

LES MARGES CONTINENTALES : PASSIVES ET ACTIVES

- A. GENERALITES ET DEFINITIONS D'UNE MARGE CONTINENTALE**
- B. STRUCTURE, ARCHITECTURE SEDIMENTAIRE ET FORMATION DES MARGES**
 - 1. MARGE CONTINENTALE PASSIVE (OU STABLE)**
 - 1.1. Définitions et généralités
 - 1.2. Marge passive et sédimentation
 - 1.3. Différents types de marges passives
 - 1.3.1. En fonction de la quantité de sédiments déposés
 - Les marges continentales maigres
 - Les marges continentales nourries
 - 1.3.2. En fonction de la largeur de l'amincissement crustale
 - Marge étroite
 - Marge large
 - 1.3.3. en fonction de la structure :
 - Marges continentales passives non-volcaniques (ou a magmatiques)
 - Marges continentales passives volcaniques
 - 1.4. Marges passives fossiles
 - 1.5. La formation des marges continentales passives
 - 1.6. Les modèles de formation (d'ouverture) de marges continentales passives
 - a. Stade initial, Stade « rift » : rift actif – rift passif,
 - b. Du rift aux marges : Cisaillement pur - Cisaillement simple - Cisaillement mixte
 - 2. MARGES DE FAILLE COULISSANTE : (MARGES CONTINENTALES TRANSFORMANTES)**
 - 2.1. Définitions
 - 2.2. Exemple : le golfe de Californie
 - 3. MARGES CONTINENTALES ACTIVES ET ARCS INSULAIRES DERIVES (MARGE ACTIVE OU INSTABLE)**
 - 3.1. Définitions
 - 3.2. Morphologie et Classification des subductions
 - 3.3. Le prisme d'accrétion (arc sédimentaire) et Différentiation des marges
 - Marges en accrétion tectonique
 - Marges en érosion tectonique
 - 3.4. L'arc volcanique
 - 3.5. Le volcanisme

LES MARGES CONTINENTALES : PASSIVES ET ACTIVES

A. Généralités et Définitions d'une marge continentale

Les marges continentales sont les lèvres d'anciennes fissures crustales (**stade de golfe océanique**) démesurément ouvertes (fig. 1). Les deux marges ainsi délimitées et éloignées l'une de l'autre sont toujours très disloquées en blocs et compartiments par de nombreuses failles de distension.

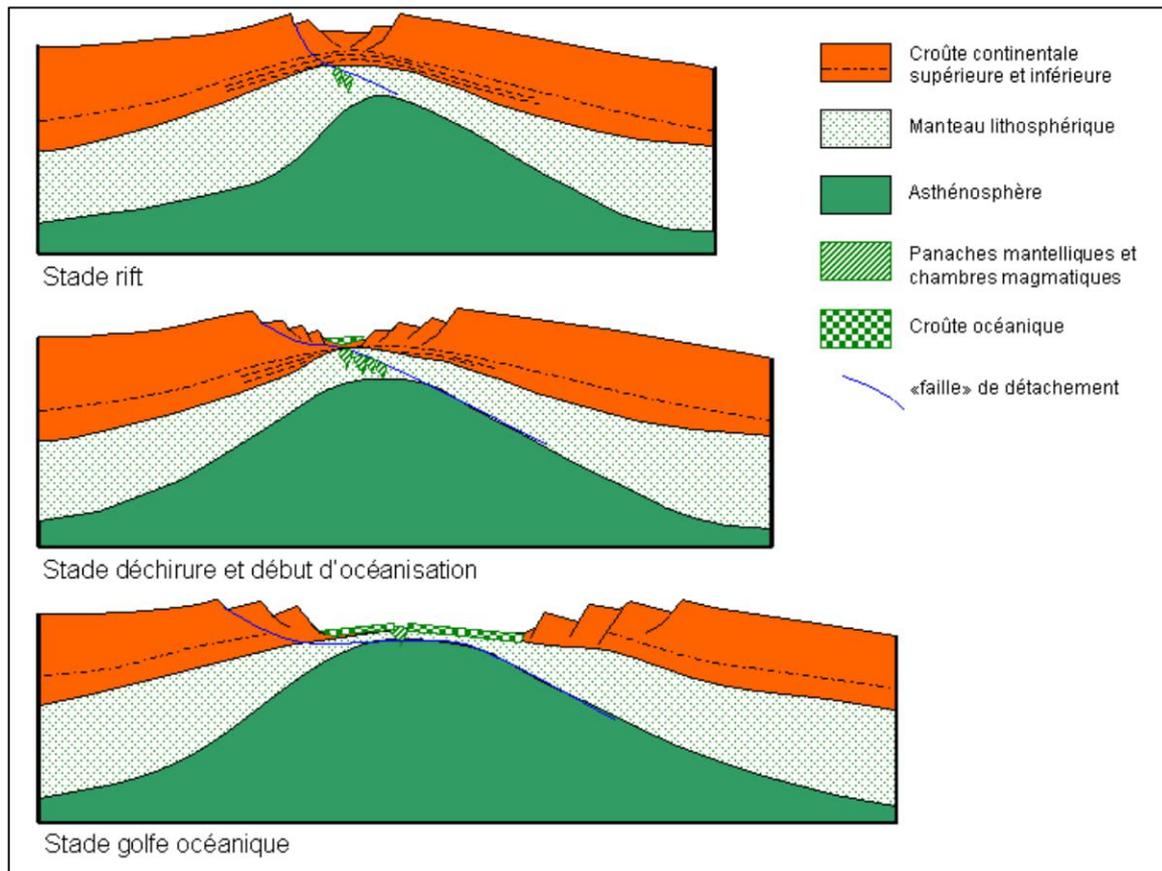


Fig. 1 : Evolution rift-fissure crustale-golfe océanique

Elles sont des bordures de continents recouvertes par l'eau.

- Il s'agit d'une zone de transition entre un continent, constitué de croûte continentale et une plaque océanique, constitué de croûte océanique.
- Les marges continentales recouvrent 11% de la surface de la Terre : trois types de marges :
 1. Marges continentales passives divergentes
 2. Marges continentales transformantes (coulissantes)
 3. Marges continentales actives

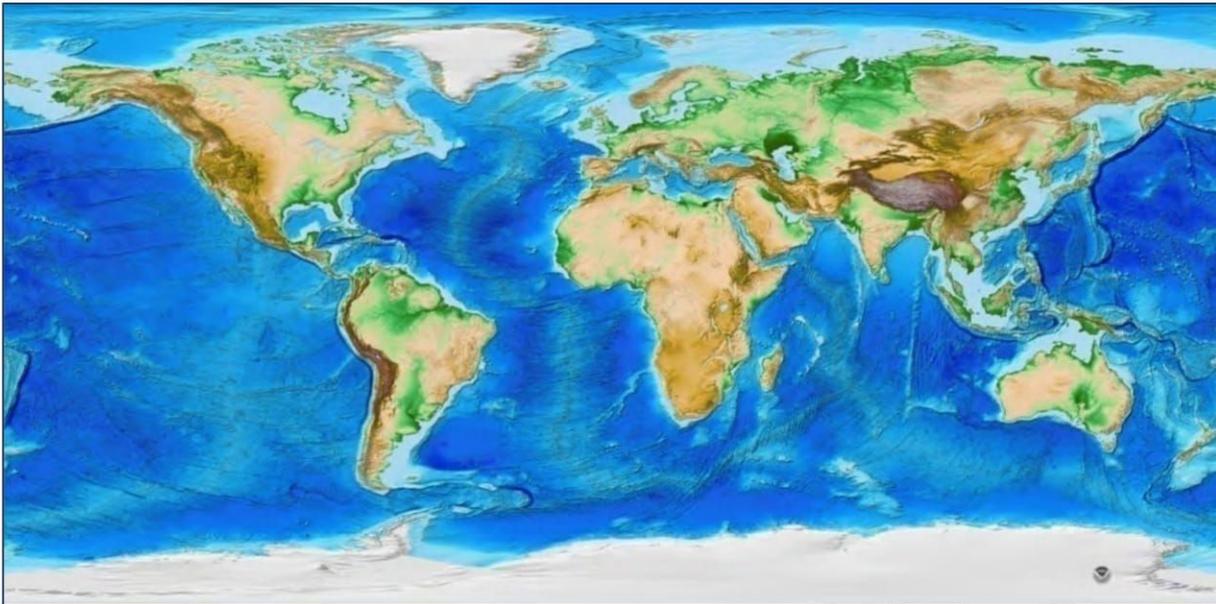
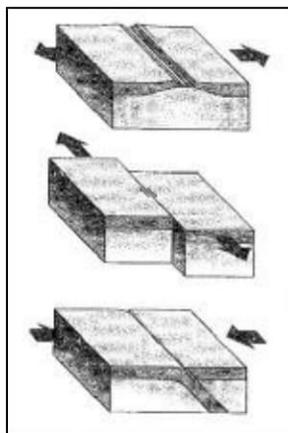


Fig. 2 : 12 plaques lithosphériques et 3 frontières de plaques

Plaque lithosphérique : Ensemble rigide formé de la croûte et de la partie superficielle du manteau supérieur comprise entre la surface et 70-150 km de profondeur. Les plaques reposent sur l'asthénosphère, un milieu solide, ductile. Elles sont délimitées par des zones actives ou limites de plaques. Actuellement, il y en a 12 plaques.



