

Rifting continental et ouverture océanique

Préparation à l'agrégation SV-STU, *université d'Orsay*

Leçon de contre-option (niveau général) de géologie

Proposition de plan par : Mathieu Rodriguez, Pr. Agrégé préparateur - Ens

Adresse mail : rodriguez@geologie.ens.fr

Introduction :

Mise en perspective historique :

Au 19^e siècle, Eduard Suess (1831-1914) proposait, sur la base de l'identité paléontologique de certaines strates aujourd'hui interrompues par l'Océan Atlantique, l'existence d'anciennes liaisons intercontinentales depuis effondrées, et devenues des océans. Dans ce modèle, les continents restent fixes, cependant on y trouve l'idée que les océans que nous connaissons aujourd'hui n'ont pas toujours existé à la surface de la Terre. Les travaux d'Alfred Wegener (1880-1931) parus en 1912, à l'origine de la théorie de la dérive des continents, sont basés eux aussi sur l'identité paléontologique des strates, mais également sur la correspondance géographique des formes des continents actuels et sur la répartition des boucliers et des stries des glaciations précambriennes. Cette théorie postule que les continents étaient autrefois réunis en un seul, « la Pangée » ; aujourd'hui dispersé par les « translations » des continents à la surface du globe. L'espace créé par ces mouvements horizontaux donne naissance aux océans. La théorie de la dérive des continents ne fut cependant pas acceptée en raison de la faiblesse de son argumentation sur les mécanismes physiques de la migration des continents. Il fallut attendre les années 60 et les premières grandes campagnes de reconnaissance des fonds sous-marins pour mieux comprendre les mécanismes physiques de la dérive des continents, mais aussi le mode de formation des océans. La découverte des dorsales océaniques (par l'étude de la répartition de la sismicité mondiale, travaux de Rothé), la cartographie des fonds océaniques (travaux de Bruce Heezen, & Marie Tharp) mais aussi l'interprétation des anomalies magnétiques du plancher océanique par Vine & Matthews comptent parmi les découvertes les plus importantes de la tectonique des plaques. Ces travaux ont permis de mettre en évidence que la croûte océanique se forme à l'axe de la dorsale ; plus l'âge du plancher océanique est ancien, plus celui-ci est éloigné de l'axe de la dorsale. Les océans ont au maximum 170-180 Ma (peut être >200 Ma dans le bassin est-méditerranéen, mais c'est débattu), et disparaissent au niveau des zones de subduction.

Définitions des termes du sujet & état de l'art :

Les termes de « rifting continental » et d'« ouverture océanique » correspondent à deux stades d'un même phénomène : la divergence des plaques. Au stade rifting, une déchirure traverse un continent et sépare deux plaques en train de s'écarter (ex. du Rift Ethiopien). La divergence est alors assez lente, de quelques mm/an à cm/an en moyenne, mais peut se faire sous la forme de crise ponctuelle, comme s'est le cas au niveau des Afars, où plusieurs mètres d'extension ont été mesurés par GPS lors d'une seule crise sismique (2 m à Djibouti dans les années 80). Au stade ouverture océanique, de la nouvelle lithosphère est formée aux dépens de l'asthénosphère à l'axe d'une dorsale océanique. L'accrétion océanique correspond à la formation de gabbros et de basaltes. L'évènement qui marque la transition entre le stade rifting et le stade ouverture océanique est la « rupture » continentale. Il correspond à la formation de la transition océan-continent, une limite qui, comme nous le verrons, est souvent difficile à caractériser.

Les zones de rifting présentent des caractéristiques structurales et géophysiques diverses à la surface du globe, en lien avec les propriétés rhéologiques de la lithosphère. En particulier, les zones d'extension sont plus ou moins étendues (ou distribuées) selon les propriétés rhéologiques de la lithosphère.

Reste à définir quel est le moteur de la déchirure continentale. Du point de vue structural, il existe deux grands types de marges passives : les marges volcaniques et les marges appauvries en magma. Deux modèles de mécanisme de rifting sont proposés selon les marges étudiées. Dans le modèle du rifting actif, la déchirure est le fait de l'intervention d'un panache mantellique (provoquant des Trapps (ex. Parana et Etendeka dans l'océan Atlantique)); tandis que dans le cas du modèle passif, les forces qui provoquent l'amincissement de l'asthénosphère sont liées aux forces aux limites de plaques.

Problématique :

L'objectif de cette leçon est donc de mettre en évidence les structures profondes et superficielles mises en place lors du rifting, afin de mieux comprendre la réponse mécanique de la lithosphère continentale lors de son étirement, selon qu'un point chaud soit présent ou pas. Il s'agit d'expliquer tous les stades d'étirement et d'amincissement de la lithosphère, jusqu'aux premiers stades de la formation d'un océan ; i.e. la formation d'une lithosphère

océanique, et d'illustrer comment les processus de rifting sont dépendants de la rhéologie de la lithosphère continentale.

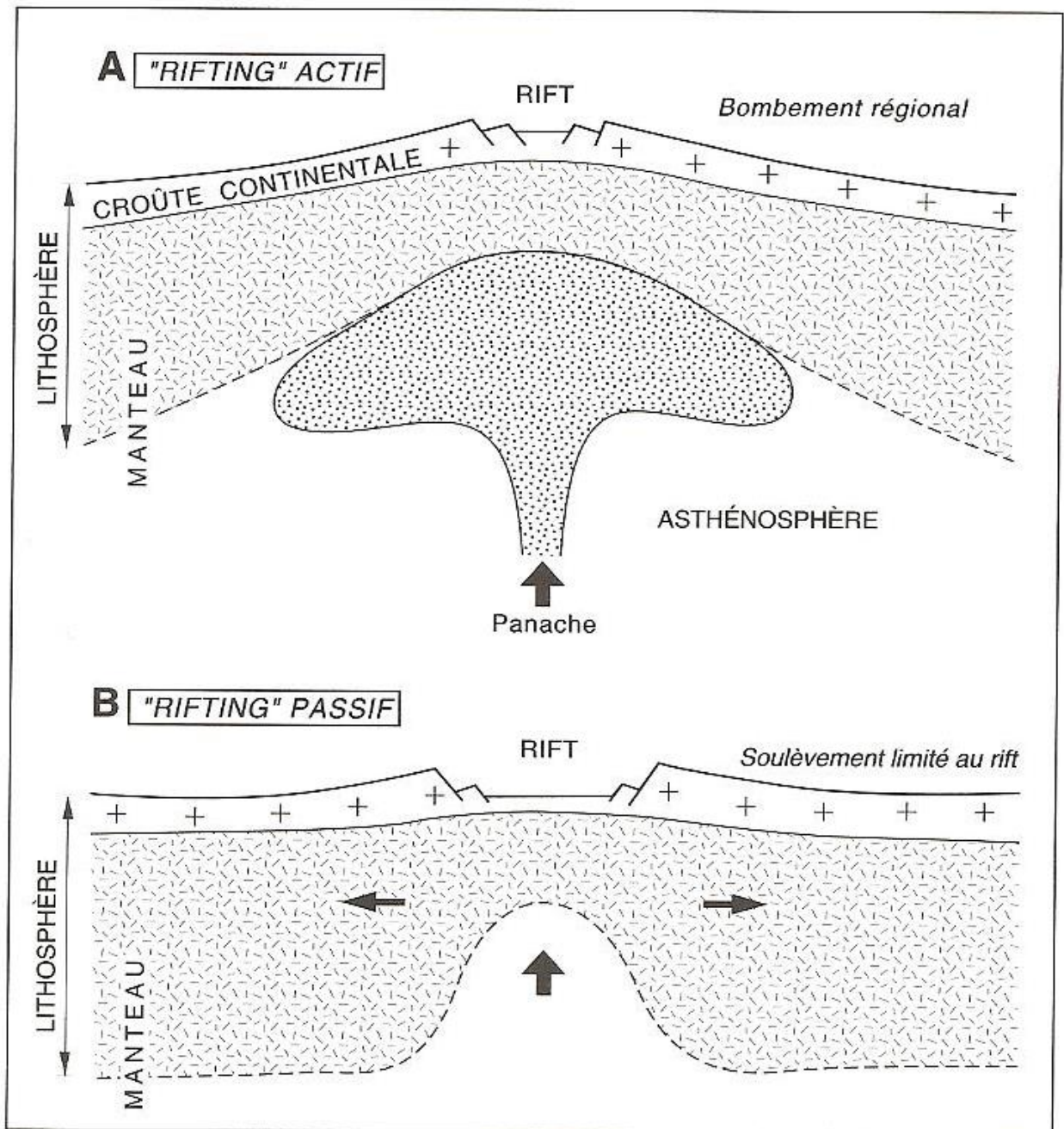


Figure : Les 2 grandes hypothèses concernant le rifting et la déchirure continentale : Rifting actif, faisant intervenir un panache mantellique (ex. Afar) et rifting passive, contrôlé par les forces aux limites.

1) Structure superficielle et profonde des zones de rifting et des marges passives

L'étude de la structure des marges passives est aussi bien basée sur des travaux de terrain, que sur l'acquisition de données géophysiques en mer (approche Terre-Mer). De grandes avancées ont aussi été permises grâce à l'étude des marges fossiles, partiellement préservées dans les chaînes de montagnes. La compréhension des processus de déchirure continentale est donc le résultat d'aller-retours entre les données fournies par les études de terrain, et les données fournies par la géophysique marine et les forages.

a. Diversité des zones de rifting et des marges passives

-Les rifts continentaux sont classés selon l'étendue de la déformation extensive.

-Les Rifts étroits (extension concentrée sur quelques dizaines de km) :

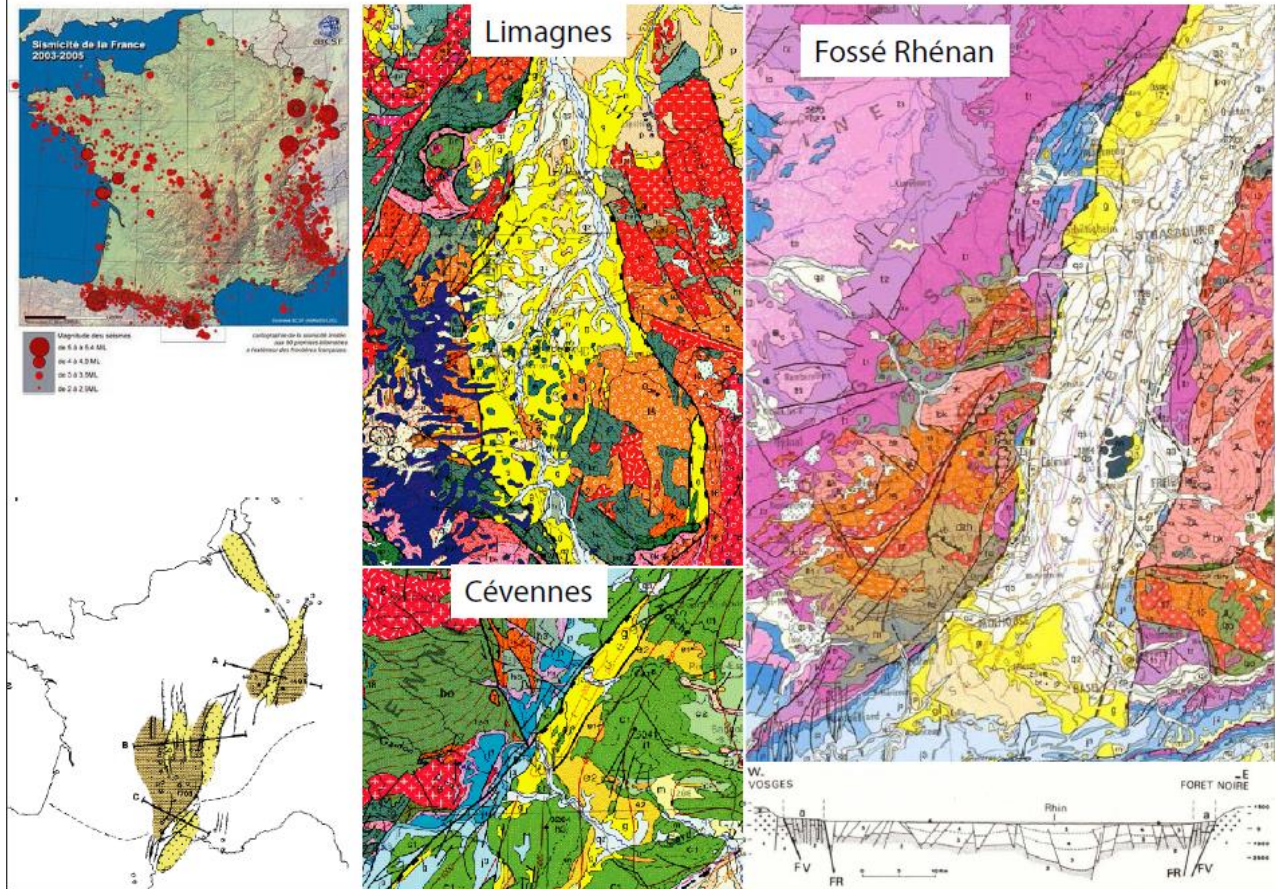
-Parmi les exemples au programme de l'Agrégation figurent les fossés d'effondrement Cénozoïque de France. Des exemples sont les fossés d'effondrement d'Alès (carte 1/ 50 000) ou Rhéna (carte 1/ 50 000 de Colmar) ou les Limagnes (Clermont). Ces cartes montrent un bloc effondré (un graben central) délimité longitudinalement par des failles normales au rejet d'échelle kilométrique. Ces exemples permettent d'illustrer le comportement cassant de la lithosphère dans ces premiers km ; les profils ECORS/DECORP au niveau du fossé rhéna montrent le cisaillement du manteau et de la croûte inférieure, indicateur d'un mode de déformation ductile. Les dépressions topographiques au niveau de ces rifts sont le résultat de la subsidence tectonique. Cependant ces exemples n'ont pas évolué jusqu'au stade de la déchirure continentale et de l'océanisation, et l'origine de l'extension est encore très débattue.

-D'autres exemples de cette catégorie de rift sont le lac Baïkal en Mongolie, ou le Golfe de Corinthe en Grèce ; voire, à la limite de la définition, les bassins pull-aparts type Mer Morte.

-Les Rifts 'larges', avec distribution de l'extension sur plusieurs centaines de km ; i.e. l'essentiel des rifts donnant ensuite naissance à des océans.

