



THESE

présentée pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

Spécialité Géologie/Géophysique

par

EMILIE SUTRA

**Caractérisation et quantification de la déformation
extensive des marges passives peu magmatiques
profondes :**

**exemples des marges Ibérie-Terre Neuve
et Sud-Atlantiques.**

Soutenance publique le 28 Novembre 2011, devant la Commission d'Examen :

Prof. Gianreto Manatschal

Université de Strasbourg

Directeur de thèse

Prof. Hubert Whitechurch

Université de Strasbourg

Rapporteur interne

Prof. Tim Reston

Université de Birmingham

Rapporteur externe

Dr. Sylvie Leroy

Université Pierre et Marie Curie, Paris

Rapporteur externe

Dr. Francis Lucaleau

Institut de Physique du Globe de Paris

Examinateur

Dr. Patrick Unternehr

Total Paris

Invité

REMERCIEMENTS

«Je suis en proie à une étrange sensation. Si ce n'est pas une indigestion, ça doit être de la gratitude!» *Benjamin Disreali*

Mes premiers remerciements sont naturellement destinés à Gianreto Manatschal. Je n'aurais pu espérer meilleur directeur de thèse que toi ! Un grand merci pour m'avoir accordé ta confiance et une grande liberté de travail au cours de ces trois années, et bien évidemment pour avoir accepté le renversement du célèbre « color code » ! Ta pédagogie, ta disponibilité (un distributeur de tickets pour gérer la file d'attente devant ton bureau semble maintenant indispensable...) et ton humanité ont fait de cette thèse une expérience formidable. Encore merci d'avoir partagé si simplement ton savoir.

Je souhaite vivement remercier Patrick Unternehr pour le financement de ce travail par Total et pour m'avoir permis de découvrir le monde de l'entreprise. J'ai beaucoup apprécié ces moments de travail à la Défense toujours dans la bonne humeur malgré un planning souvent chargé. Ton encadrement et tes conseils de « prudence » auront été d'une grande utilité !

Je tiens aussi à remercier Gwenn. Même si nous n'avons finalement pas pu collaborer comme cela était prévu, tu m'as toujours apporté soutien et encouragements. Grâce à toi j'ai découvert peu à peu la recherche, avant de me lancer dans la grande aventure de la thèse en espérant emprunter quelques uns de tes pas sur la voie du parcours exemplaire qu'est le tien.

Un grand merci également à Hubert Whitechurch, Tim Reston, Sylvie Leroy et Francis Lucazeau d'avoir accepté de composer mon jury de thèse en tant que rapporteurs et examinateur.

Je remercie tout autant Anne-Marie Karpoff et Daniel Sauter pour leur bienveillance de tous les jours.

Un merci tout particulier à Ghenima pour nous avoir grandement facilité la vie «administrative» et à Annie pour ses talents indispensables, et ce avec une efficacité à toute épreuve et une gentillesse infaillible !

Ces trois années n'auraient certainement pas été aussi agréables et joyeuses sans mes précieux acolytes !

Merci à mes Co-bureaux Anne-Sophie, Alexandra et Adrien (qui a finalement survécu, seul, cerné par les filles) pour une ambiance toujours au beau fixe et quelque peu déjantée (n'oublions pas Alejandro del Mexico... ou du Brésil, on ne sait pas trop...) ! Qu'aurais-je fait sans mon Anne-So (alias Le Carré Vivant, Celle qui fait tomber la montagne (au sens propre), Petit Papa Noël Antillais – La Chanson, Disney Jukebox.... et plus récemment Alejandro et Forest) ?? Tu es une amie hors pair et une conseillère en couleurs de premier choix !

Je ne peux oublier mes chers collègues avec qui j'ai partagé de nombreux stages de terrain inoubliables au cours de toutes ces années d'études : Pinar, Rébecca, Catherine, Thibault et Sébastien. Et même si « C'est FAUX ! » [Haffen, 2009, 2010, 2011, 2012, et sûrement encore longtemps], je persiste ! Merci à tous !