Frontière divergente : Extension au niveau de la dorsale

Frontière transformante : Glissement entre plaque le long d'une faille transformante

Frontière convergente : zone de subduction

***. Marges continentales passives : Où sont-elles ?**

- Océan atlantique
- Océan Arctique
- Océan Indien occidental
- Australie
- Antarctique
- Méditerranée occidentale : Corse, Sardaigne, Provence (golfe du Lion)

***. Marges continentales transformantes : Où sont-elles ?**

-. Golfe de Californie

***. Marges continentales actives : Où sont-elles ?**

- . Océan pacifique

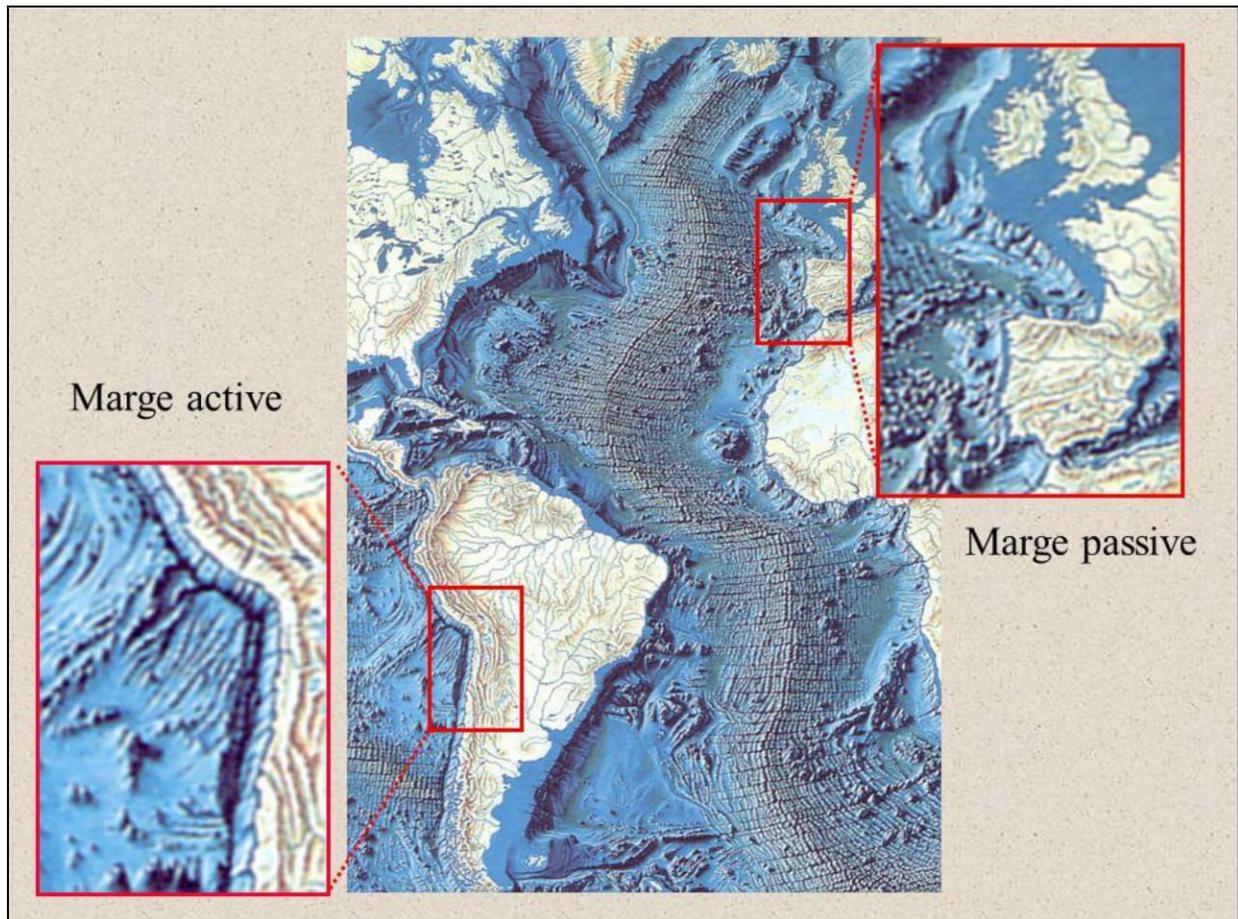


Fig. 3a : Marge passive et marge active

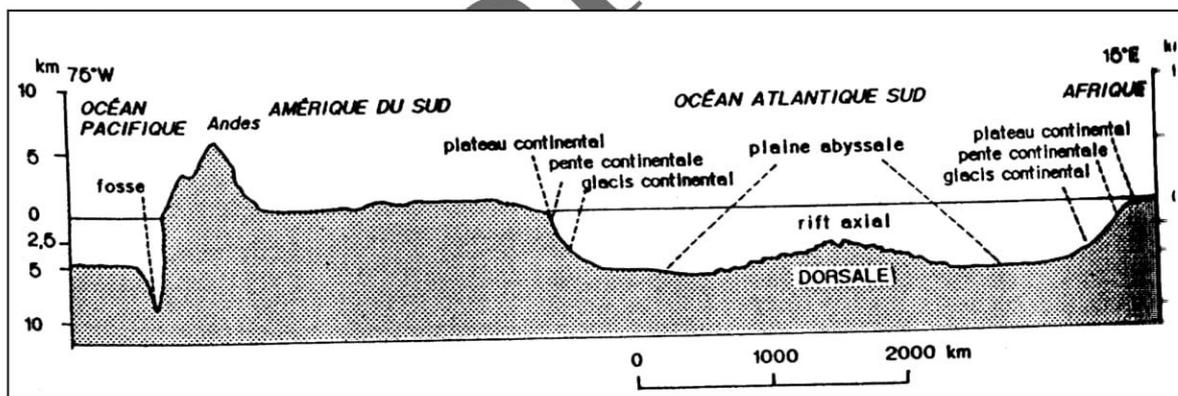


Fig. 3b : Coupe schématique, depuis le Pacifique Est jusqu'à l'Afrique, à travers l'Amérique du Sud, présentant les différentes structures des océans

B. Structure, architecture sédimentaire et formation des marges

1. Marge continentale passive (ou stable)

1.1. Définitions et généralités

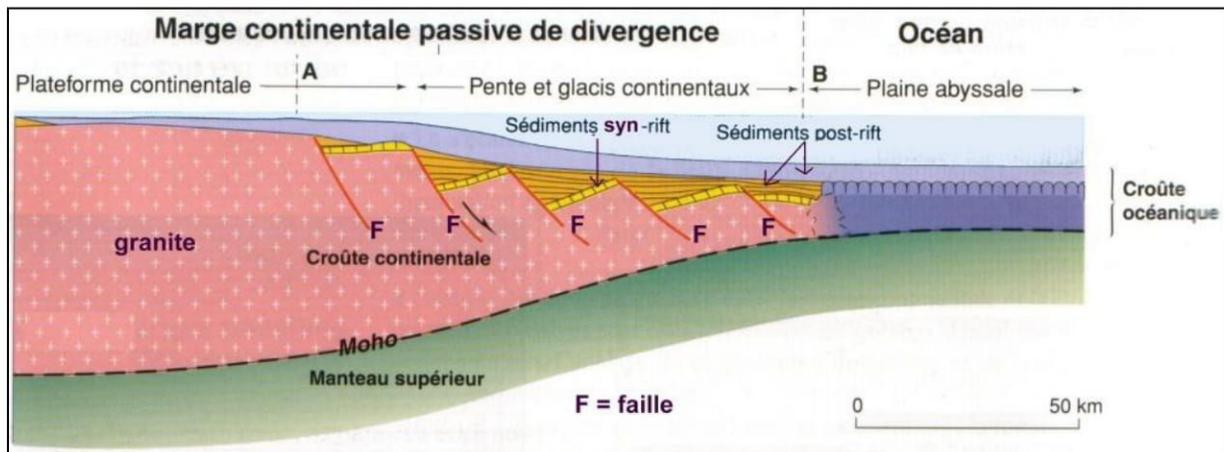


Fig. 4 : Marge continentale passive (ou stable)

- **Marge continentale passive** est une Zone de transition entre une masse continentale et la croûte océanique, qui se crée au sein de la **même plaque lithosphérique**.
- Pas d'activité sismique et volcanique.
- Lieu où la croûte continentale s'amincie (30 -> 0 km)
- Induite par des contraintes de distension (~perpendiculaire à l'axe du rift)
- Issue d'une phase de rifting qui a abouti à la rupture lithosphérique et à l'accrétion océanique (fig.5)
- Formation de deux marges continentales passives conjuguées (fig.5).

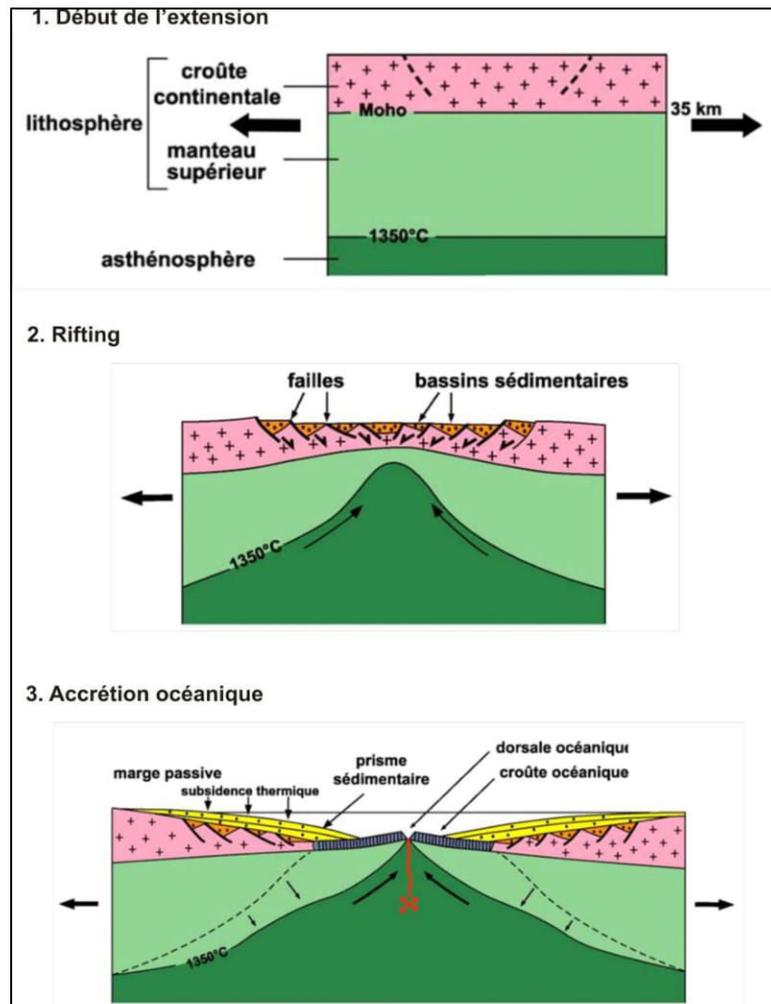


Fig. 5 : Evolution rift-marge

➤ **Morphologie (fig.6) :**

- Les continents se prolongent sous la mer par le **Plateau continental**

Bathymétrie (0 – 200 m)