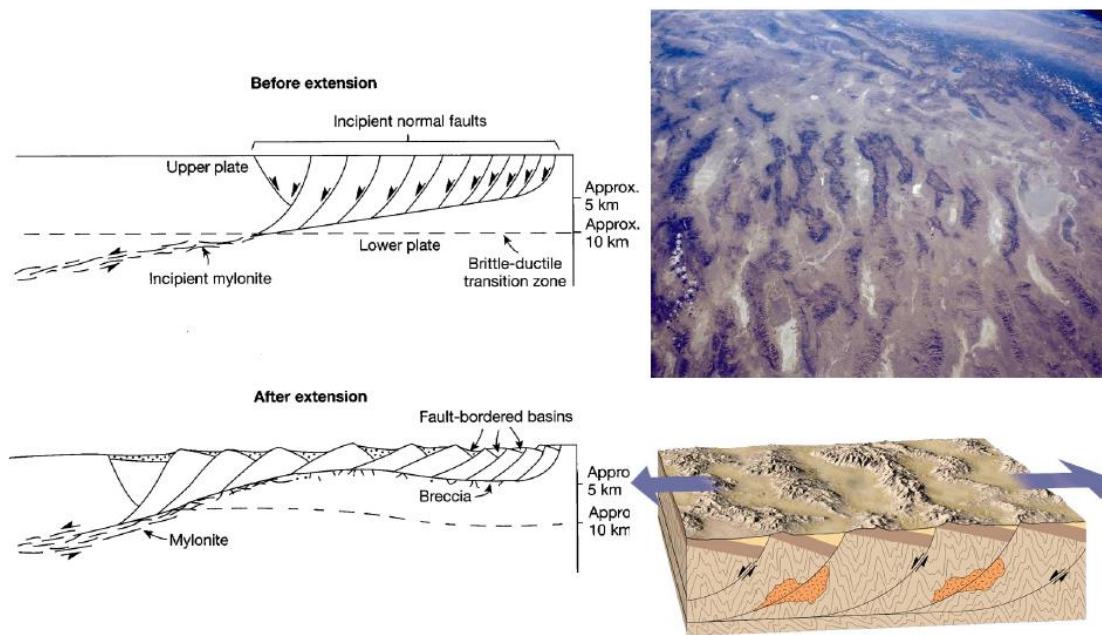
-Les rifts distribués sur plusieurs centaines de km avec mode d'extension en core-complex ; type Basin & Range en Californie ou Cyclades en Mer Egée. Les failles normales de la croûte supérieure s'enracinent sur un niveau de détachement ductile dans la croûte inférieure, et l'extension est accompagnée de l'exhumation de la croûte inférieure ; ou du manteau en domaine océanique. Les structures formées par l'exhumation de la croûte inférieure sont appelées les 'Metamorphic core complex'.

Les fossés d'effondrement cénozoïque en France



Profil DECORP nord

Figure : Extraits de la carte géologique de la France focalisés sur les fossés d'effondrement Cénozoïque, et profil sismique interprété traversant le fossé rhénan



BASIN AND RANGE: une extension distribuée

Figure : Structure de la province des Basin & Range en Californie, et schéma du mode de formation d'un metamorphic core complex continental.

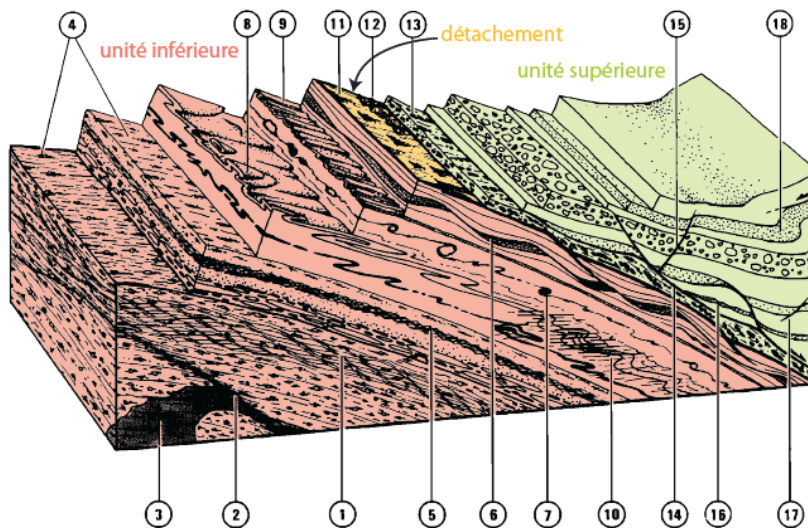


Figure : Schéma d'un métamorphic core complex, et des modes de déformations rencontrés à l'affleurement. Un core complex est composé d'un compartiment inférieur, déformé de façon ductile (boudinage, mylonites, foliations) ; un détachement, et un compartiment supérieur caractérisé par de la déformation cassante.

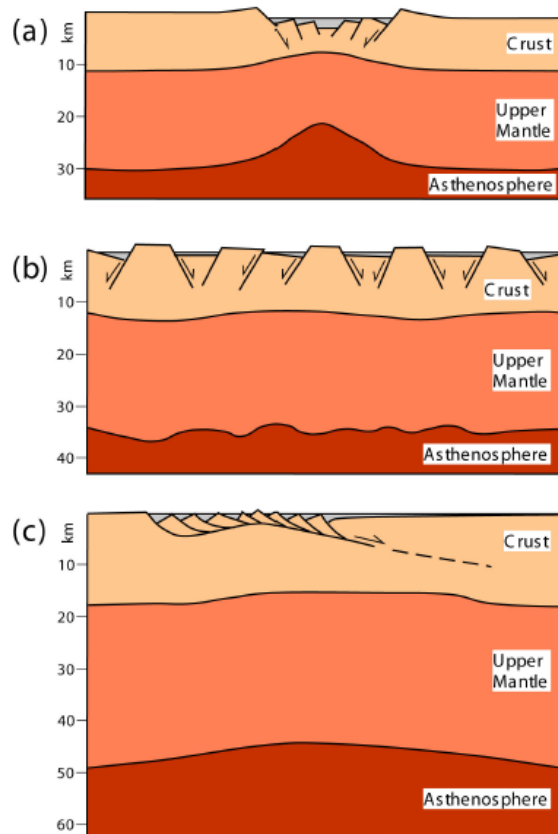


Figure : Schéma des principaux modes d'extensions lithosphériques/ types de rift : rift étroit, rift large, extension en core complex.

-Les *marges passives* sont classées selon la quantité de volcanisme observée (marges volcaniques et marges appauvries en magma) et selon le degré d'étirement. Cas des marges hyper-étirées : dans l'Atlantique certaines marges continentales sont étirées sur 600-800 km avant de faire place à de la croûte océanique.

-Les *marges volcaniques* ont été formées en lien avec l'activité d'un panache mantellique au moment de leur histoire. Les marges volcaniques sont caractérisées en sismique réflexion par des Seaward Dipping Reflectors (SDR : littéralement « réflecteurs penchés vers la mer ») correspondant à des coulées volcaniques, absentes des marges non volcaniques.

-Les *marges appauvries en magma* sont caractérisées par de l'exhumation mantellique, et seulement quelques volcans observés localement. Autrement dit, on ne retrouve pas obligatoirement la séquence ophiolitique complète, les gabbros et/ou les basaltes peuvent être absents, auquel cas seul les péridotites du manteau constituent le plancher océanique.

- Un épisode de rifting peut se dérouler sur plusieurs dizaines de millions d'années avant la déchirure. Une marge initiée dans des conditions appauvries en magma peut au cours de son histoire basculer dans la catégorie 'marge volcanique' si un point chaud se met en place.

Marges volcaniques et non volcaniques

World sedimentary basins, Large Igneous Provinces and distribution of volcanic rifted margins

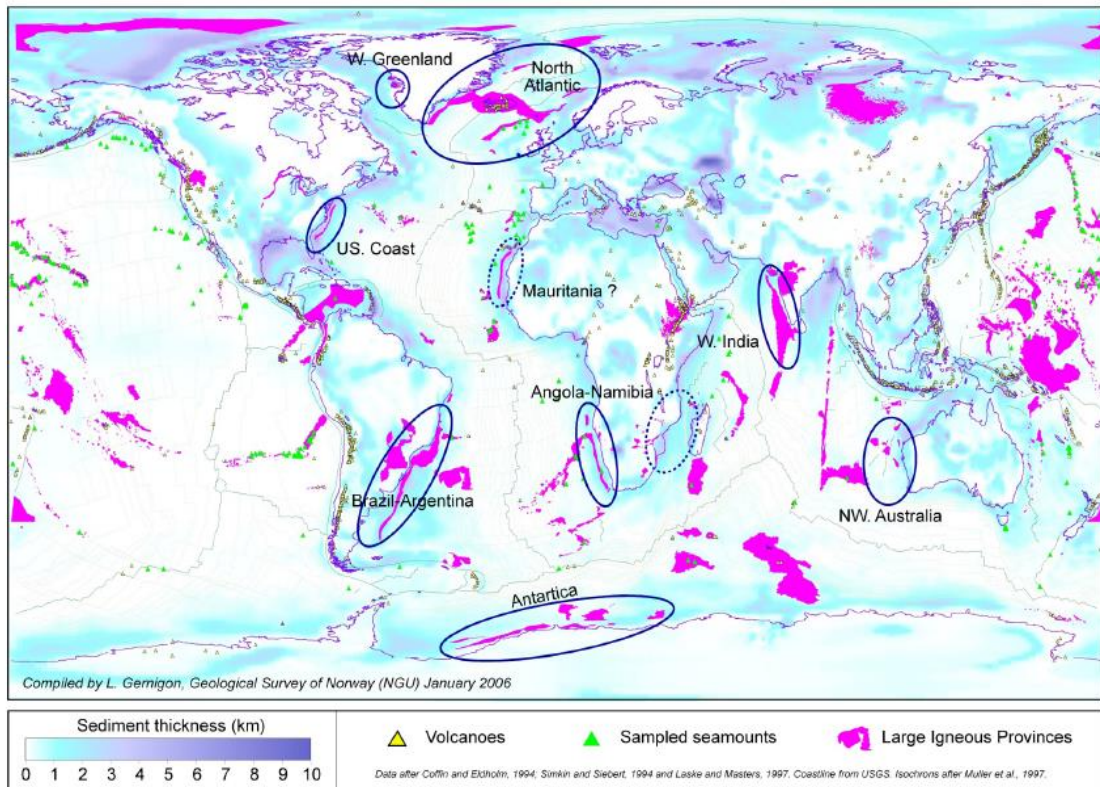


Figure : distribution des marges volcaniques à la surface du globe

b. Structure des marges passives appauvries en magma : exemple des marges de l'Atlantique

*Structure superficielle (croûte sup.) et architecture des corps sédimentaires

A partir de l'étude des cartes bathymétriques des marges Atlantique de la France, la morphologie type d'une marge passive peut être établie (Plate Forme continentale, pente, talus/ ou glacis, et plaine abyssale). Parmi les observations clefs : la dorsale fossile au sein du golfe de Gascogne, le plateau marginal formé par le Banc de Galice. La sismique réflexion permet d'avoir accès aux structures enfouies sous les sédiments.

Les profils réalisés révèlent des structures en blocs basculés délimités par des failles normales (=graben). Dans certains cas, le pendage des failles normales s'amortit en profondeur, et s'incurve pour devenir quasi asymptotique. Ces failles normales sont dites listriques, et délimitent des structures de basculement en « roll-over ». Une faille listrique n'est pas une seule faille dont le pendage évolue latéralement : il s'agit en réalité du branchement de failles normales, cassantes, à fort pendage, sur un niveau de décollement, plus ductile, à pendage sub-horizontale.

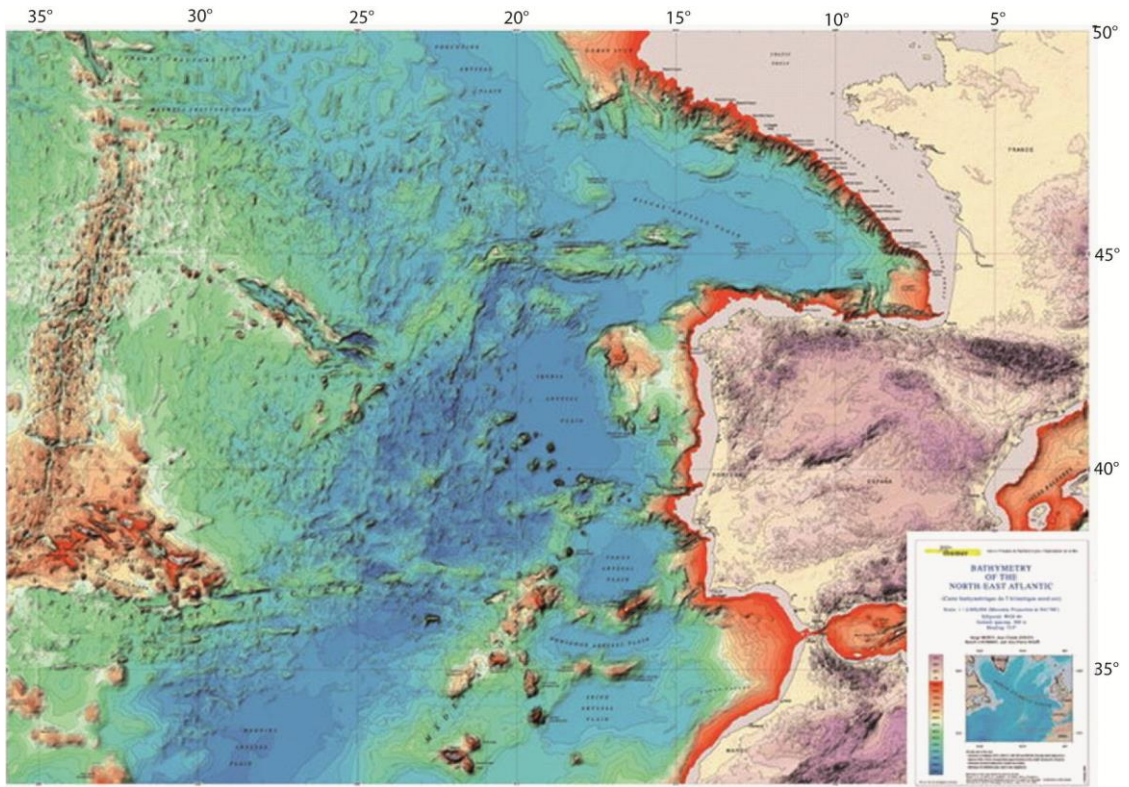


Figure : Carte Bathymétrique de l'Atlantique et du Golfe de Gascogne

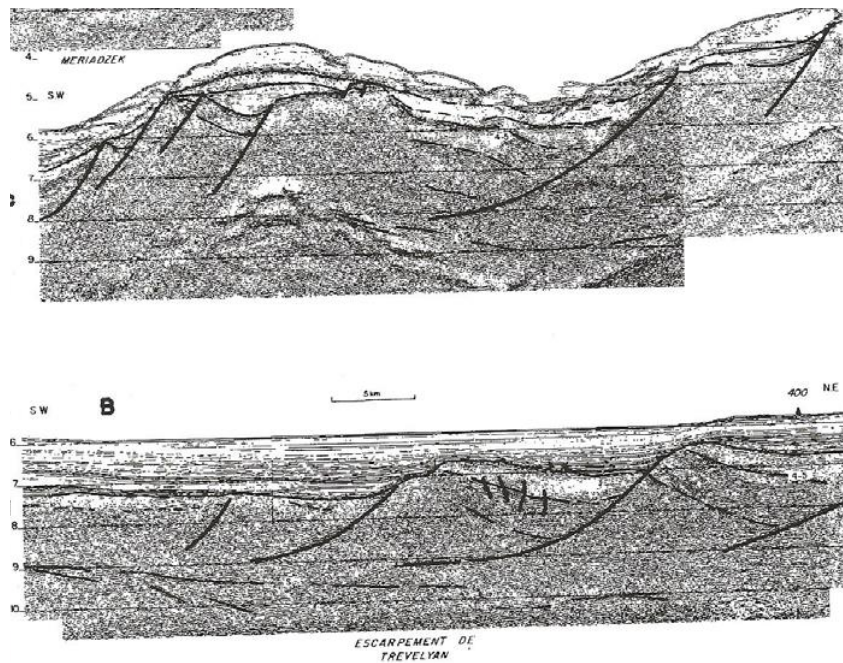


Figure : Exemples de profils sismiques sur la marge Armoricaine, montrant les blocs basculés, les failles listriques, le cisaillement de la croûte inférieure, et les sédiments pré-syn-post rift.

