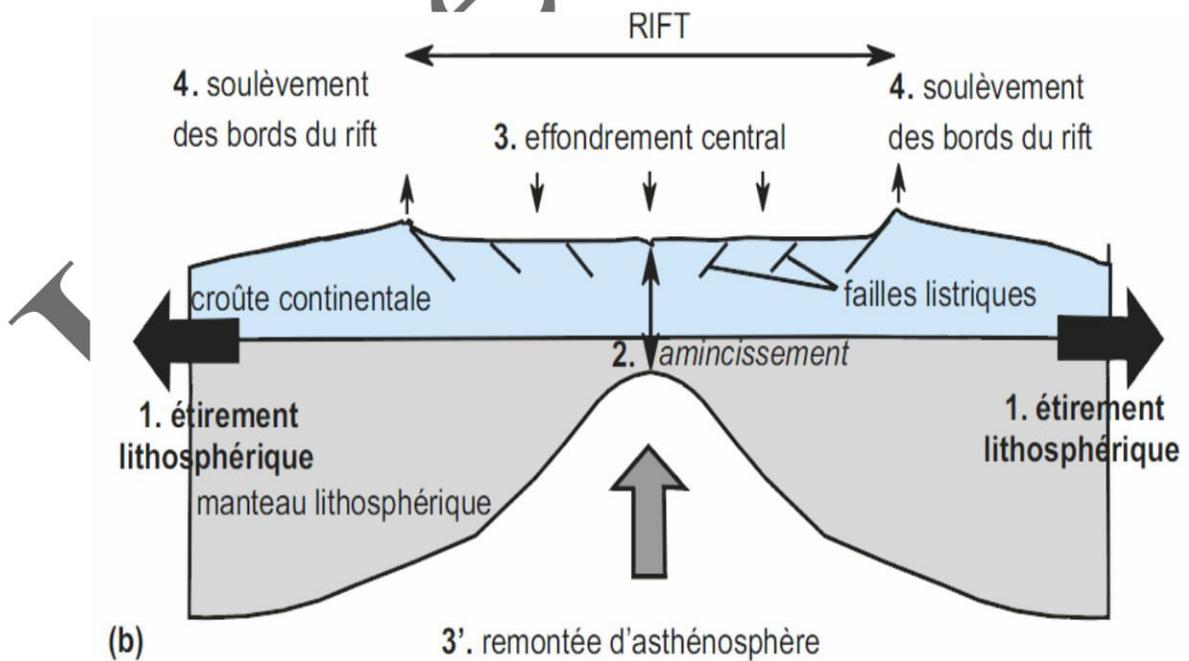
DOCUMENTATION EN PLUS (DIAPOS)

Rifting passif, rifting actif
Comparaison rifting actif / passif

Rift actif



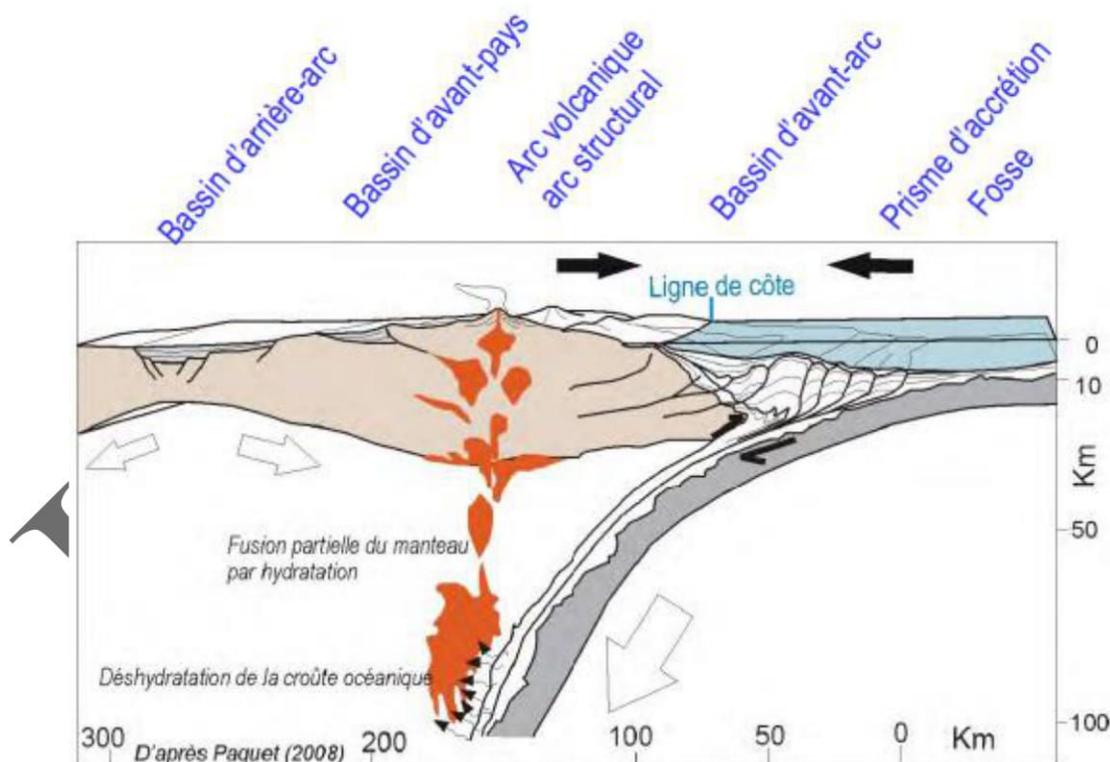
Rift passif



REMARQUE:

- ✓ -Le rifting actif et le rifting passif ne sont que des modèles idéaux (on peut avoir des systèmes intermédiaires).
- ✓ -Le rifting actif est contrôlé par l'asthénosphère.
- ✓ -Le rifting passif est contrôlé par la lithosphère.

Morphologie d'une marge active de subduction



La morphologie des marges actives est fonction du type de subduction

La classification des subductions est fonction de (1) l'âge de la plaque plongeante, (2) la nature de la plaque chevauchante et (3) l'importance du couplage entre les deux plaques etc...
Grand nombre de critères donc une grande diversité

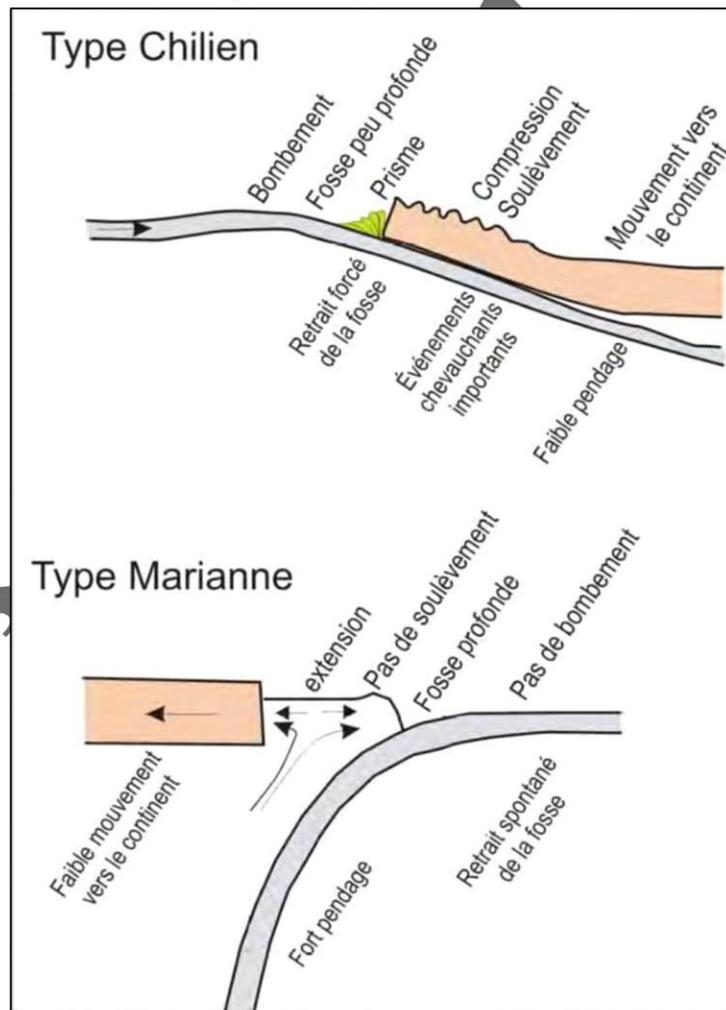
Deux exemples:✓ **_Subduction forcée : Subduction du Chili**

- Continent/Océan
- Plaque océanique jeune et peu dense
- Panneau plongeant faiblement pentu
- Fort couplage entre les plaques
- Forte séismicité
- Développement d'un prisme d'accrétion

✓ **Subduction spontanée: Subduction des Mariannes**

- Océan/Océan
- Plaque océanique inférieure vieille et dense
- Panneau plongeant fortement pentu
- Faible couplage entre les plaques
- Faible séismicité
- Pas de prisme d'accrétion

Remarque : La corrélation entre pendage de la plaque plongeante et le régime tectonique dominant est observable dans la plaque supérieure.



Différentiation des marges

❖ Marge en accrétion tectonique :

- Présence d'un prisme d'accrétion sédimentaire plus ou moins développés.
- Préférentiellement au pied des subductions océan-continent, le continent servant de source de sédiments.
- Fosse peu développée
- Bassin avant-arc

❖ Marge en érosion tectonique : Le passage de la plaque plongeant opère un effet de rabot sur la base de la plaque chevauchante et lui arrache du matériel qui est entraîné dans le manteau.

- Présence de tectonique extensive et de subsidence au sein de la plaque chevauchante: Bassin Avant-arc
- Prisme d'accrétion peu développé
- Fosse profonde