Pente très faible ($\sim 0.1^\circ$)

Largeur (5 à 1500 km)

Épaisseur crustale ($\sim 30-35$ km)

- Puis on passe à la **Pente continentale (ou talus continental)**

Bathymétrie (200 – 4000 m)

Pente importante ($1-5^\circ$) et largeur variable (10 – 100 km)

Entaillée de canyons sous-marins

Lieu de l'amincissement crustal (30 à qq km)

- **Glacis continental**

Bathymétrie (2500–5000 m)

Accumulation de sédiments au pied de la pente

a. Plaine abyssale

Bathymétrie (2500- 5000m)

Lieu de la Transition Océan/Continent (TOC)

Socle : croûte océanique ; TOC (croûte transitionnelle) ; possible C.C. amincie

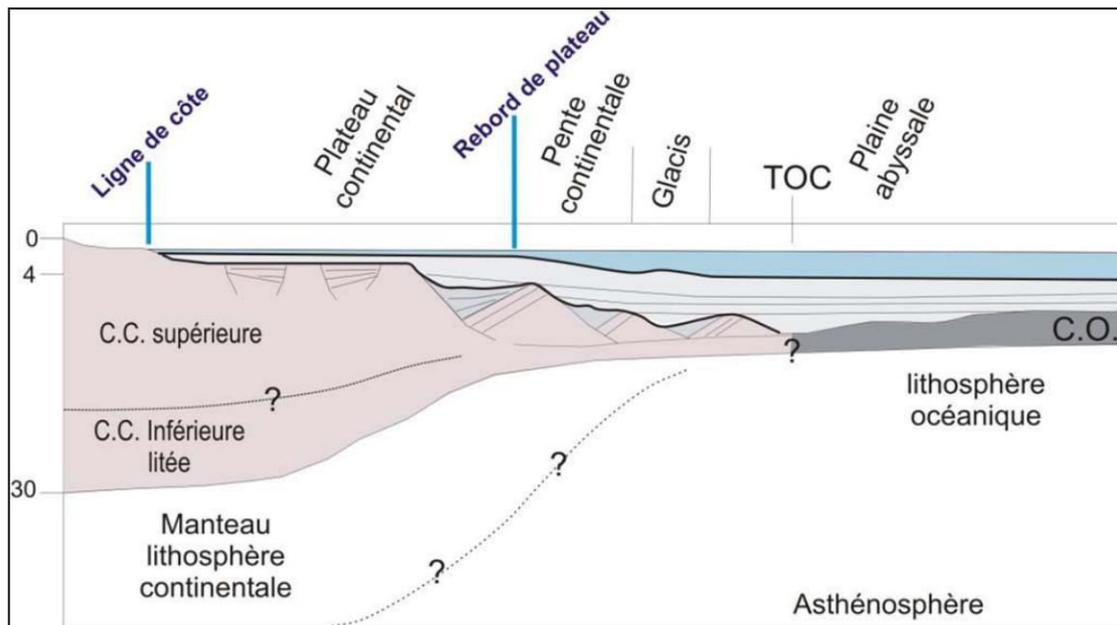


Fig. 6 : Morphologie d'une marge passive

Les données géophysiques montrent que la **croûte continentale** amincit progressivement si bien que vers la base du talus, elle est souvent difficile à distinguer de la **croûte océanique**. D'où la notion de « **croûte intermédiaire** » : (**croûte transitionnelle**) (**TOC**). Il s'y ajoute parfois l'injection de magmas basiques dans les zones distendues fréquentes à ce niveau. Si ces produits sont abondants, on parle de **marges passives volcaniques**. La mise en place de ces marges résulterait de l'ouverture océanique primitive au-dessus d'un **point chaud**.

La croûte est fragmentée en blocs séparés par des failles normales que les profils géophysiques révèlent très bien, même sous une certaine épaisseur de sédiments.

Dès que l'on s'enfonce dans la croûte ces failles deviennent moins nettes. Le trajet semble cependant devenir concave vers la surface (failles dites « listriques ») dans ce cas, le mouvement des blocs qu'elles délimitent est une rotation.

Un problème mal résolu est celui de la terminaison de ces failles listriques en profondeur. On pense qu'elles viennent se disposer tangentiellement à la limite entre croûte rigide et croûte ductile.

En surface, le réseau des failles normales est discontinu et irrégulier. Cette disposition est à rapprocher de ce que l'on voit sur les bordures de rift.

Enfin quand il y'a des niveaux d'évaporites antérieures à la fracturation, ils peuvent servir de niveaux d'amortissement pour les failles listriques et faciliter la rotation ou le basculement des blocs.

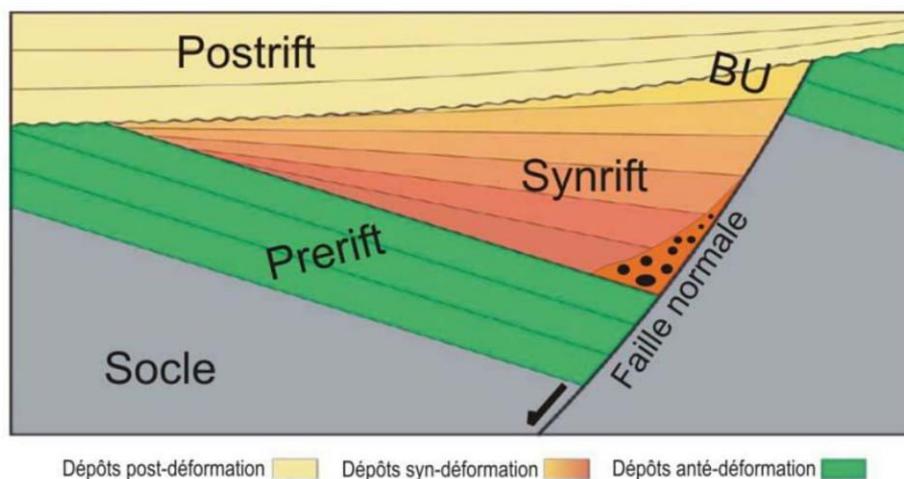
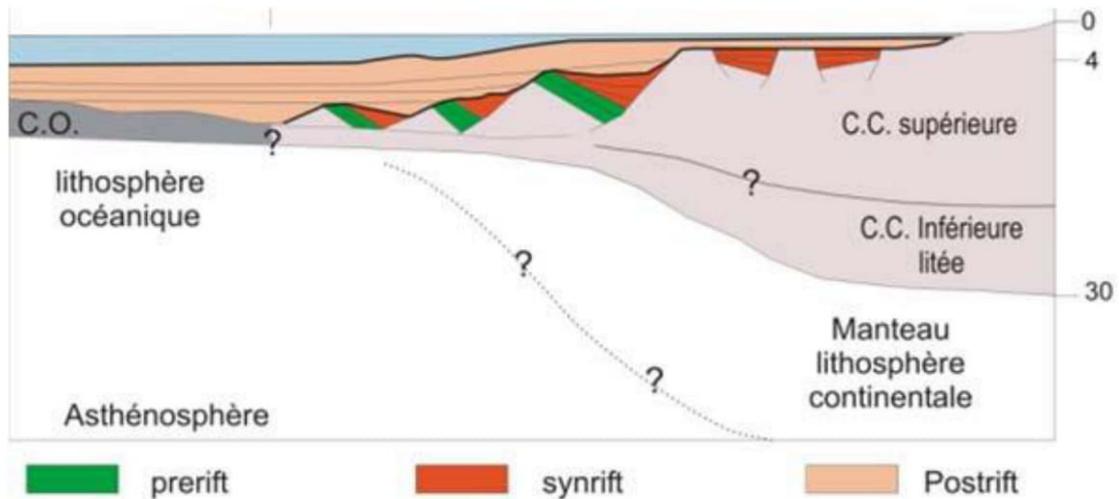
1.2. Marges passives et sédimentation

La sédimentation qui s'effectue sur une marge, peut-être (voir figure au-dessous) :

- Antérieure au « rifting » (sédimentation « pré-rifting »).
- Contemporaine de ce « rifting » (sédiments « syn-rift », à géométrie en éventail, décalés par les failles mais contenant des olistolites issus des reliefs de failles et montrant souvent des discordances internes).

- Postérieure au « rifting » (sédiments « post-rift », non affectés par les failles).

Comme il existe toujours une sédimentation post-rift, on en déduit que la fracturation et la rotation des blocs cessent après un certain temps. On considère en général que cet arrêt des mouvements se situe au début de l'accrétion océanique, c'est-à-dire au moment où il y'a refroidissement de la marge et détumescence (dégonflement) thermique.