-Entre deux blocs basculés s'accumulent des sédiments selon une architecture « en éventail », dite « synrift » car contemporaine du basculement progressif des blocs lors de l'extension. Les sédiments pré-rift et post-rift n'ont pas cette architecture particulière, et recouvrent simplement les structures existantes au moment de leur dépôt. L'étude de la conformation de la couverture sédimentaire, couplée à des datations des sédiments prélevés par forage, permet donc de reconstituer l'histoire d'une déchirure. Les sédiments synrift ne sont pas toujours bien observés et bien marqués, cela dépend des apports sédimentaires au moment du rifting (différence entre marge 'grasse' et marge 'maigre').

-Les failles normales du domaine cassant décrites ci-dessus viennent dans le cas de nombreuses marges passives se brancher en profondeur sur un niveau de détachement ductile, imagé par le réflecteur S. Le réflecteur S se caractérise sur les profils par un réflecteur très puissant et épais, indiquant un contact entre des roches de densité différente. Les détachements sont des zones de cisaillement horizontales quasi-planes mobilisés lors de l'extension.

*Structure profonde (croûte inf. & manteau) des marges appauvries en magma

-La structure crustale des marges passives est abordée par la sismique réfraction. Les profils obtenus montrent un amincissement progressif de la lithosphère continentale et la remontée du Moho correspondante. La structure de la zone de transition entre croûtes continentale et océanique est très complexe, et variable selon les marges. On retrouve souvent une ride de péridotite (Banc de Galice au large de l'Ibérie ?), dont la serpentinitisation indique l'exhumation du manteau au stade ultime du rifting, et dans les premiers stades de l'océanisation. L'exhumation se fait là encore grâce à un détachement analogue au réflecteur S, mais cette fois enraciné dans le manteau lithosphérique.

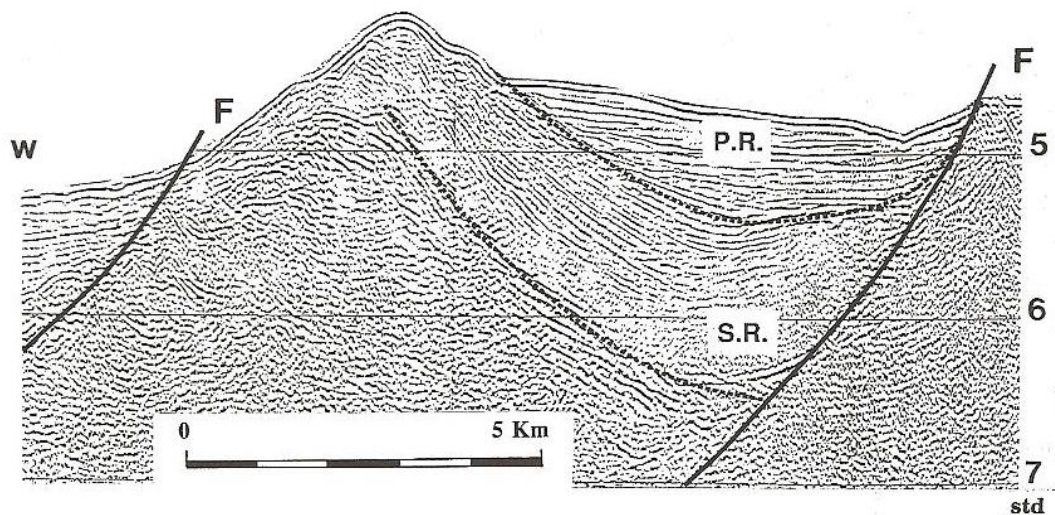


Fig. 2.4 Image sismique du bloc et du bassin situés en haut de la coupe de la fig. 2.1, entre les points de tirs 3300 et 3700 (échelle verticale en secondes, temps double). P.R. : sédiments post-rift; S.R. : sédiments syn-rift; F : failles normales entre les blocs crustaux basculés. std : secondes, temps double.

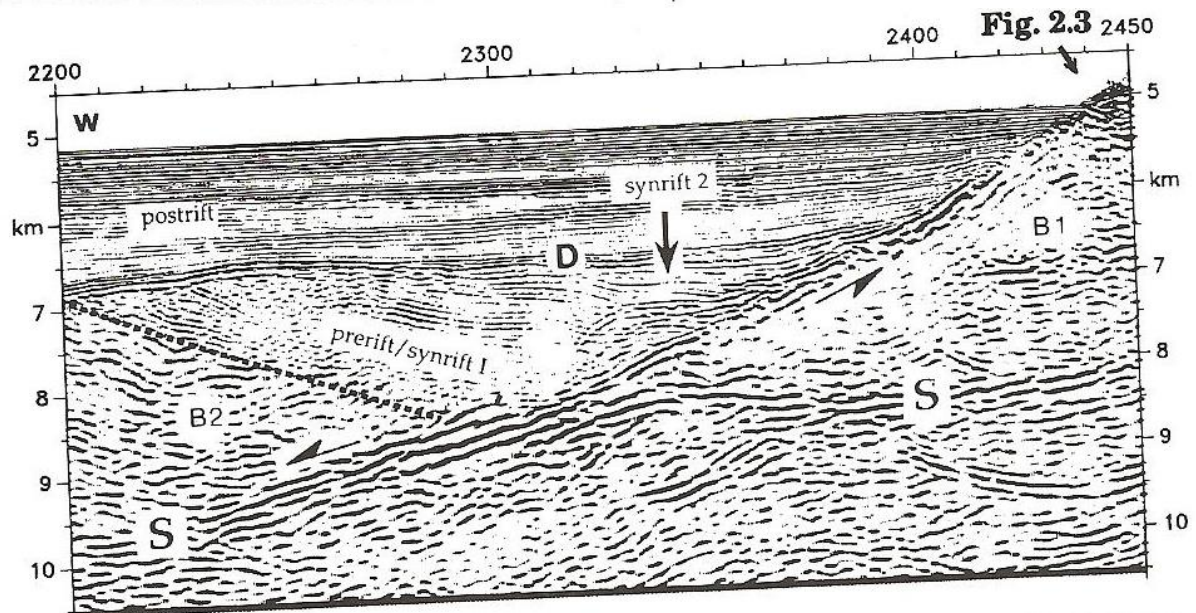


Fig. 2.9 Coupe sismique G-P 101, enregistrée sur la marge continentale de Galice par l'Institut Français du Pétrole, et traitée au centre GEOMAR de Kiel (Allemagne). B1 et B2 : socle continental identifié (B1) ou supposé (B2). D : discordance post-rift. S = réflecteur S. Échelle horizontale : points de tirs également reportés sur la fig. 2.1. Pas d'exagération verticale. D'après Krawczyk and Reston, 1995.

Figure : profils sismiques recoupant la marge ibérique, en haut : l'architecture des corps sédimentaires enregistre l'évolution du rifting, en bas : mise en évidence du détachement formé à la faveur de la transition croûte sup/inf

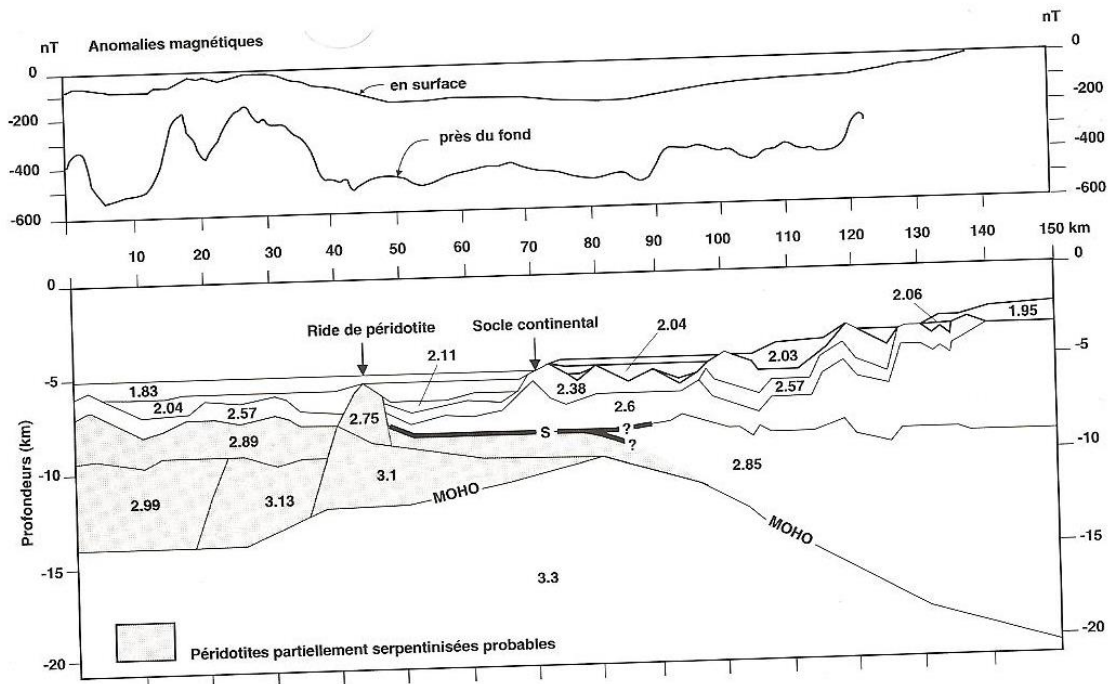


Fig. 3.5 En bas de la figure : structure crustale de la marge de Galice d'après des données de gravimétrie. Les chiffres donnent la valeur probable de la densité des terrains. Les densités entre 2 et 2,3 sont celles des sédiments ; entre 2,3 et 2,6, celles de la croûte continentale supérieure ou de la croûte océanique basaltique; entre 2,6 et 3,1, celles de la croûte continentale inférieure ou des péridotites partiellement serpentinisées. L'emplacement de cette coupe est reporté sur la fig. 2.18. D'après Whitmarsh et al., 1996a. En haut de la figure : répartition des anomalies magnétiques le long du même profil. D'après Sibuet et al., 1995.

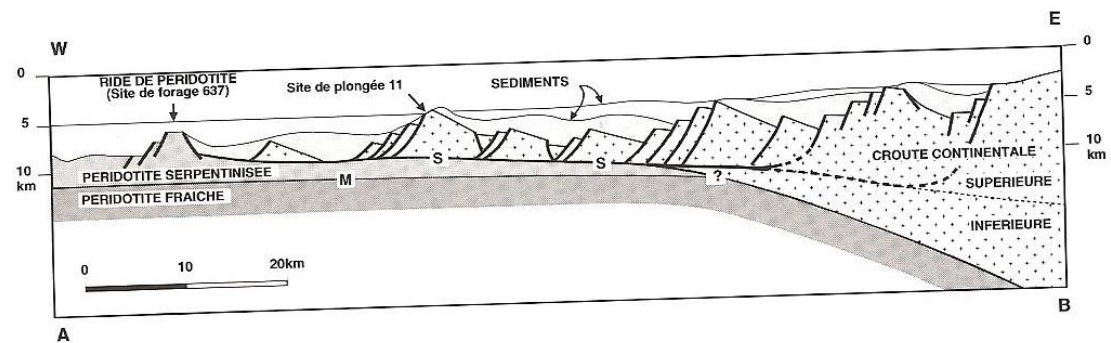


Fig. 3.6 Coupe synthétique de la marge de Galice.
 1 – La structure sismique de la ride de péridotite située à l'ouest de la coupe est détaillée sur la fig 3.2. Sous la ride, le Moho est la limite entre les péridotites « fraîches » et les péridotites partiellement serpentinisées, c'est-à-dire une limite de changement de phase minéralogique correspondant au paléo-front de serpentinisation.
 2 – Du côté océanique de la coupe, à l'ouest de la ride, les fonds sous-marins sont également constitués de péridotites serpentinisées, localement recouvertes d'une mince couche de basalte mise en place après la rupture continentale (fig. 3.4 et § 3.5).
 3 – Du côté oriental de la ride, les blocs de croûte continentale supérieure reposent directement sur les péridotites serpentinisées par l'intermédiaire d'un contact anormal (un détachement; fig. 3.4), dont l'image sismique est le réflecteur S (fig. 2.9).
 4 – Les failles normales limitant les blocs crustaux sont à fort pendage en surface (60 - 70°), et s'enracinent en profondeur dans la faille de détachement sub-horizontale située à la base de ces blocs (chapitre II, § 2.2).
 5 – Les données sismiques et gravimétriques montrent que des péridotites serpentinisées contribuent à la constitution de la croûte inférieure (définie par ses propriétés physiques) dans la partie la plus profonde de la marge, à proximité de la frontière continent-océan (fig. 3.5). Mais l'étendue des terrains mantelliques serpentinisés sous la marge vers le continent n'est pas connue pour le moment, ni les modalités de leur transition avec la croûte continentale inférieure pré-rift (§ 3.3). D'après Boillot et al., 1995c.

c. Structure des marges passives volcaniques : ex. des marges de l'Atlantique

- Les marges volcaniques affichent sur les profils sismiques des SDR, entre les blocs basculés et la couverture sédimentaire. Ces SDR sont l'image d'une importante activité magmatique et volcanique (effusive) pendant le rifting. Leur configuration en éventail correspond au basculement de leur substratum lors de la déchirure continentale.