Comment ne pas citer les joyeux lurons du 3^{ème} avec à leur tête un petit homme à l'allure trompeuse, dit « Palm Free », qui chamboulera à tout jamais votre esprit par ses blagues incessantes toujours drôles (ou presque) créant une atmosphère irremplaçable! Merci à Adrien l'homonyme, Florence (la petite préférée d'Alejandro !), Alexandre (l'élève qui dépassera bientôt le maître), Thiébaud (« on l'aime comme il est... »), Isabella (tu es notre seul espoir de les remettre dans le droit chemin!), Florian (tous ces bons petits goûters partagés...), et bien sûr Caroline (ton séjour au 3^{ème} aura sans doute été une expérience inoubliable, traumatisante??) pour ces bons moments quotidiens!

Evidemment le Clan & Co ne peut manquer à l'appel. Une petite meute qui ne cesse de s'agrandir !

Julie (et sa fourchette cassée, recollée, cassée, recollée, scotchée et sur-scorpée) tu auras été une super collègue qui a toujours accepté mes petites blagues de bureau avec le sourire, et grâce à qui le sms n'a plus aucun secret pour le Chef !

Manu et Geoffroy, deux joyeux compères parfois taquins mais sur lesquels on peut toujours compter !

Un très grand merci également à Julia, Natascha et Emilien pour leur gentillesse, leur bonne humeur et leur enthousiasme contagieux, sans oublier la relève assurée par Victor, Isabelle, Morgane et Benoit!

Je me dois de remercier Alexis et son fusil à dindon pour son esprit d'équipe sans faille, ayant permis le franc succès de nos opérations secrètes, mais avouons le, facilement démasquables...

Il manque encore l'Homme des Vosges, seul dans son placard sans prise téléphonique, souvent en proie à de violentes crises... d'hystérie ?? Merci Etienne pour m'avoir aidé à chaque fois que j'en avais besoin, et pour ne pas avoir jeté de caillou sur la vitre de l'accueil! Le seul regret sera de ne pas avoir investi dans des Talkie Walkie !

Je ne peux certainement pas oublier non plus Cécile et Marine pour ces moments géniaux passés en votre compagnie à Paris, et bien sûr pour la robe haute-couture (mais éphémère, dommage) que vous m'avez créée! Merci à vous deux.

Je termine ces remerciements par ceux qui ont fait preuve d'un grand mérite tout au long de ces années d'études et surtout de ces trois années de thèse dont la fin est nerveusement éprouvante pour tous : ma famille !

Un énorme merci (et plus encore) à mes parents qui m'ont toujours soutenue, encouragée, dorlotée, chouchoutée,... (la liste est longue) me permettant ainsi de réaliser cette thèse dans des conditions on ne peut meilleures !

Merci également à mon frère pour l'amour de grand frère qu'il me porte tout simplement !

Un grand merci à Monique, Raymond, Danielle, Jean-Jacques, et Christian qui n'ont pas hésité à traverser la France pour la soutenance. Merci pour tout. Vous ne pouviez pas me faire plus plaisir !

Enfin, mon cheri qui a su me rassurer, m'a soutenue, aidée, supportée (ah bon ?!) ... toujours optimiste et sans jamais se lasser. Merci infiniment ! («Vers l'infini et au-delà !» [*Buzz l'Eclair*, 1996]).

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
Les marges passives	7
La déformation extensive	13
Problématique	19
Les zones d'études	21
 CHAPITRE 1 : LES MARGES IBÉRIE-TERRE NEUVE	23
A. Introduction	25
B. Article n° 1	49
C. Article n° 2	63
D. Extended abstract	107
 CHAPITRE 2 : LES MARGES OUEST-AFRICAINE ET BRÉSILIENNE	119
A. Introduction	121
B. Apport des données	137
C. Article n° 3	155
 CHAPITRE 3 : DISCUSSION	165
Terminologie	167
Cartographie	176
Restauration	182
 CONCLUSION	189
 BIBLIOGRAPHIE	195
 ANNEXES	213

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les marges passives

1. Introduction aux marges passives

Les marges passives peu magmatiques représentent un objet d'étude géologique bien particulier au cœur de très nombreuses explorations, notamment du fait de l'intérêt pétrolier pour les bassins sédimentaires.