1.3. Différents types de marges continentales passives

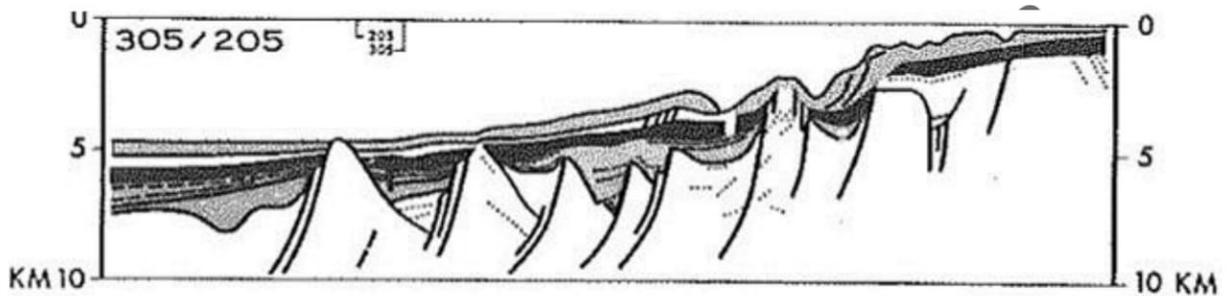
La marge passive est une structure importante qui enregistre les premières étapes de la divergence. On trouve à la surface du globe différents types de marges passives, qui sont le reflet de processus géodynamiques différents enregistrés lors des étapes de leur genèse notamment dans leur couverture sédimentaire.

1.3.1. En fonction de la quantité de sédiments déposés : Deux types de marges continentales passives :

- Marges maigres (ex : Marge armoricaine du Golfe de Gascogne)
- Marges nourries (ex : Marge du Golfe du Lion, Marge du Gabon)

Suivant l'abondance de la sédimentation, on distingue des marges maigres (2 à 4 km de sédiments) et des marges nourries (> 4 km).

- **Les marges continentales maigres** : possèdent une topographie variée. L'exemple est celui de la marge armoricaine du golfe de Gascogne (Fig. 32 a et b). Ces marges montrent une succession de rides et de plateaux séparant des petits bassins où la sédimentation est de plus en plus maigre vers le large puisque les rides font barrage aux apports continentaux. En cas d'abaissement du niveau de la mer, ces bassins peuvent évoluer en lagunes à évaporites.



Marge armoricaine d'après Montadert et al. (1979)

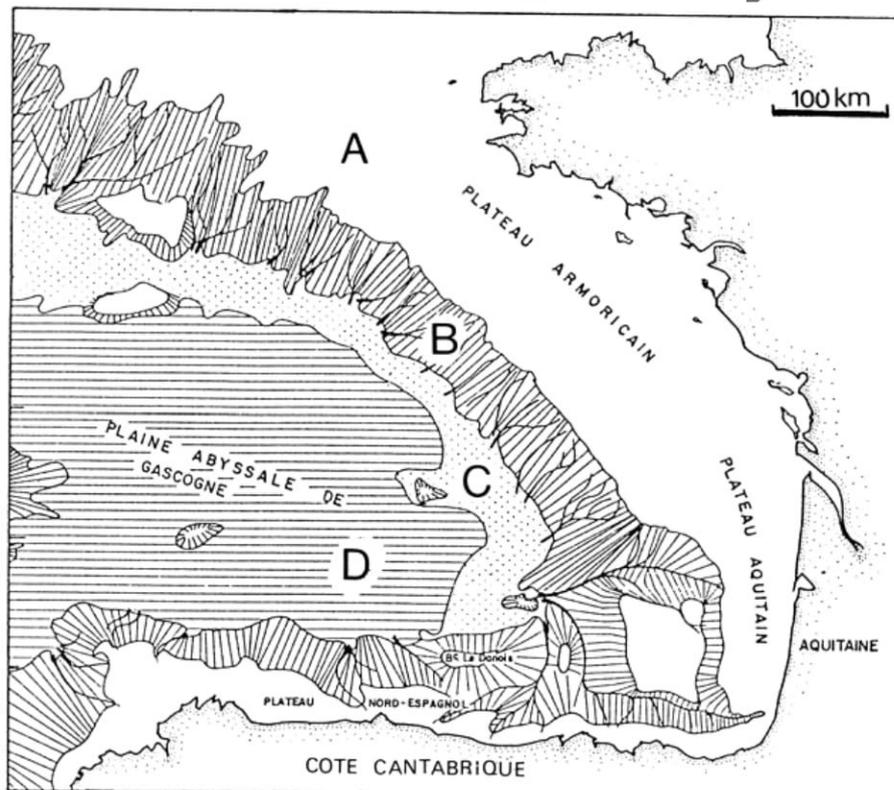


Fig. 32 a : Morphologie du golfe de Gascogne (d'après Rehault, in Boillot, 1984).
A. plateau continental, B. talus continental, C. glacis sédimentaire masquant le contact croûte continentale-croûte océanique, D. croûte océanique (plaine abyssale).

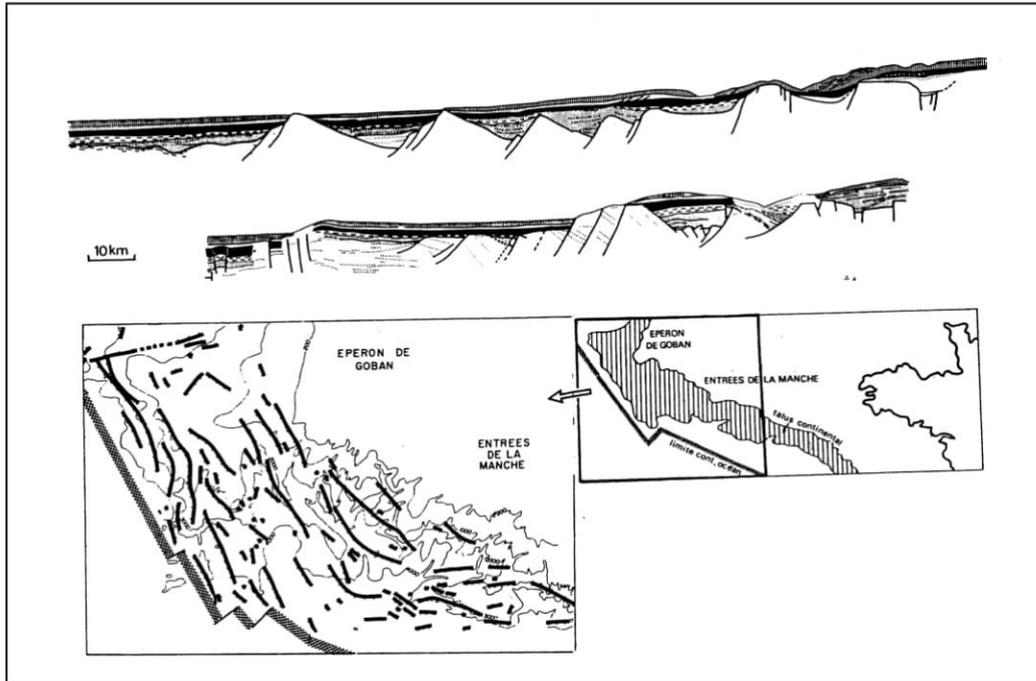
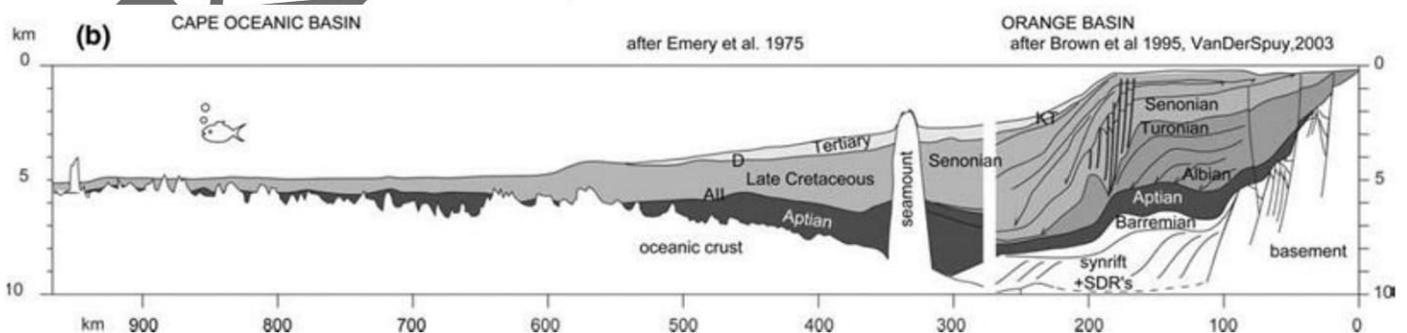


Fig. 32. b Un exemple d'une marge maigre : la marge de l'Eperon de Goban et des Entrées de la Manche (d'après Mantadert et al., 1979, in Boillot et al., 1984)

- Sur la coupe, les sédiments syn-rift (Crétacé inférieur) sont en grisé. Les couches sus-jacentes vont de l'Aptien supérieur à l'actuel.
- Sur la carte, les failles normales (d'âge crétacé inférieur) sont indiquées par un trait gras barbulé vers le plan de faille
- La bande grise est la limite probable continent-océan

- **Les marges continentales nourries** : ont une topographie superficielle plus monotone qui est celle du dos de la chape sédimentaire ayant noyé les blocs. L'accumulation des sédiments peut avoir des causes variées telles qu'un barrage par des récifs coralliens (Blake Plateau sur la côte orientale des Etats-Unis (Fig. 33 A) ou un graben (Plateau d'Exmouth, à l'W de l'Australie, Fig. 33 B). Au-delà de ces obstacles, l'épaisseur des sédiments diminue rapidement, à l'exception d'une *marge progradante* où les sédiments débordent du plateau continental et s'avancent sur la croûte océanique en un talus de progradation qui masque sa limite avec le domaine continental (Fig. 34).