-Les études de réfraction montrent des corps sous plaqués (avec haute vitesse de propagation des ondes) qui peuvent correspondre à du magmatisme lié au point chaud plaqué sous la marge...mais d'autres interprétations sont possibles.

SDR de la marge volcanique du Groenland

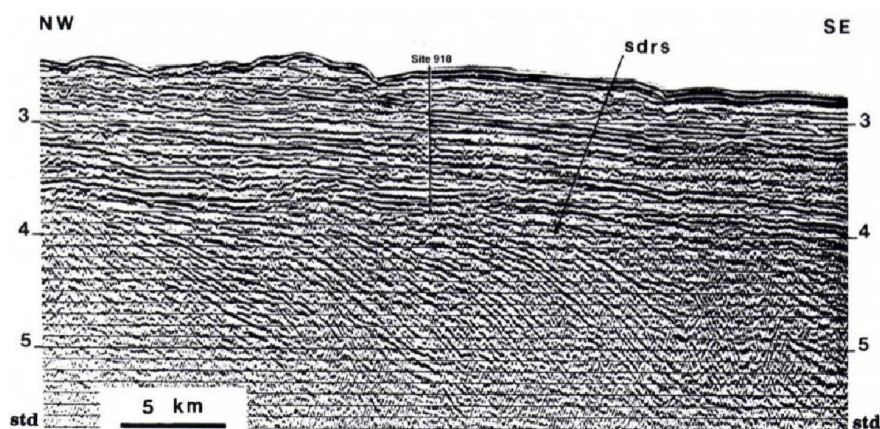


Figure : Profil sismique recoupant la marge du Groenland et affichant des SDR

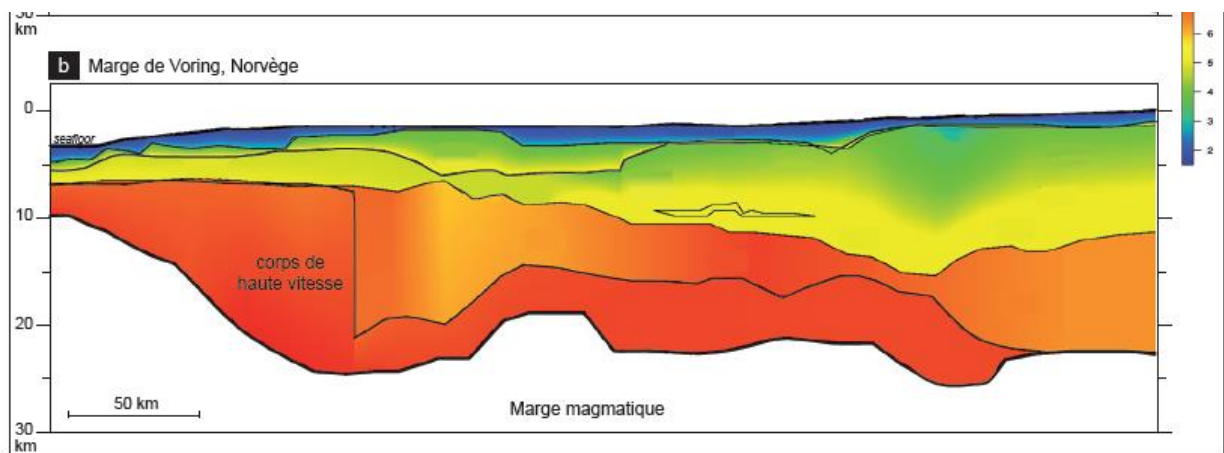


Figure : Profil de sismique réfraction au large de la Norvège montrant le sous placage d'un corps à haute vitesse, potentiellement lié à l'activité magmatique du point chaud

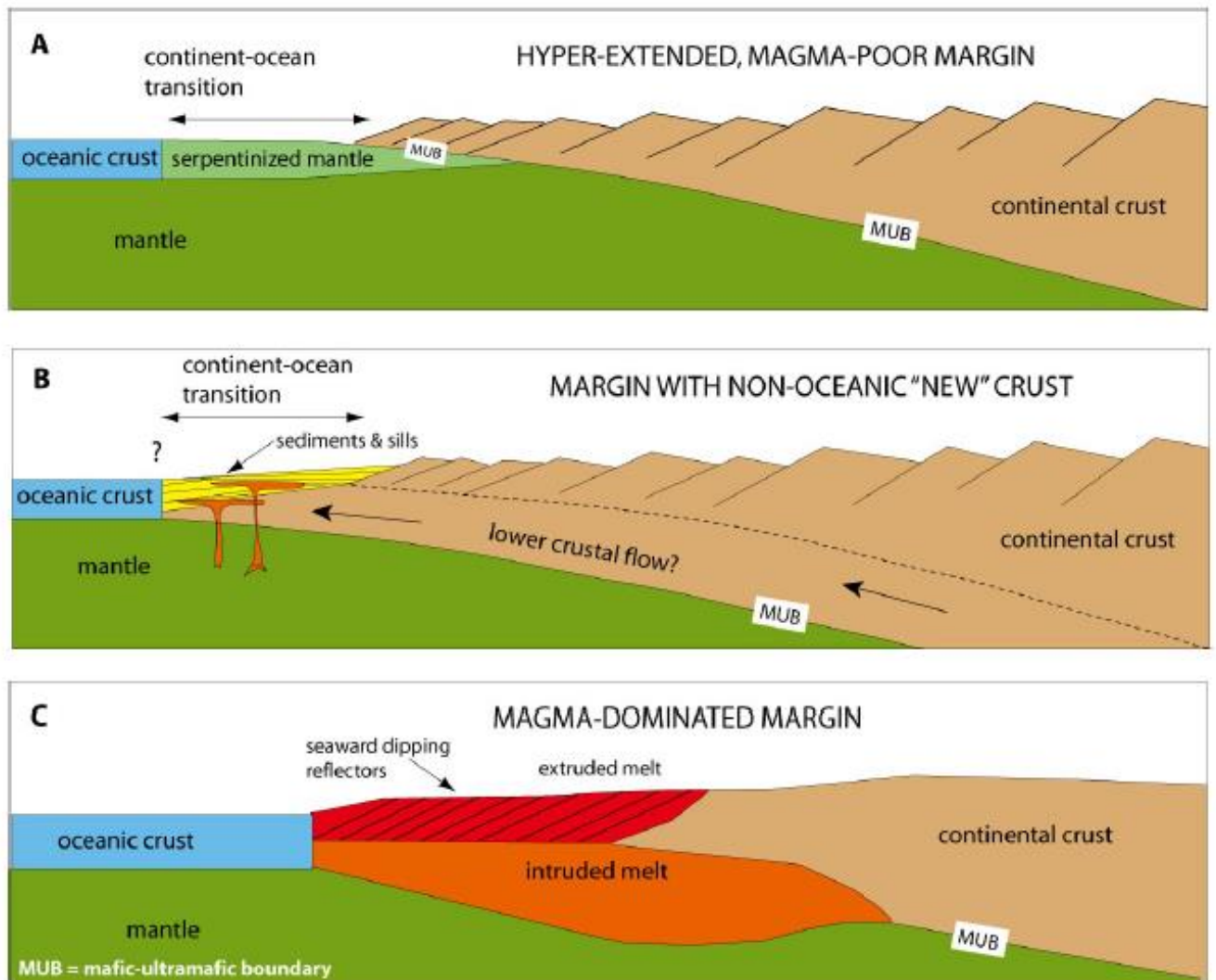


FIG. 1.22: Coupes schématiques de structures profondes de marges continentales étirées (Sawyer et al., 2007). **A** : Marge fortement étirée, la TOC est constituée de manteau exhumé serpentinisé (e.g. les marges d'Ibérie et de Terre-Neuve). **B** : Marge étirée avec une croûte néoformée non-océanique, la TOC est constituée de sédiments et de magmatisme (e.g. le Nord de la Golfe de Californie). **C** : Marge volcanique où l'on observe de grandes quantités de magmatisme en surface (coulées) ainsi qu'en profondeur (croûte inférieure intrudée ou sous-plaquage magmatique, e.g. les marges du Nord-Ouest de l'Europe et l'Est du Groënland).

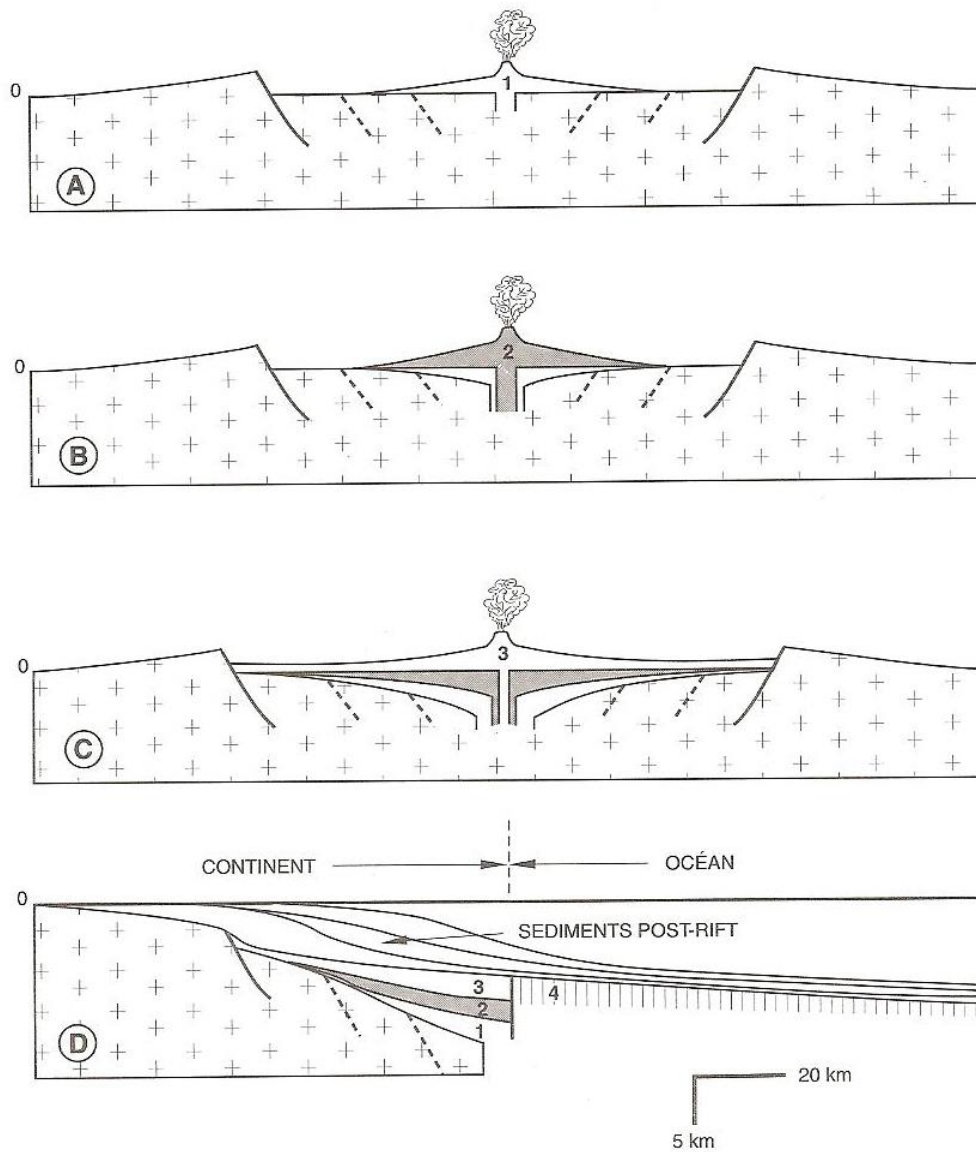


Fig. 8.1 Évolution d'un rift continental volcanique (stade A) à une marge continentale passive (stade D). 0 : niveau de la mer; 1, 2, 3 : formations volcaniques successives épanchées au cours des stades A, B, C; 4 : croûte océanique (d'après Boillot, 1996).

d. Les différents stades d'évolution structurale de la déchirure continentale

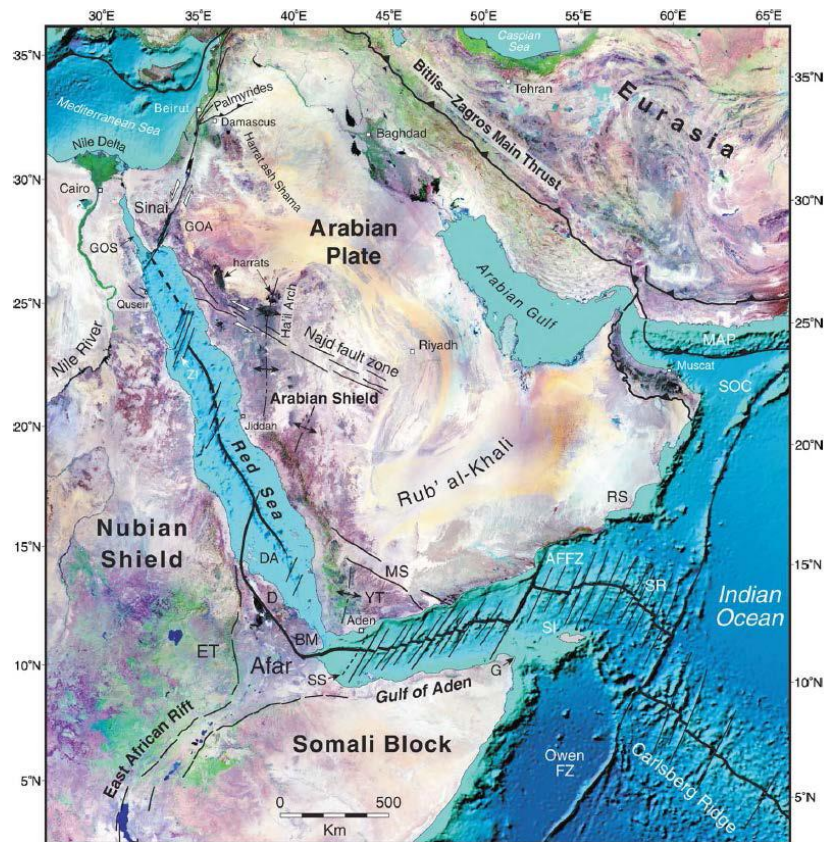


Figure : Le système des Afars : le point triple Rift est africain-Mer rouge- Golfe d'Aden (Bosworth et al., 2005)

Synthèse géologique simplifiée/ les grandes lignes

-Cinématique : point triple des Afars (Ride-Ride-Ride), implique les plaques Arabie, Nubie, Somalie.

-Le rifting s'initie dès 35 Ma environ autour de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden, mais la formation d'un océan se fait plusieurs millions d'années après.

-Le rift Est Africain ; initiation entre 8 et 11 Ma.

-Mer Rouge, océanisation récente, dès le Pliocène.

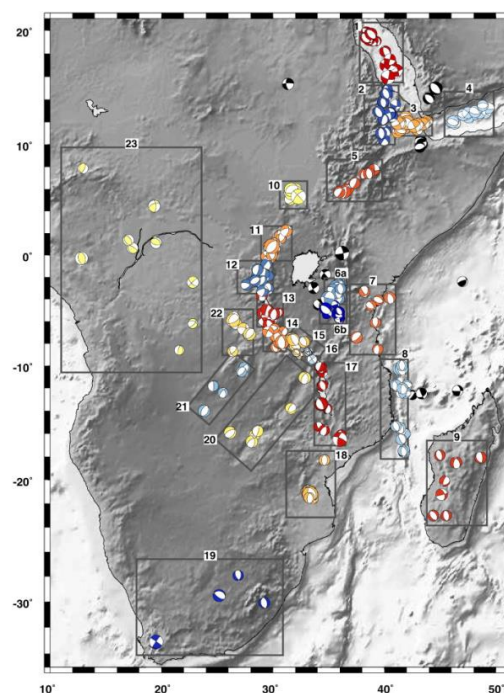
-Golfe d'Aden, océanisation initiée il y a 15-20 Ma à l'est du Golfe, puis propagée vers le point chaud durant le Miocène.

-A proximité du point chaud des Afars : important volcanisme, premiers stades de formation d'une marge volcanique. Loin du point chaud : marges appauvries en magma. Le point chaud des Afars s'exprime par un volcanisme plus important dès 33 Ma.

-Le rifting du Golfe d'Aden est un cas particulier de rifting oblique.

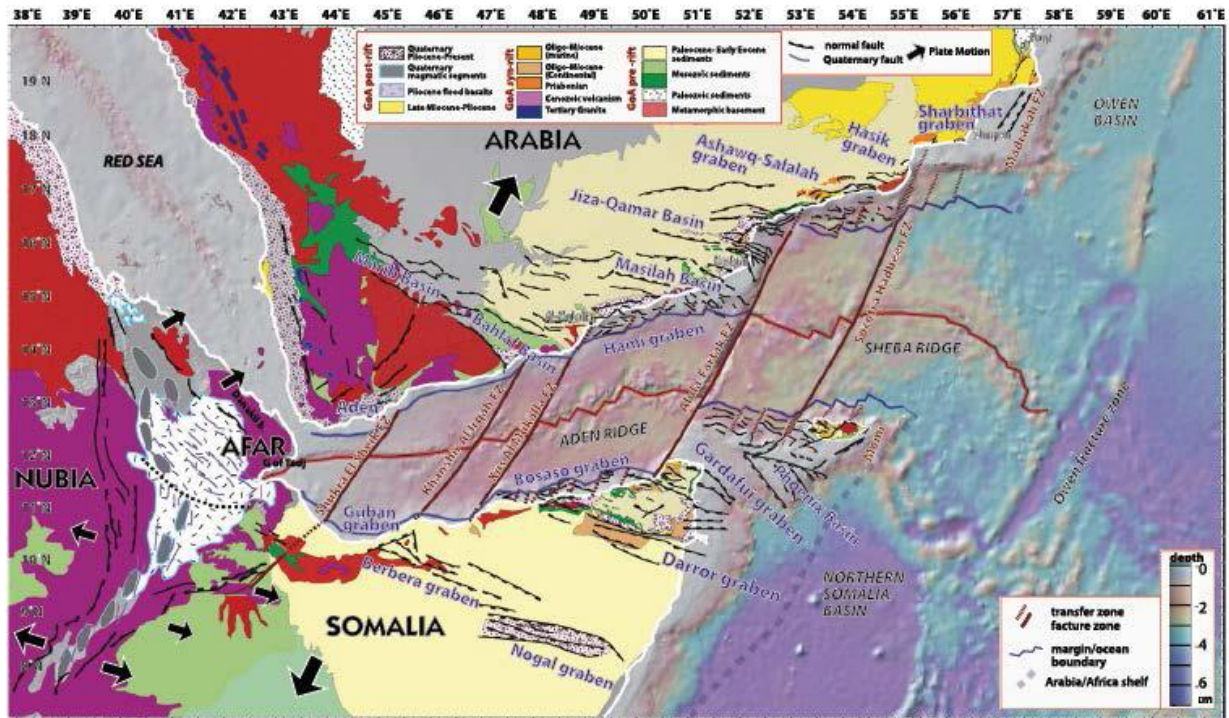
-Le système Rift des Afars-Mer Rouge-Golfe d'Aden permet d'étudier les différents stades de la déchirure continentale, les différentes régions étant à différents stades de la déchirure. Le choix du golfe d'Aden se justifie aussi par le fait qu'il s'agit actuellement d'un des rares océans dans les premiers stades de sa formation (avec le bassin de Woodlarck en Nouvelle-Guinée). De plus, le rift du Golfe d'Aden se situe à proximité du point chaud des Afars (en Ethiopie) et d'une zone de subduction (le système Zagros-Makran), ce qui est en fait un laboratoire naturel d'exception pour discuter des parts respectives des panaches et des forces aux limites dans la déchirure continentale et l'océanisation.

- *Figure : Le stade 'rifting' : le rift est africain* ; failles normales, vallée axiale. Photo à droite : segment de rift formé lors de la crise sismique de 2005. Volcanisme associé au rift est africain. La sismicité n'est pas localisée sur un seul axe de rift=> isolation de micro blocs entre les différentes branches du rift.



-Le stade 'Mer rouge' : début de l'océanisation ; anomalies magnétiques Plio-Pleistocène. Système de failles normales et de blocs basculés semblables au rift est-africain sur les bordures de la Mer Rouge.

- *Figure : Le stade jeune océan : le Golfe d'Aden.*



-Structures observées à l’affleurement sur les bordures du Golfe d’Aden : blocs basculés sur le segment du Dhofar/ Hasik ; détachement (faille normale plane) sur l’île de Socotra, dans l’est du golfe. Segmentation de la marge par des failles de transfert : les failles de transfert sont des décrochements, le plus souvent localisés dans la continuité des grandes transformantes océaniques. De part et d’autre d’une faille de transfert, la structure de la marge peut être radicalement différente (présence ou absence d’un détachement, nombre et dimensions des grabens ; degré d’étirement de la marge, etc...).

- En Mer : les profils de sismique réflexion montrent aussi la structure en graben et en horsts, délimités par des failles normales. Les horsts en position distale marquent probablement des rides de péridotites, selon des études de sismique réfraction. Les marges conjuguées n’ont pas la même structure et ne sont donc pas symétriques. On retrouve aussi la segmentation de la marge par les failles de transfert, qui induisent des structures différentes selon le segment considéré. Identification de la dorsale, la dorsale de Sheba. Les marges du Golfe d’Aden sont des marges maigres, i.e. peu alimentées en sédiments. Les différents stades de la déchirure continentale ne sont donc pas toujours bien enregistrés (sédiments synrift difficiles à identifier).

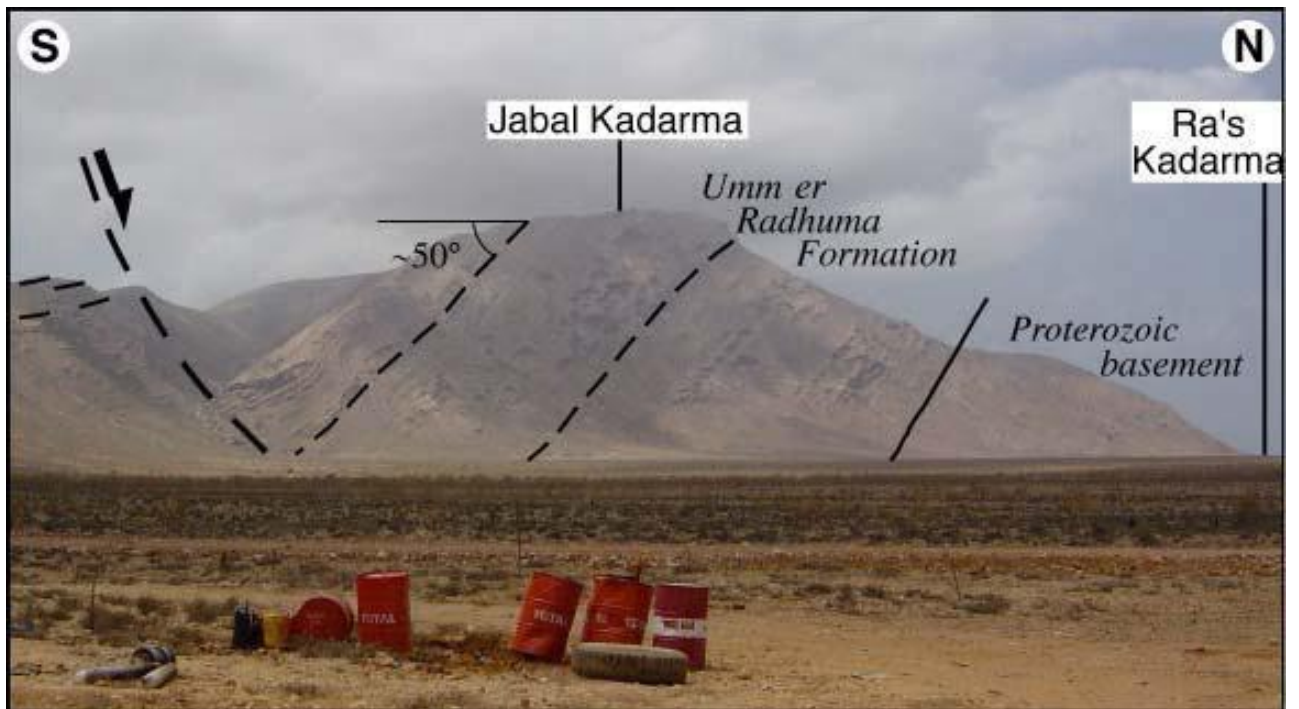
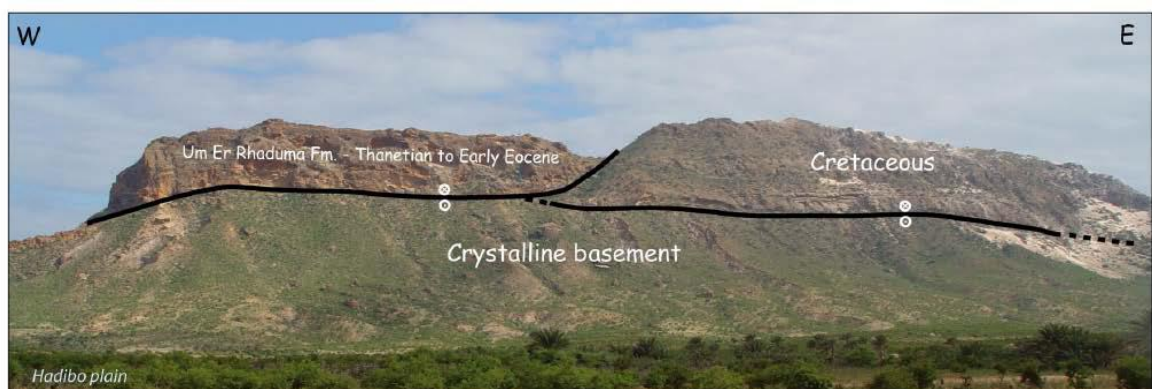


Figure : Bloc basculé sur la marge du Dhofar (Nord Est golfe d'Aden)

a)



b)

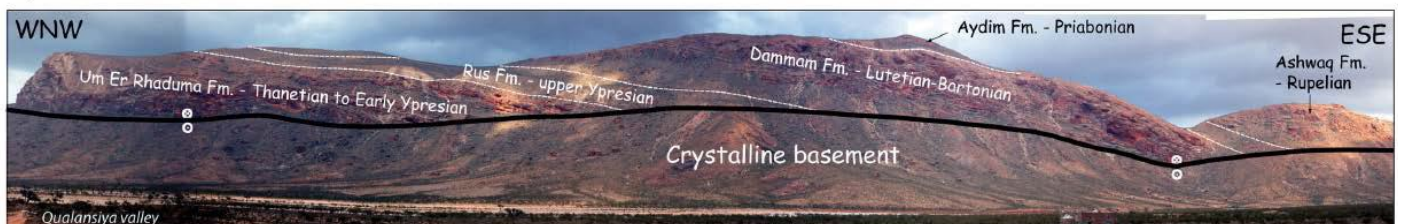


Figure : Détachement (faille plane) sur l'île de Socotra, Sud Est du golfe d'Aden.

D'une marge conjuguée à l'autre, d'un segment à l'autre, les structures observées ne sont pas les mêmes !