SO africaine d'après Séranne et Anka (2005)

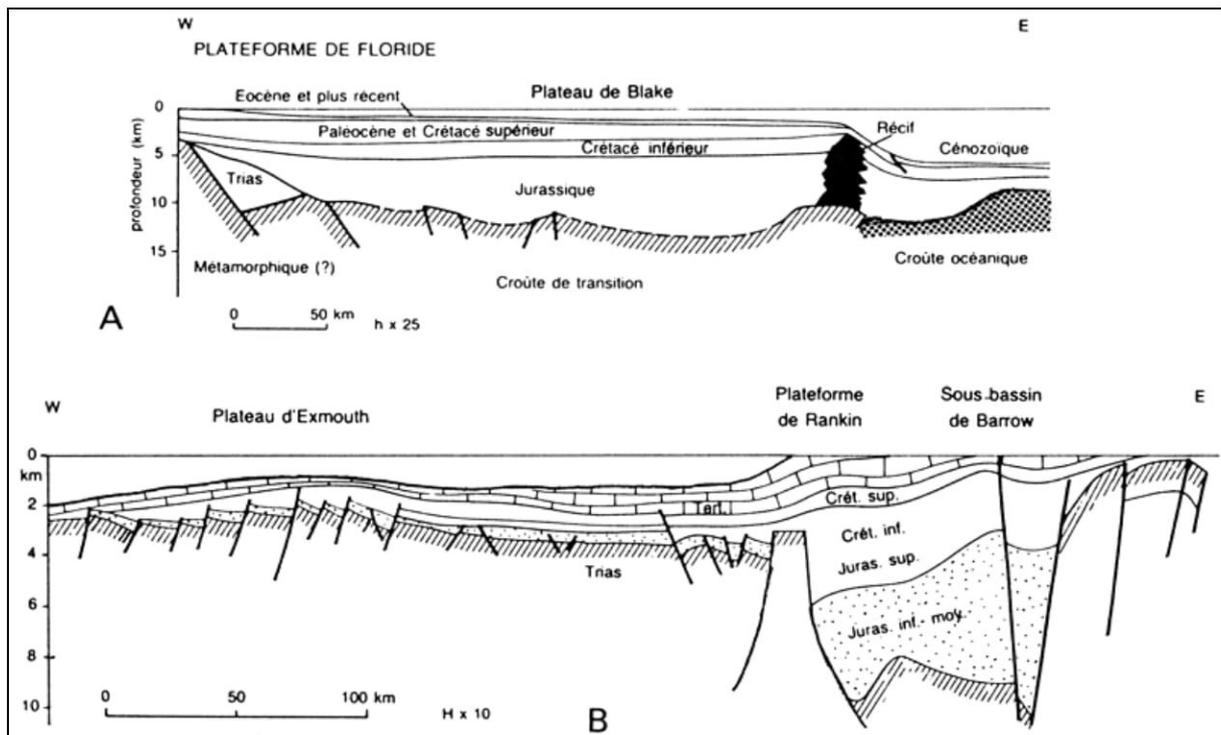


Fig. 33 : Bassins de marge passive

- A. par barrage récifale (plateau de Blake, E des Etats-Unis).
 B. par graben (plateau d'Exmouth, Australie W).
 (D'après Perrodon, 1988 légèrement modifié)

La structure interne de tels talus est rendue parfois complexe par :

- des oscillations tectono-eustatiques provoquant ainsi la superposition de talus successifs,
- des glissements gravitaires,
- des coulées boueuses,
- des turbidites qui arrivent à se produire sur de très faibles pentes (2° , cas du delta sous-marin du Niger) (Fig. 34).

Une marge maigre peut naturellement devenir une marge nourrie. Une telle évolution est favorable à la genèse de bassins pétroliers.

La figure 34 donne quelques exemples de ces bassins de marges passives actuelles où se superposent les éléments de complication décrits plus haut.

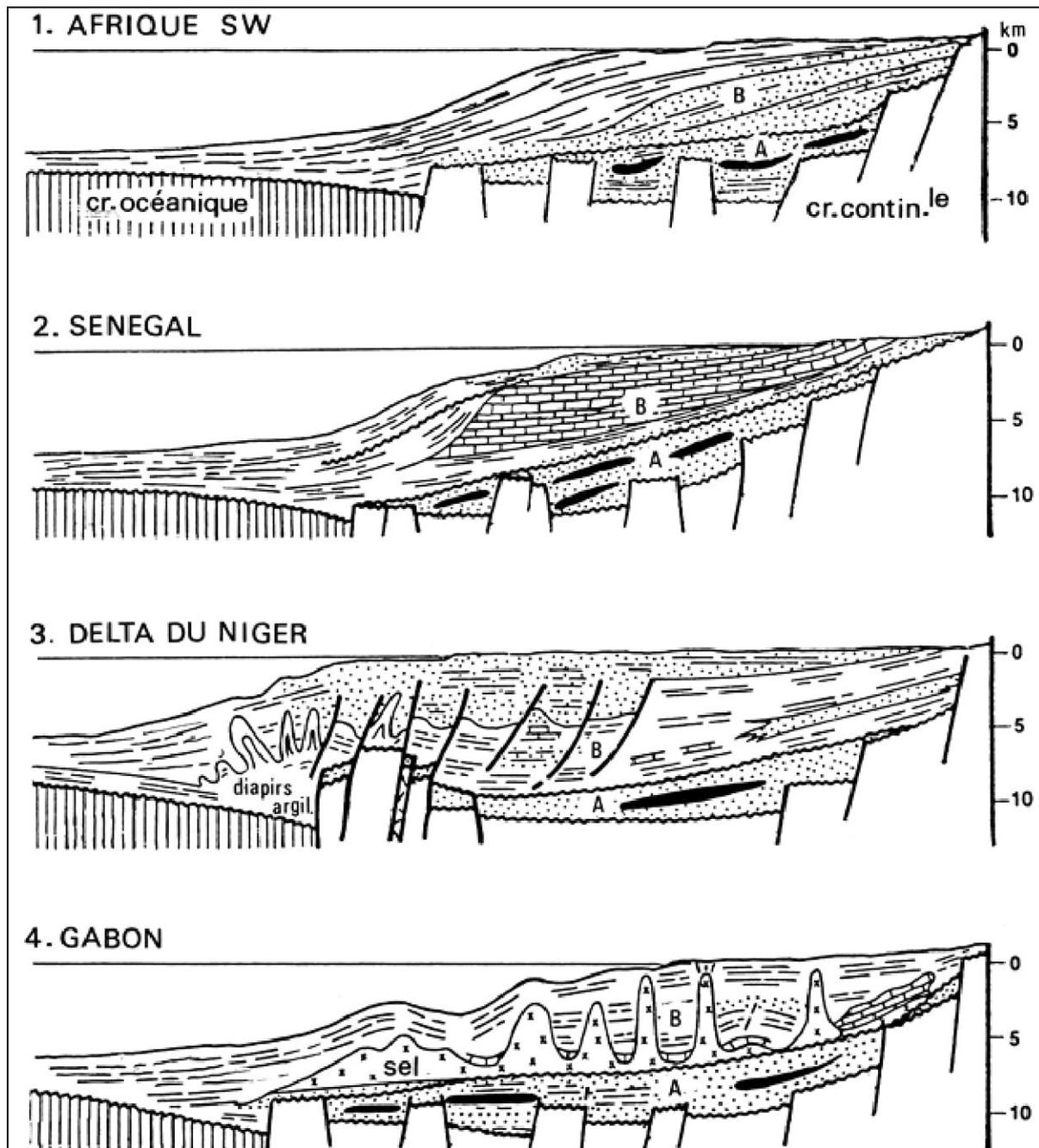


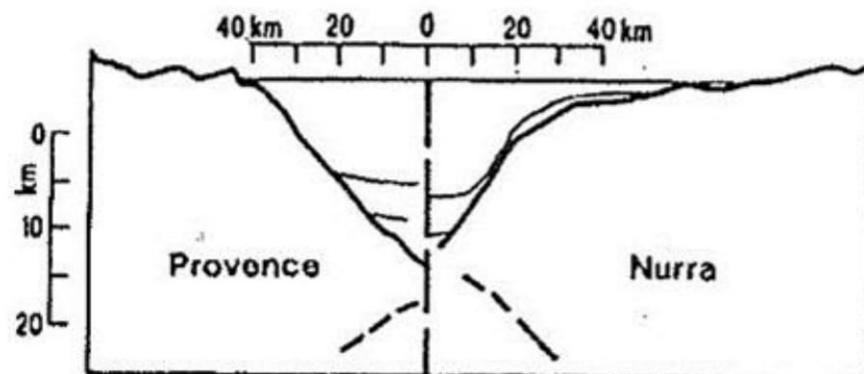
Fig. 34 : Exemples de marges nourries (Afrique W), (Kingston et al., 1983)

1. sédimentation détritique dominante.
 2. sédimentation calcaire dominante.
 3. sédimentation deltaïque.
 4. sédimentation argilo-évacuatoire (avec diapirs).
- A. sédimentation anté-rift, B. sédimentation post-rift.

1.3.2. En fonction de la largeur de l'amincissement crustal :

Deux types de marges continentales passives :

- **Marge étroite** (< 50km): ex: Marge de Provence



- **Marge large** (> 100km) : ex: Golfe du Lion

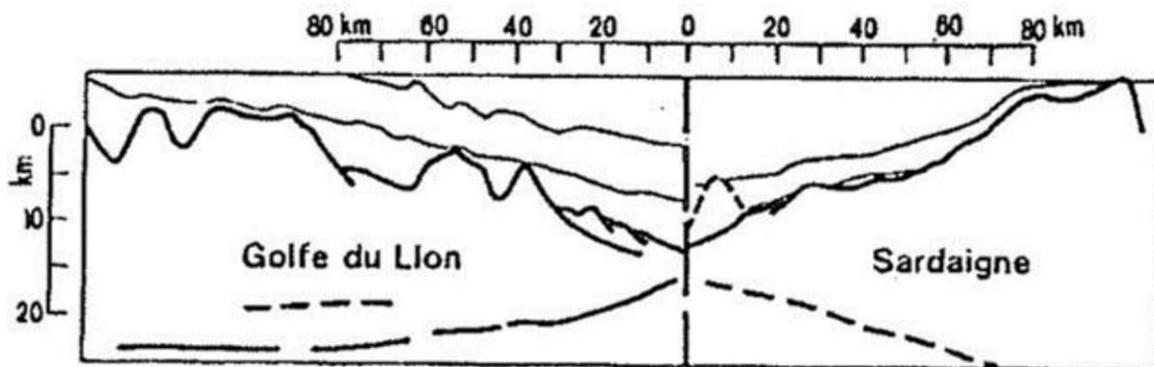


Figure : types de marges continentales passives en fonction la largeur de l'amincissement crustal ; golfe de Lyon et marge de Provence, D'après Gueguen(1990)

1.3.3. En fonction de la structure :

Les forages réalisés dans les zones de Transitions entre le domaine Océanique et Continental (TOC) ont permis de distinguer 3 grands types de marges passives, réparties de manière relativement "anarchique" à la surface du globe (voir figure au-dessous) :

- Marge Passive Volcanique (V.P.M.)
- Marge Passive Pauvre en Magma (M.P.P.M.) aussi qualifiées d'a-magmatiques ou peu magmatiques parfois appelées non volcanique.
- Marges transformantes (M.T.) traitées dans un autre chapitre.