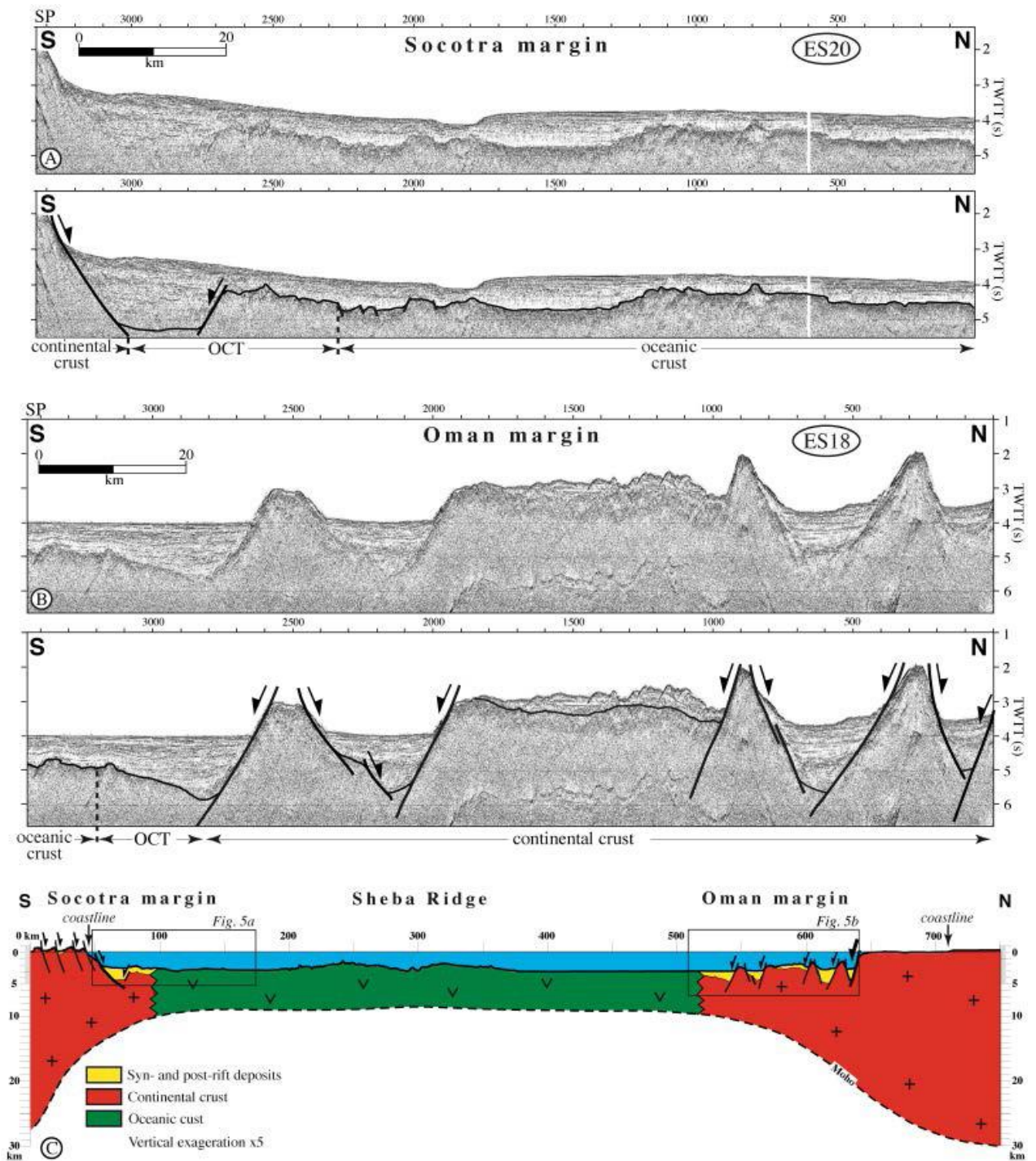
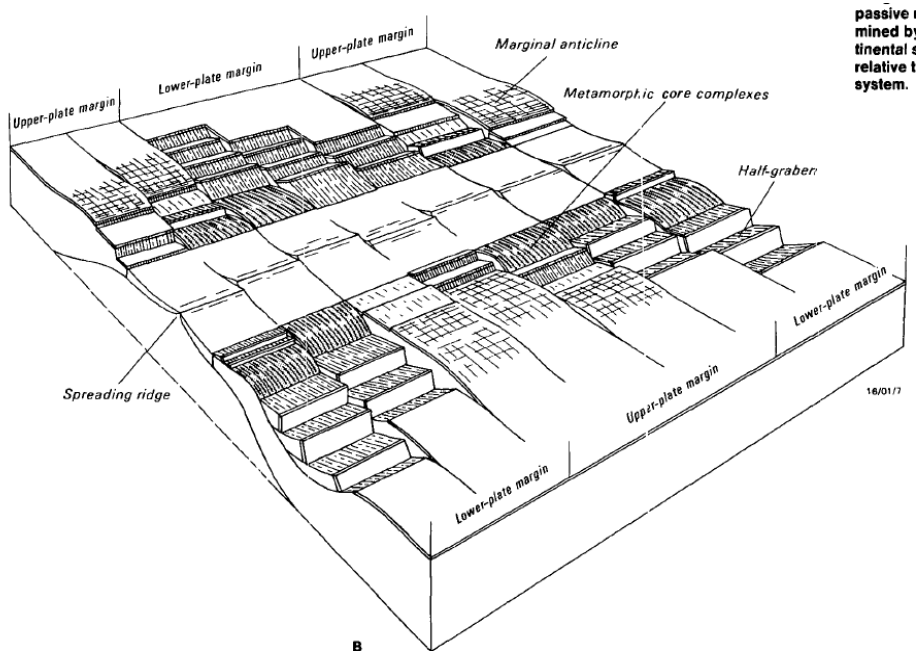


Figure : Profils sismiques sur la marge sud (Socotra) et nord (Oman) du golfe d'Aden. Les marges conjuguées n'ont pas la même structure.



passive
mined by
tinentals
relative
system.

Figure : Schéma 3D de marges conjuguées théoriques, illustrant la dissymétrie des marges conjuguées, et les variations de structure d'un segment à l'autre, de part et d'autre des failles de transfert.

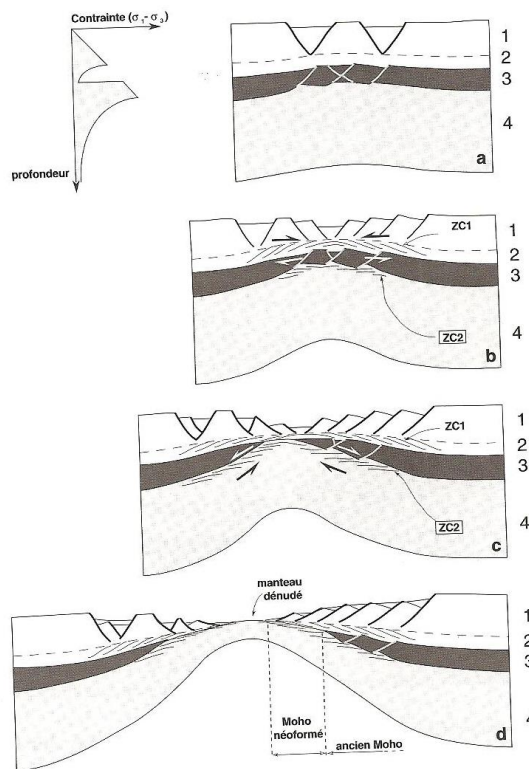


Fig. 3.14 Amincissement et rupture continentale : le modèle de cisaillements simples conjugués ZC1 et ZC2. 1 : croûte continentale supérieure, fragile; 2 : croûte continentale inférieure, ductile; 3 : manteau lithosphérique fragile; 4 : manteau lithosphérique ductile. D'après Brun and Beslier, 1996.

Figure : Le modèle du cisaillement simple

2. Déchirure continentale et accrétion océanique : les mécanismes.

Nous venons de démontrer que la déchirure continentale consiste à étirer et amincir la lithosphère jusqu'à ce que le manteau lithosphérique affleure (dans le cas des marges appauvries en magma), et que l'accrétion océanique débute. Dans cette partie nous discutons, à la lumière de nos observations, des modèles mécaniques et rhéologiques invoqués pour expliquer l'amincissement et la rupture continentale. La réponse du manteau lithosphérique sous jacent conduit à sa fusion partielle et à l'accrétion océanique.

a. Structure rhéologique de la lithosphère continentale

La croûte continentale est de composition ~granitique. Son comportement évolue en profondeur, avec l'augmentation de la pression et la température. La structure rhéologique de la lithosphère continentale est déterminée en laboratoire, en mesurant la contrainte déviatorique de ses matériaux constitutifs soumis à des pressions comparables à celles exercées sur les roches de la lithosphère en profondeur. Le diagramme qui en résulte permet de considérer la lithosphère continentale comme un sandwich cassant-ductile/cassant-ductile.

b. Le cisaillement simple de la lithosphère et l'accrétion océanique

Le modèle classique du cisaillement pur (=aplatissement de la lithosphère continentale) suppose une symétrie structurale des marges conjuguées, ce qui n'est jamais observé dans la nature (du moins dans les cas pour lesquelles la structure des marges conjuguées a été établie).

Les expérimentations analogiques ont montré que l'extension se ferait préférentiellement sous l'action d'un cisaillement simple. Dans ce modèle (*Brun et Beslier, 1996*), l'amincissement résulte du jeu simultané de zones de cisaillement simple conjuguées localisées dans les zones ductiles de la lithosphère. Les niveaux fragiles sont quant à eux fracturés et divisés en blocs. Les zones de cisaillement localisées à la base de la croûte fragile sont associées au basculement des blocs vers l'extérieur du rift ; tandis que les zones de cisaillement enracinées dans le manteau ductile expliquent l'exhumation finale du manteau à l'axe du rift. Notons que les deux détachements ont une cinématique opposée, en accord avec la déformation observée dans la nature. Lors des derniers stades du rifting, les niveaux de détachement se rejoignent.

Three-dimensional evolution of continental break-up

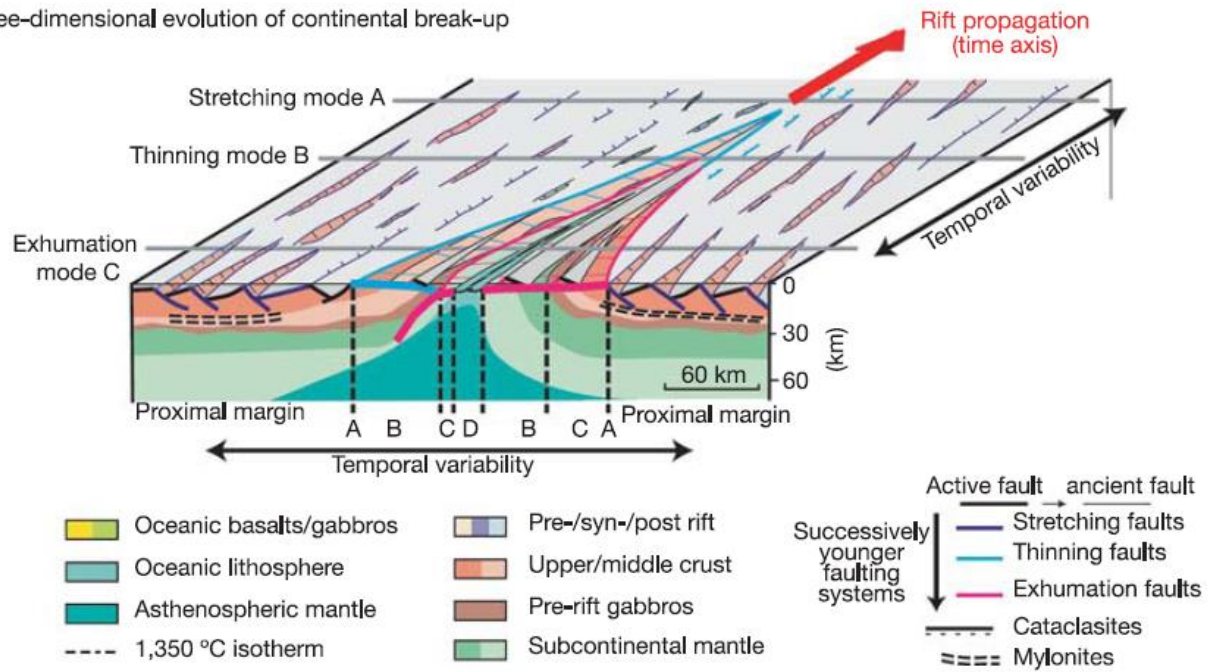


Figure : Schéma 3D illustrant le mode de déchirure continentale dans le cas d'une marge appauvrie en magma

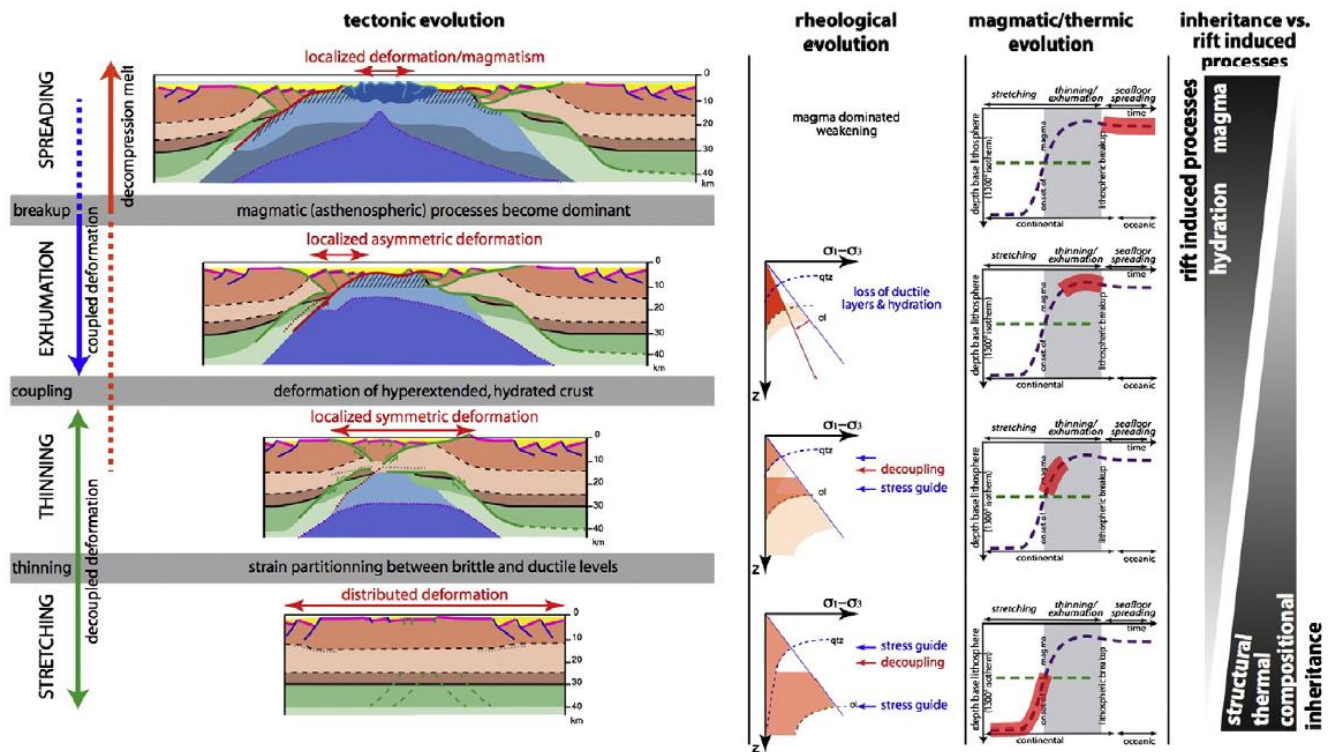


Fig. 14. Conceptual model showing the tectonic, rheological, magmatic and thermal evolution of magma-poor rifted margins and their relation to inheritance and rift induced processes.