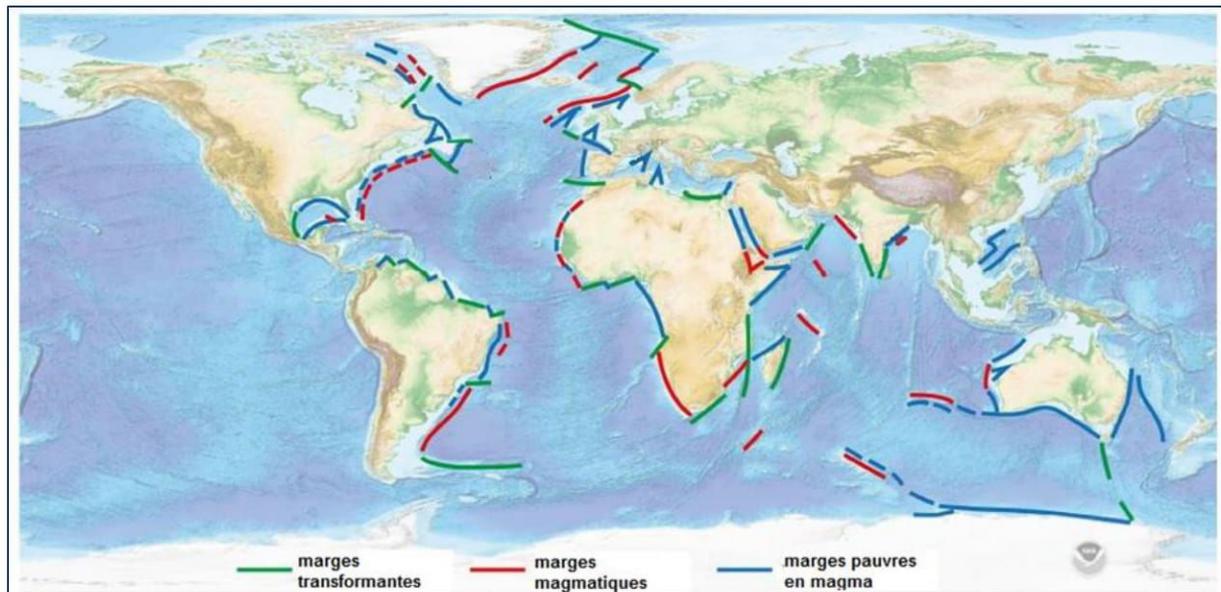


Figure : Répartition mondiale des marges volcaniques (en rouge), a-magmatiques ou pauvres en magma (en bleu) et transformantes (en vert)

Donc en fonction de la structure on a deux types de marges continentales passives

- **Marges continentales passives non-volcaniques (ou a magmatique) (Mer Rouge)**
- **Marges continentales passives volcaniques (ex. Marge armoricaine)**

Dans les marges Atlantiques, on distingue globalement **deux types de marges continentales passives : les marges volcaniques et les marges non-volcaniques.**

Le premier type est caractérisé par une grande épaisseur (5-10 km) de coulées basaltiques à pendage vers l'océan nommé « SDR » (de l'anglais « *Seaward Dipping Reflectors* ») et par un sous-placage important d'intrusions mafiques (5-10 km), qui serait lié à cet excès de volcanisme de surface (flood basalt volcanism) (**Figure 1 A**) (Hinz, 1981 ; Holbrook & Kelemen, 1993 ; White, 1992).

Le deuxième type est caractérisé par une absence de volcanisme et par un amincissement extrême de la croûte continentale sur un secteur plus ou moins étendu pouvant aller jusqu'à plus que 100 km avec la possibilité de la quasi destruction (enlèvement) de la croûte continentale inférieure qui est probablement remplacée localement par du manteau serpentinisé (**Figure 1 B**) (Boillot *et al.*, 1980; Chian & Loudon, 1994; Dean *et al.*, 2000).

Les marges de l'Atlantique Nord (du Groenland aux îles Britanniques et la Norvège) sont principalement volcaniques (Figure 1), ce qui est proposé comme le résultat de l'influence du point chaud de l'Islande lors de l'épisode de rifting au début du Tertiaire (Eldholm & Grue, 1994; White *et al.*, 1987).

La marge Armoricaïne ainsi que celles de la Galice, de la Nouvelle Écosse (Canada) et du sud-ouest Groenland sont non-volcaniques (Funck *et al.*, 2004 ; Whitmarsh *et al.*, 1996) ce qui a été suggéré être dû à un taux d'extension lent (Bown & White, 1995 ; Dean *et al.*, 2000). **La côte Est des USA** est interprété comme étant **une marge volcanique** à cause de la présence

de SDR's (Holbrook & Kelemen, 1993), avec une transition vers une marge non volcanique vers le Nord-Est (en se rapprochant de la Nouvelle Ecosse).

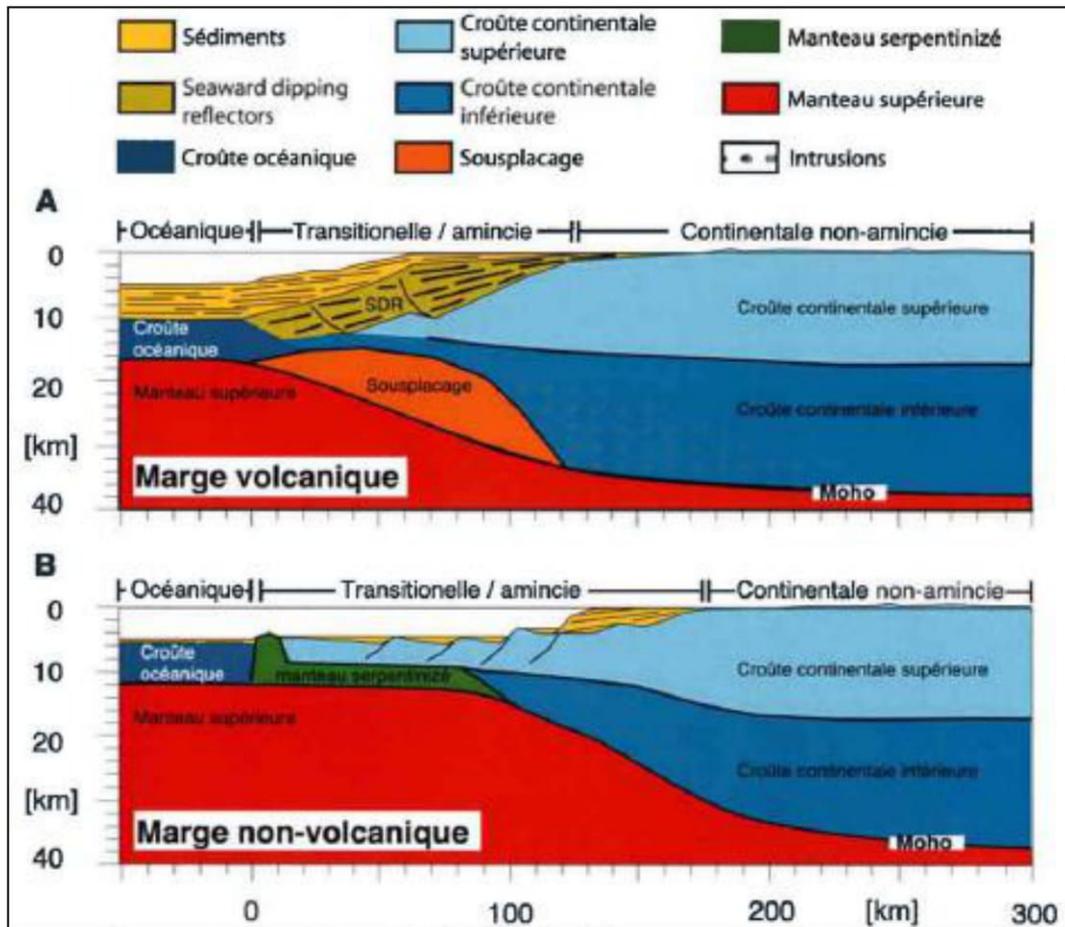


Figure 1: Représentation schématique des deux types de marges continentales passives:
 (A) Marge volcanique, caractérisée par une grande épaisseur (5-10 km) de coulées basaltiques à pendage vers l'océan SDR (Seaward Dipping Reflectors) et un sous-placage mafique (5-10 km) vraisemblablement lié au volcanisme de surface.

On y observe, en surface, des empilements de coulées volcaniques inclinées vers l'océan (en anglais : SDR, Seaward Dipping Reflector) qui correspondent à des blocs basculés vers l'océan naissant

(B) Marge non-volcanique, caractérisée par une absence de volcanisme et par un amincissement extrême de la croûte continentale sur un vaste secteur (largeur > 100 km) avec la possibilité de remplacement local de la croûte continentale inférieure par du manteau serpentinisé.