Figure : Evolution structurale d'un système extensif appauvri en magma

-L'étude des ophiolites permet d'approcher la structure et la composition de la lithosphère océanique. De façon schématique (sans tenir compte de la diversité des séquences ophiolitiques), nous avons, depuis la base : du manteau péridotitique, des gabbros, des filons doléritiques et des basaltes en coussins. Dans le cas des ophiolites de type Iherzolitique (formées par accréation lente), les péridotites et les gabbros sont souvent foliés, alors que les basaltes sus-jacents ne semblent avoir subi aucune déformation (ex. du Chenaillet). Les datations radio-chronologiques montrent que les gabbros sont en général plus vieux que les basaltes : ils n'appartiennent donc pas au même épisode magmatique. Ces observations sont en accord avec le modèle précédent : en effet, dans les premiers stades de l'océanisation, la lithosphère s'amincit sous le jeu des cisaillements conjugués, tandis que des gabbros se mettent en place sous le rift au toit du manteau, par sous placage. Ces gabbros sont issus d'un liquide basaltique en provenance de l'asthénosphère. Ils sont formés par cristallisation lente et sont foliés par le jeu des cisaillements conjugués. Puis la croûte continentale se rompt, et les péridotites, avec les gabbros désormais dénudés, subissent un hydrothermalisme intense. Pendant ce temps, l'amincissement de la lithosphère s'est accompagné d'une remontée du manteau asthénosphérique de plus en plus importante. Les péridotites asthénosphériques subissent une décompression adiabatique (sans perte de chaleur), qui abaisse leur point de fusion, et conduit à leur fusion partielle (le taux peut atteindre 25% à l'axe d'une dorsale mature). La géométrie et la répartition des réservoirs magmatiques sous la dorsale est très segmentée et complexe, il n'y a pas de chambre magmatique bien individualisée au niveau des dorsales lentes. La fusion partielle d'une péridotite fournit un liquide magmatique de composition basaltique. Ce liquide basaltique traverse la lithosphère et se répand en surface, recouvrant les gabbros et péridotites foliées sous l'action des cisaillements conjugués. Ensuite, de nouvelles lames de péridotites et de gabbros sous-plaqués sont exhumées, et élargissent le domaine qui sépare les continents. L'exhumation se fait toujours par des détachements ductiles penchés vers le continent, et les détachements supportent le basculement des blocs sus-jacents. Ces lames sont recouvertes par une couche basaltique de plus en plus épaisse, au fur et à mesure que le taux de fusion partielle de l'asthénosphère augmente avec sa remontée.

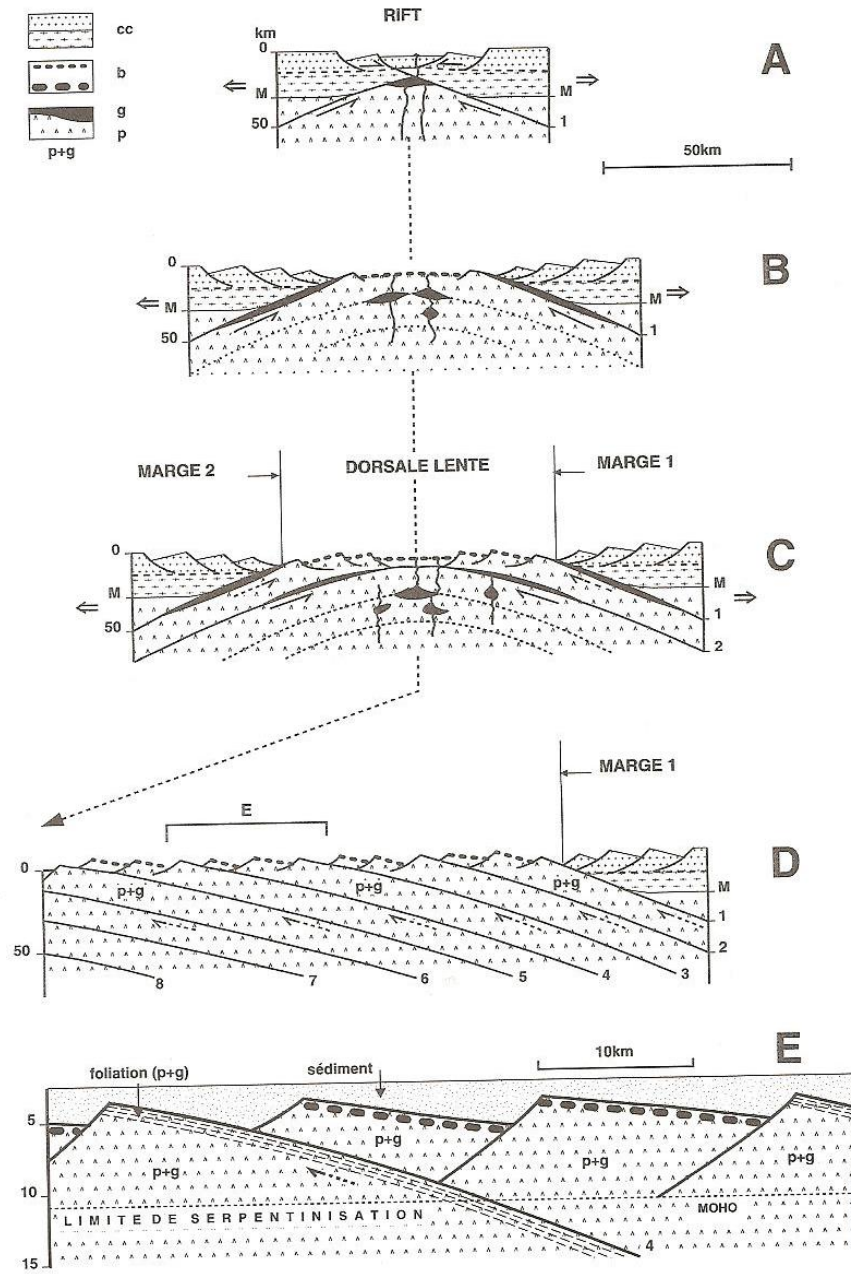


Fig. 3.18 Modèle de l'accrétion ultra-lente cc : croûte continentale; b : basalte; g : gabbro; p : péridotite (serpentinisée à proximité de la surface). La limite lithosphère-asthénosphère n'est pas figurée.

[Attention : le mode de fonctionnement classiquement enseigné d'une chambre magmatique (voir Caron et al., 2003, p. 69) ne doit pas être abordé dans ce sujet, car il correspond au fonctionnement d'une dorsale rapide mature, déjà bien établie, et non à une dorsale dans les premiers stades de sa formation.]

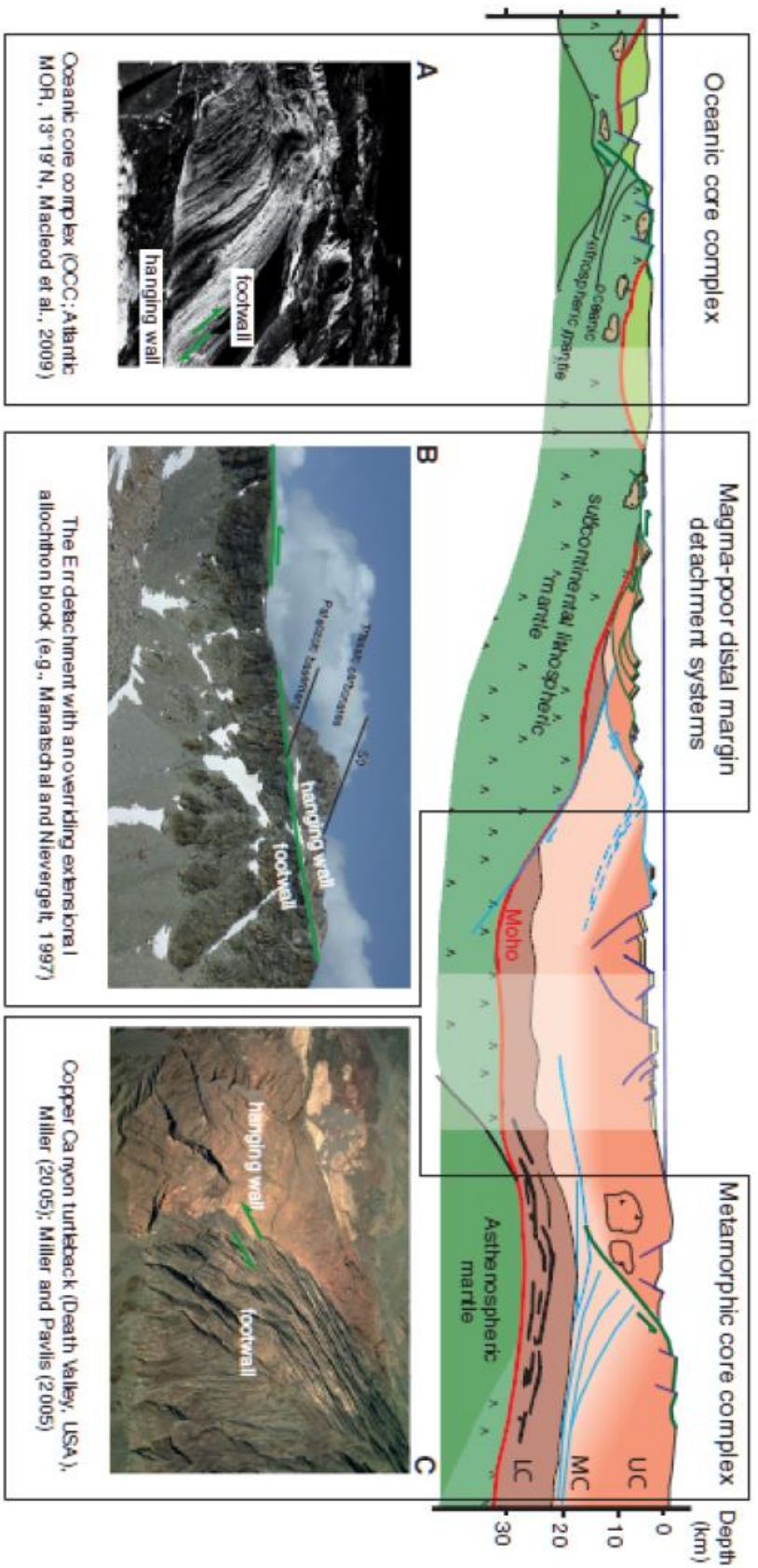


Figure : Reconstruction de la structure de la marge passive de la Téthys Alpine à partir des études de terrain et des modèles de déchirure continentale

3. Cinématique de la déchirure continentale et de l'ouverture océanique : rifting actif ou passif ?

Le golfe d'Aden se situe dans un contexte privilégié pour étudier le moteur de la naissance d'un océan. Est-il formé par le point chaud des Afars (mécanisme actif) ou par la traction exercée par la subduction du Makran Pakistanais (mécanisme passif)? Dans le cas d'un mécanisme actif, la dorsale se formerait depuis le point chaud et déchirerait le continent à la manière d'un brise glace, pour rejoindre l'Océan Indien. Dans le cas d'un mécanisme passif, la fragmentation continentale entraîne la formation de l'océan et la propagation de la dorsale. Ces deux hypothèses impliquent une cinématique totalement différente.

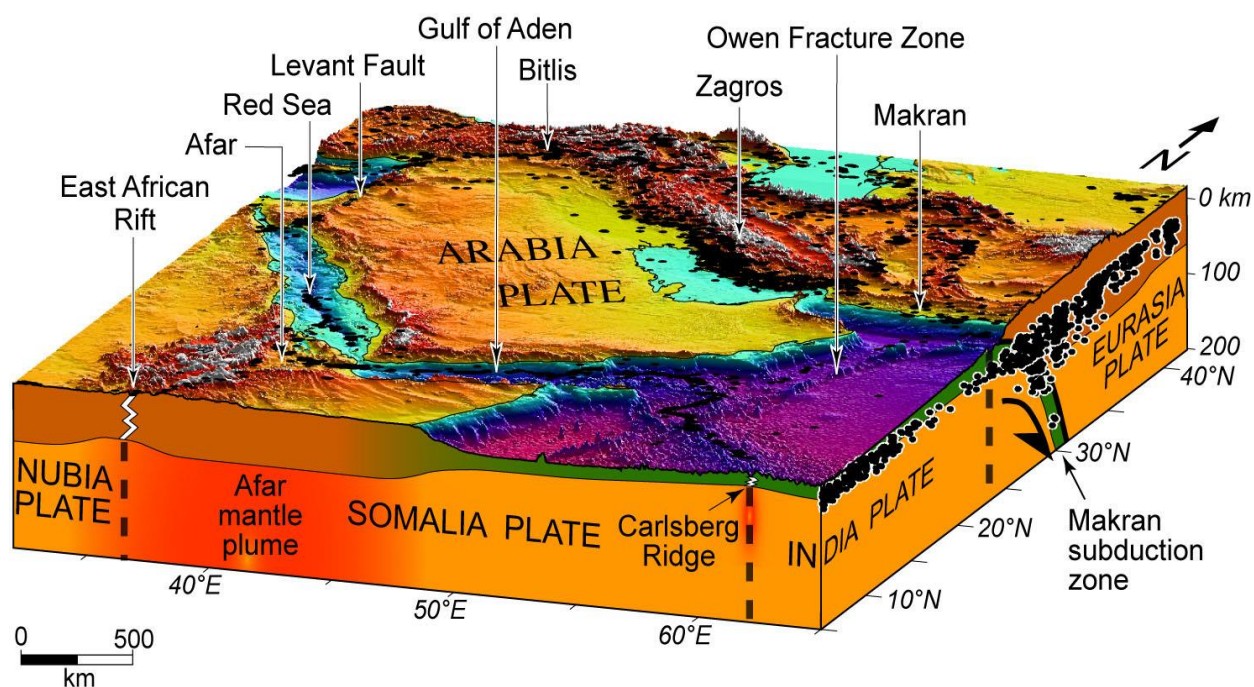


Figure : contexte géologique régional du Golfe d'Aden

L'approche cinématique permet de déterminer les pôles de rotation Arabie-Somalie depuis la naissance de la dorsale de Sheba il y a environ 20 Ma. Pour cela, on utilise les anomalies magnétiques du plancher océanique. Le principe des anomalies magnétiques est le suivant : les basaltes sont émis au niveau de la dorsale, se solidifient au contact de l'eau et enregistrent, via leur aimantation (liée à leurs minéraux ferro-magnésiens), la polarité du champ magnétique terrestre. Le plancher océanique est ensuite repoussé de part et d'autre de la dorsale quand du nouveau magma arrive en surface, à l'axe de la dorsale. Le champ magnétique terrestre subit des inversions de façon irrégulière au cours du temps. Ces

inversions sont fossilisées par le plancher océanique, et induisent des anomalies du champ magnétique par rapport au champ actuel. Les inversions de polarité ont été datées par des forages (étude de l'âge des sédiments recouvrant le plancher) et des datations radio-chronologiques et fournissent un calendrier de l'ouverture des océans.

-Les anomalies magnétiques, ainsi que l'axe des dorsales, sont décalées par les failles transformantes. Ces failles transformantes suivent un petit cercle eulérien. L'intersection des grands cercles perpendiculaires aux failles transformantes permet donc de retrouver le pôle de rotation des plaques, et, par couplage avec les reconstitutions paléo-géographiques déduites des anomalies magnétiques, d'étudier les migrations du pôle au cours du temps.

-La dorsale de Sheba qui prend naissance au sein du Golfe D'Aden est segmentée par d'importantes failles transformantes (ex. la Faille d'Alula-Fartak). Les reconstitutions montrent que le pôle de rotation Arabie-Somalie est resté quasi-stationnaire depuis l'ouverture du Golfe. La formation de la dorsale est donc essentiellement due à la rotation des plaques Arabe et Somalie, sous l'effet de la subduction du Makran. Les reconstitutions paléo-géographiques montrent que l'océan a commencé à se former à l'Est, puis que la dorsale s'est propagée, à une vitesse très rapide, vers l'Ouest, en direction du point chaud des Afars. Ce n'est donc pas l'ouverture de la dorsale qui provoque la rotation de la plaque Arabe, mais l'inverse : la rotation de la plaque Arabe permet l'ouverture de l'océan. Le rôle du point chaud des Afars n'est pas moteur : sa mise en place a créé une zone de faiblesse rhéologique ayant permis de localiser la rupture continentale. Le point chaud guide la rupture mais ne la déclenche pas. L'ouverture de l'océan dans le Golfe d'Aden obéit donc à un mécanisme passif, dépendant des forces de traction horizontale exercées sur la lithosphère et générées par les zones de convergence lointaines.

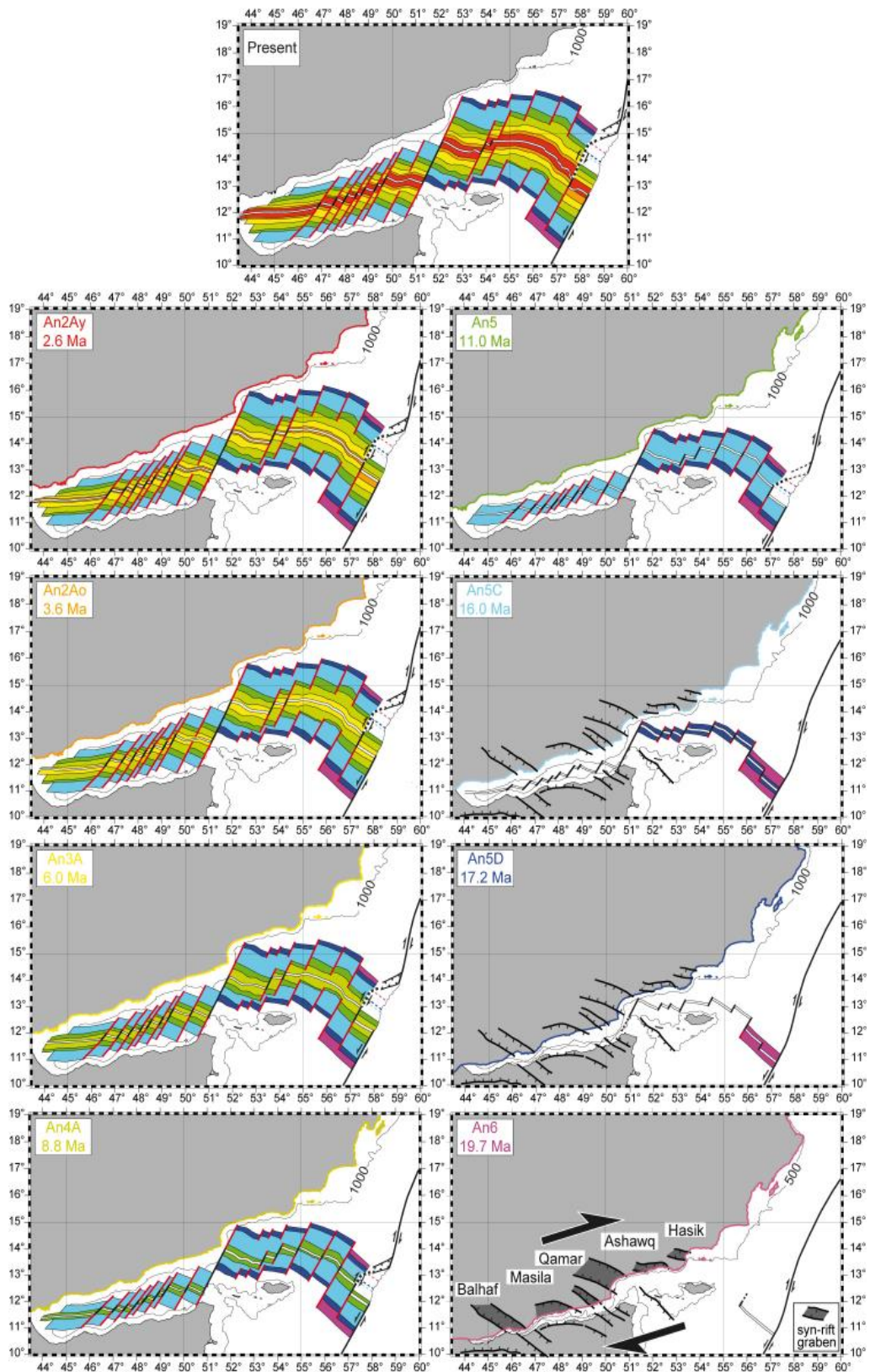


Figure : reconstitutions de l'ouverture du Golfe d'Aden à partir des anomalies magnétiques

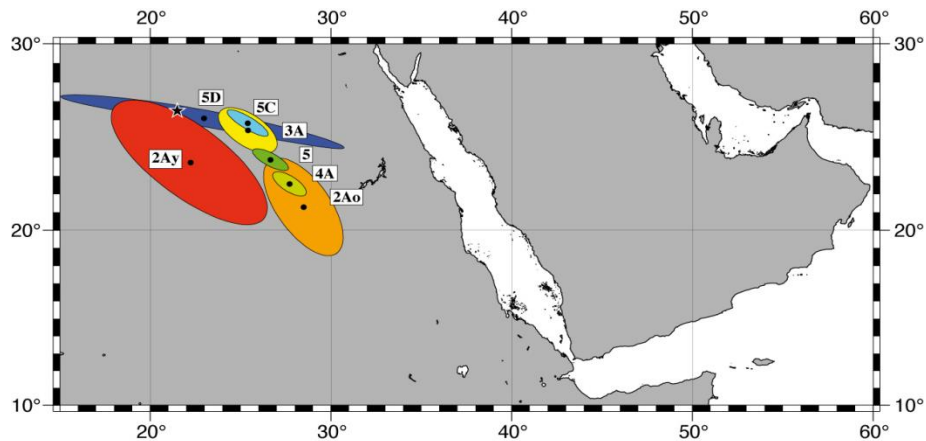


Figure Cinématique Arabie-Somalie calculée à partir des anomalies magnétiques du plancher océanique : pôles de rotation avec leurs ellipses d'erreur et pôle de rotation fini

Conclusion :

[Faire un schéma bilan présentant la rhéologie de la lithosphère continentale, puis faire un schéma de rifting par cisaillements conjugués, en précisant le type de déformation à chaque niveau rhéologique (cassant : failles/ ductile : détachement). Dessiner un point chaud en précisant son rôle de localisation de la rupture. Figurer les forces horizontales (traction par le slab) en précisant leur rôle moteur. Il est bien sûr recommandé de construire ce schéma au fur et à mesure de l'exposé.]

Ouverture : La subduction, moteur de la tectonique des plaques ?

Le rôle moteur de la subduction sur la déchirure continentale peut être généralisé par une série de corrélations simples : en effet, la vitesse d'accrétion d'une dorsale dépend du pourcentage de limite de plaque en subduction. Il existe des zones de trapps n'ayant pas donné naissance à des rifting (ex. Sibérie). Inversement, l'océan Atlantique ne dispose, à l'exception des Caraïbes et des Scotia, d'aucune zone de subduction. Et sa dorsale a été sous l'influence de plusieurs points chauds au cours du temps (Etendeka il y a 130 Ma ; l'Islande aujourd'hui). Il s'agit toutefois de l'océan dont l'ouverture est la plus lente. Au niveau des dorsales, le réajustement isostatique consécutif de la présence d'une lithosphère mince est à l'origine d'un vaste bombement topographique. La force majeure s'exerçant sur la lithosphère résulte de la tendance de la plaque nouvellement formée à glisser sur la pente de ce bombement vers le bassin océanique, par simple jeu de la gravité. Ceci pourrait expliquer les vitesses d'ouverture des océans privés de frontières en subduction.

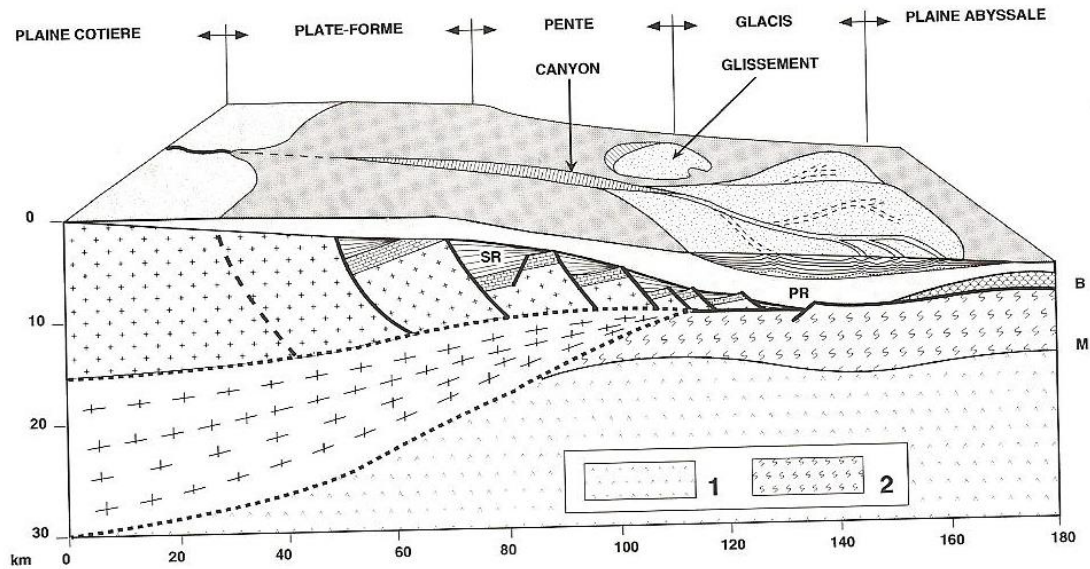


Fig. I.14 Morphologie et structure superficielle d'une marge passive de divergence non volcanique. 1 : péridotite fraîche du manteau; 2 : péridotite partiellement serpentinisée. B : basalte océanique; M : Moho. La structure crustale est expliquée dans les chapitres II et III.

Exemple de schéma bilan possible

Bibliographie essentielle :

La déchirure continentale et l'ouverture océanique (géologie des marges passives), de G. Boilot et C. Coulon...INDISPENSABLE !

Physique de la terre solide, de C. Larroque et J. Virieux.

Naissance d'un océan : la dorsale de Sheba ; Article pour la science Avril 2010, de M. Fournier et N. Chamot-Rooke.

Et bien d'autres...

Formation des structures en rollover? Modélisation analogique

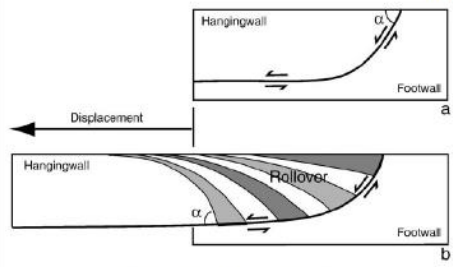
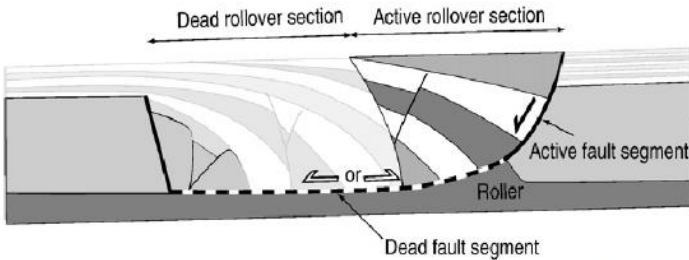
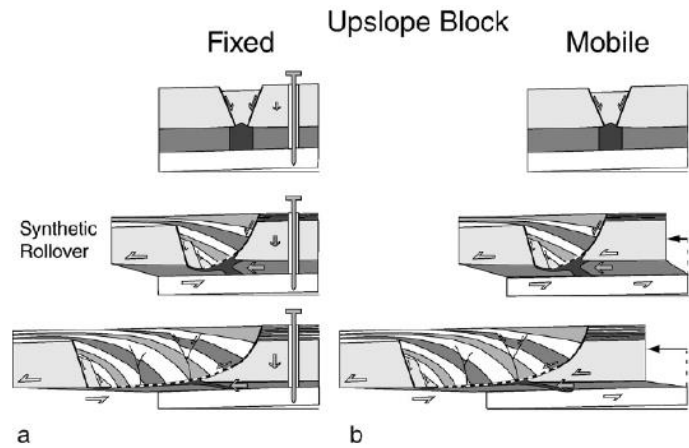
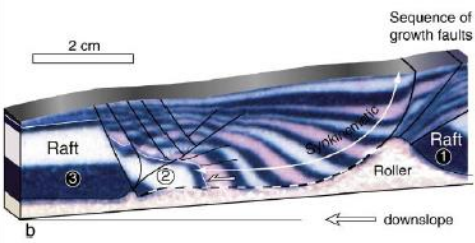
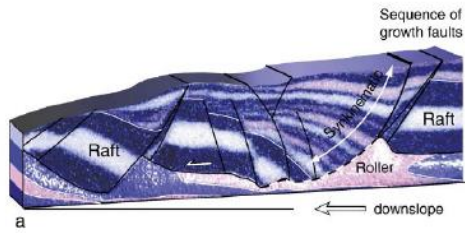


Fig. 2. The classical model of listric fault and rollover.



Mauduit & Brun,
Tectonophysics, 2008

Formation des structures en rollover/ formation des failles listriques