1.4. Marges passives fossiles

Dans la plupart des grandes chaînes de montagne, il existe une ou plusieurs zones ophiolitifères que l'on interprète comme les restes d'anciens domaines océaniques pincés entre des marges continentales. La marge W (ou européenne) de l'océan alpin au Jurassique supérieur est un bon exemple. La figure 35 donne une interprétation dans laquelle on voit que les grandes unités tectoniques alpines correspondent à des blocs ou des bassins de marge séparés par des failles synthétiques ou antithétiques.

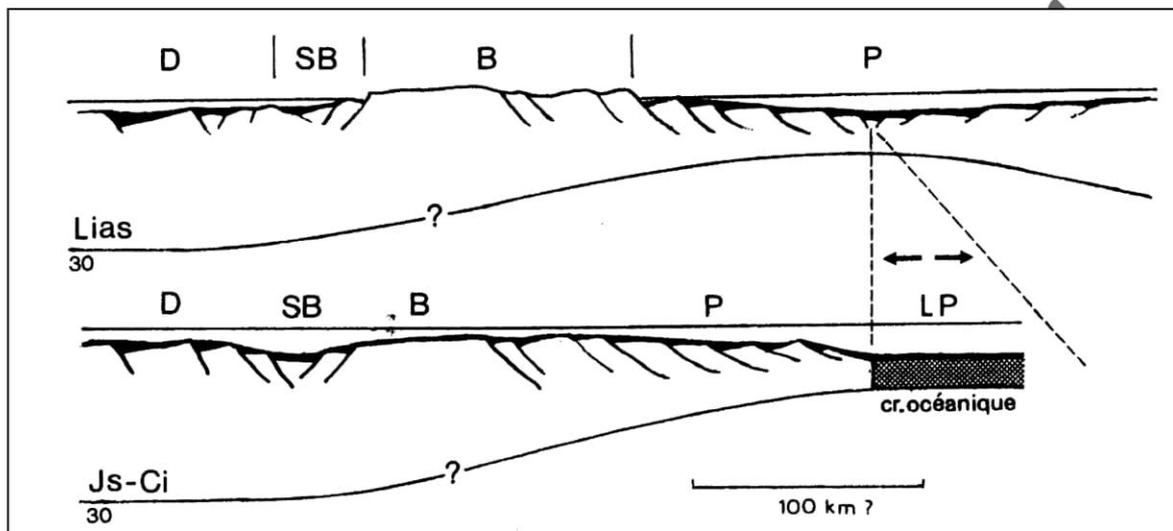


Fig. 35 : Reconstitution hypothétique de la marge continentale européenne en bordure du mini-océan alpin au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur sur la transversale des Alpes dauphinoises. Il s'agit d'une marge maigre typique.

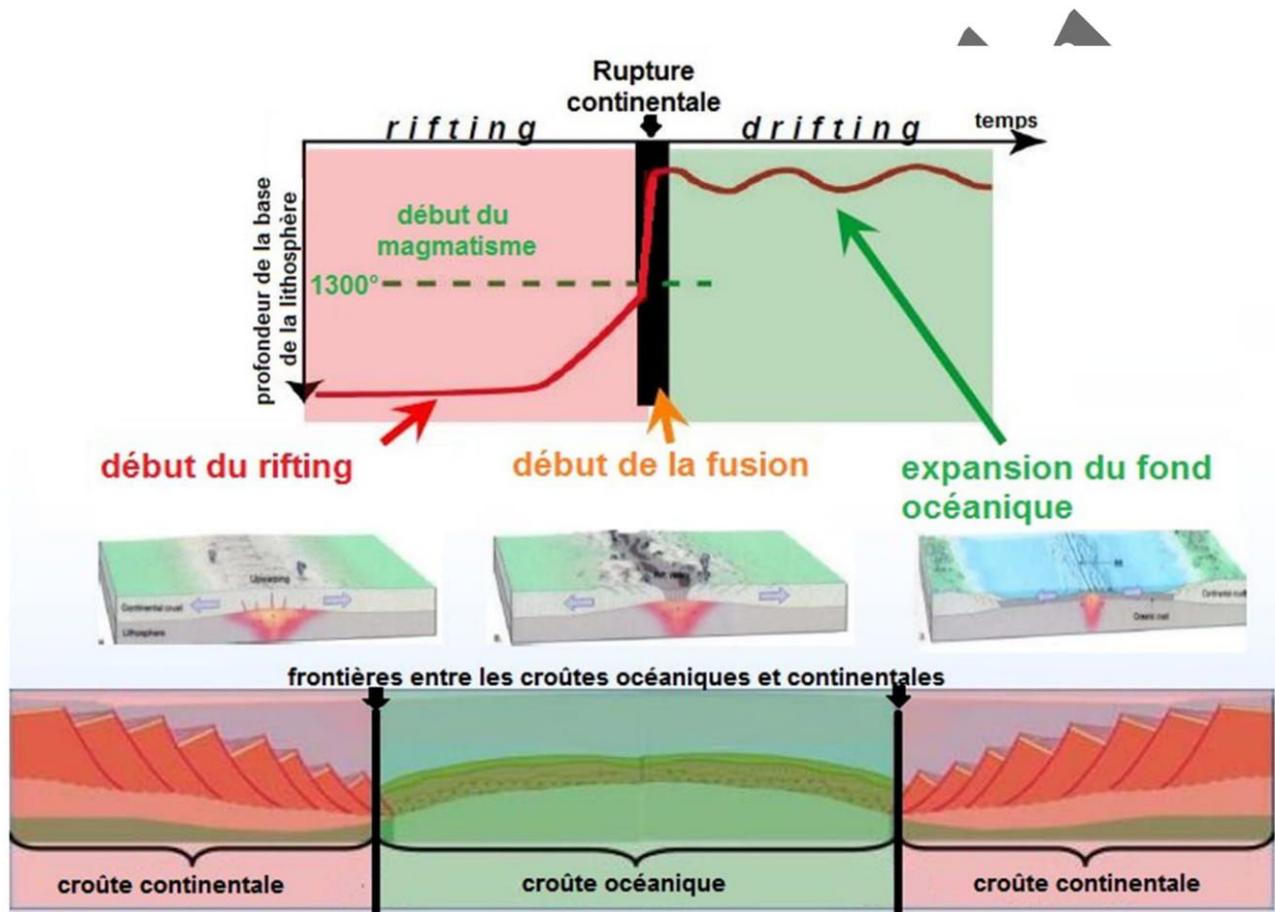
Au Lias (coupe du haut), la marge n'est encore qu'une bordure de rift intracontinental. La croûte océanique n'apparaît qu'à la fin du Jurassique moyen.

B. domaine Briançonnais, D. domaine dauphinois, LP. Domaine liguro-piémontais, P. domaine piémontais, SB. Domaine subbriançonnais

1.5. Genèse (ou formation) des marges passives : stades de formation des marges passives

La vision classique de l'ouverture océanique (figure) se déroulait de manière assez symétrique en 3 phases : 1- étirement de la croûte continentale, 2 - début de la fusion partielle des péridotites par décompression, rupture continentale et 3 - l'expansion d'un fond océanique magmatique.

Bien que certains de ces termes puissent encore être utilisés, d'autres étapes spécifiques de chaque type de marge ont pu être mises en évidence. Un autre point important est lié à l'asymétrie des marges conjuguées générée lors des prémices de la distension. ●



Évolution classique d'une océanisation : les trois stades d'ouverture d'un océan

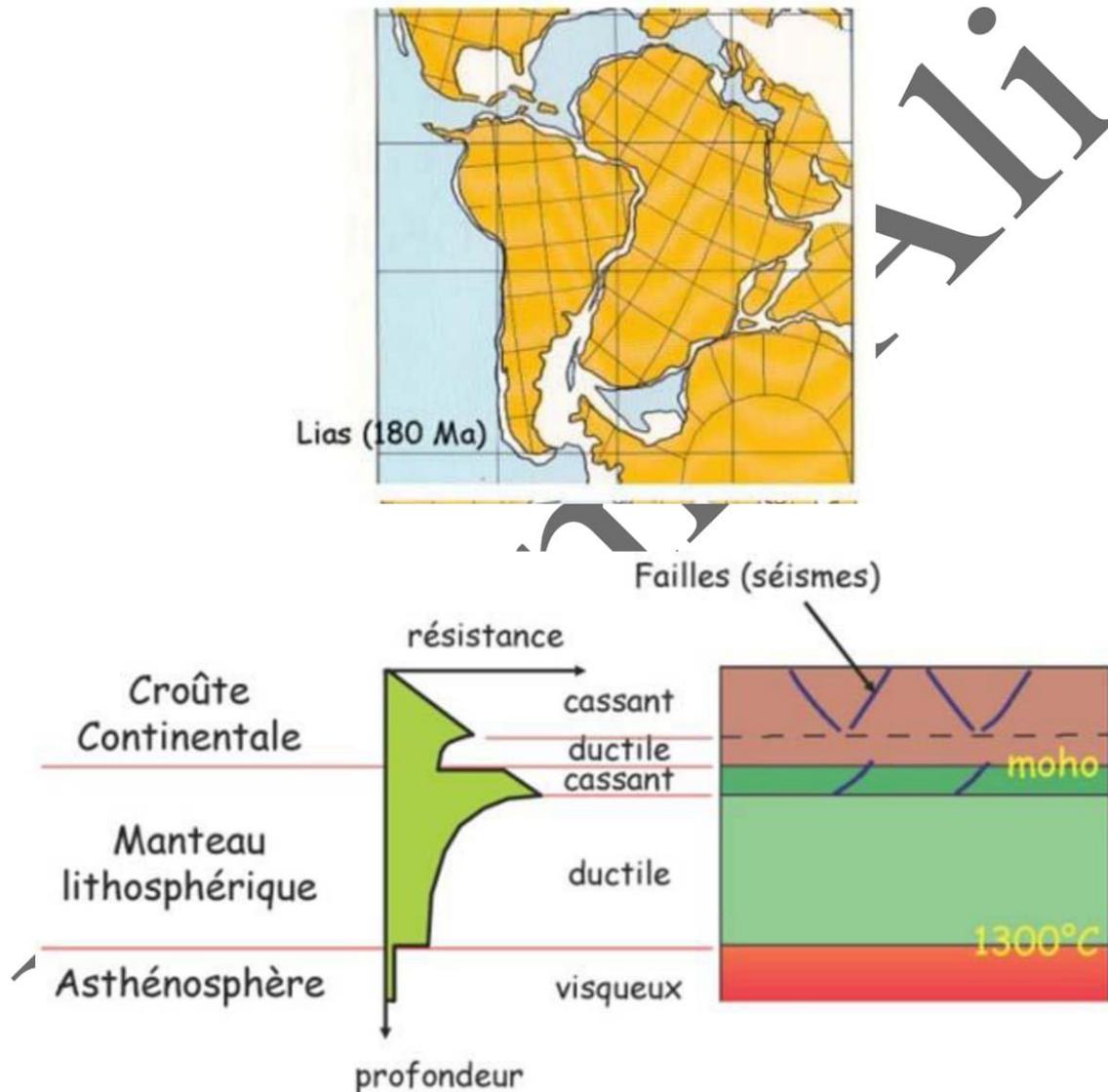
Les stades de formation des marges continentales passives :

La formation de marges continentales passives est résumée en trois stades :

Exemple de l'océan atlantique

Le stade initial :

Il s'agit de la phase d'étirement (stretching)



Cette phase se caractérise par le développement régional de failles listriques qui s'enracinent dans la croûte inférieure (parfois jusqu'au manteau) et affectent la croûte supérieure cassante induisant une déformation par cisaillement. La croûte peut être très faiblement amincie ce qui induit la mise en place de petits bassins sédimentaires discontinus découpés par des failles normales ou listriques en demi-grabens. Cette phase est de courte durée. De petits blocs peuvent être surélevés et leur couverture sédimentaire érodée.

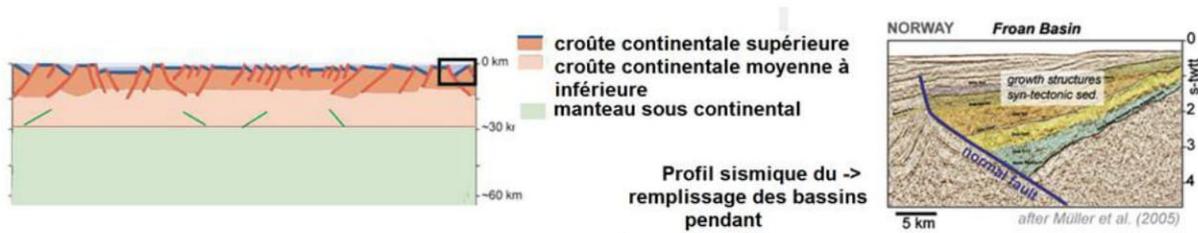
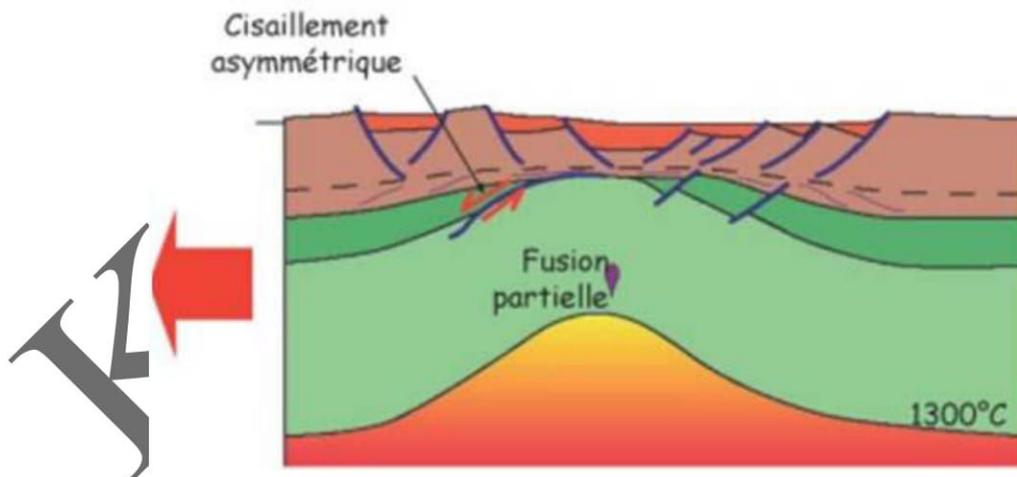
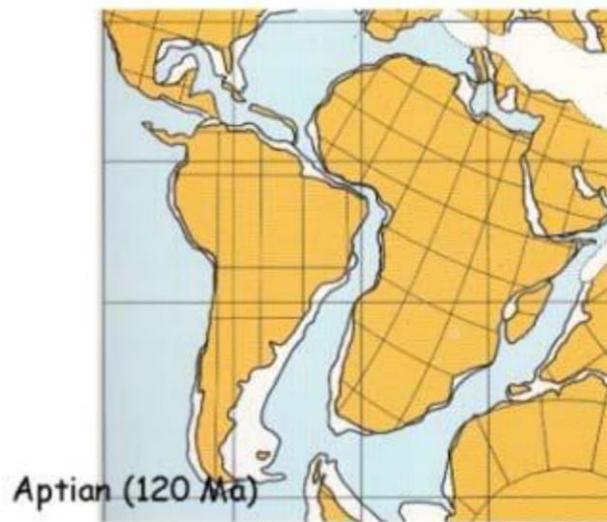


Schéma d'une phase de stretching et profil sismique des dépôts sédimentaires déposés dans un bassin en phase d'étirement (marge de Norvège)

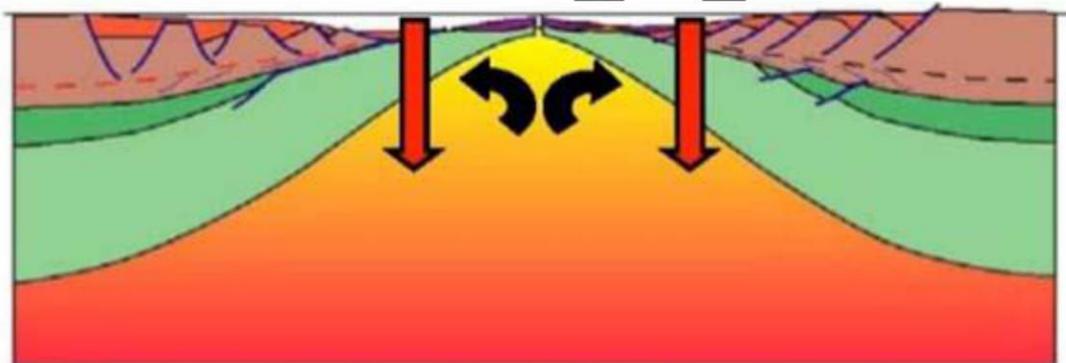
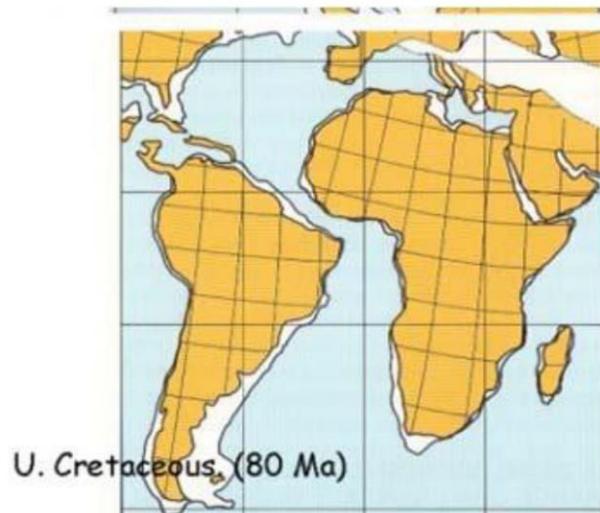
Le Stade « rift » : rift actif ou passif



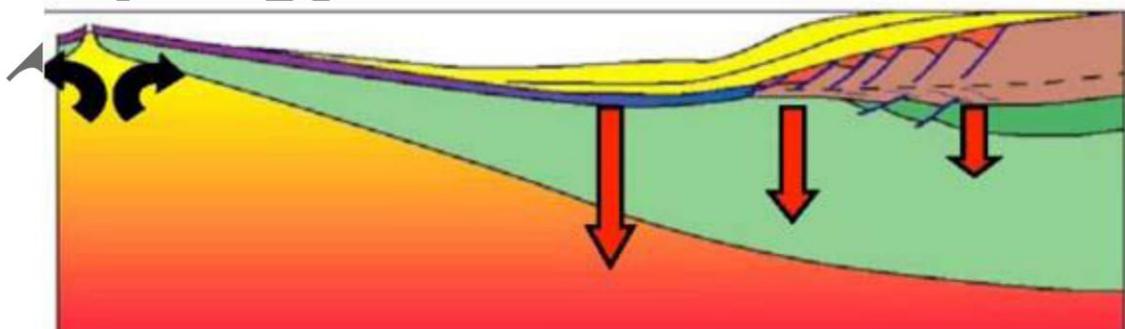
La déformation se focalise sur une zone moins étendue dont la croûte va s'amincir rapidement jusqu'à une dizaine de kilomètres d'épaisseur formant un domaine hyper-étiré. Ce stade d'ouverture cause donc de l'amincissement lithosphérique initial jusqu'à la formation de rift (le rifting) (appelés aussi des fossés d'effondrement)

Le Stade Marge passive volcanique ou non volcanique

Au cours de ce stade on assiste à la naissance des marges conjuguées ; ce phénomène est appelée « drifting ». Les deux moitiés (marges) s'écartent à une vitesse variable. C'est le phénomène de l'accrétion océanique grâce auquel la croûte se forme sans cesse.



Marge jeune



Marge mature