De façon générale, s'étendant au large des côtes, les marges correspondent à la zone au sein de laquelle s'effectue le passage d'une croûte continentale à une croûte océanique.

Deux grandes catégories de marges continentales sont habituellement distinguées: les marges passives et les marges actives. Les marges dites passives, qui sont au centre de ce travail de thèse, se situent dans des zones géodynamiquement stables (Fig. 1) et ne présentent pas d'activité sismique importante. Au contraire, les marges dites actives se concentrent à la limite de plaques convergentes, se caractérisant par des processus de subduction entraînant des phénomènes de sismicité et volcanisme intenses.

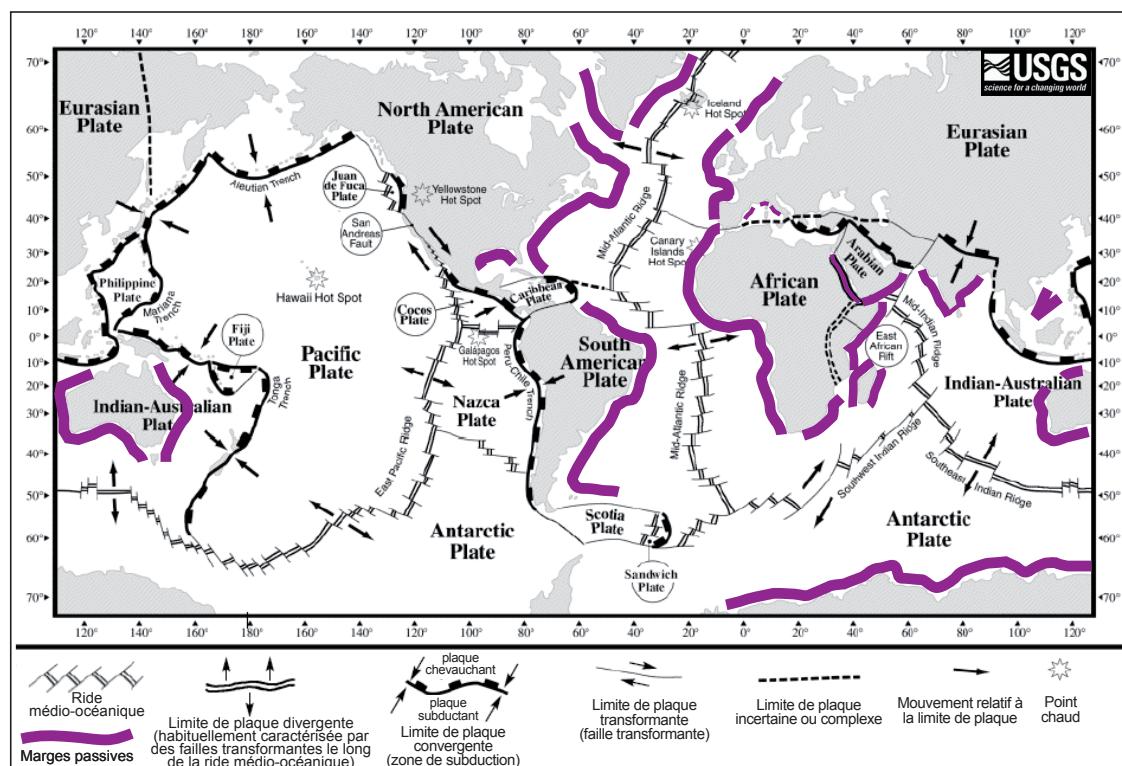


Figure 1. Carte tectonique des limites de plaques montrant la localisation des marges passives à travers le monde au sein des zones géodynamiquement stables. *Image modifiée de USGS.*

Les marges continentales passives peuvent être décrites par une succession de plusieurs domaines morphologiques types en allant du continent vers l'océan (Fig. 2):

- Le plateau continental, qui s'étend de la côte jusqu'à la rupture de pente majeure est assez plan, et ne penche que très légèrement vers l'océan. Il est d'une largeur moyenne de 80 km et situé en moyenne à 200 m de profondeur.
- Le talus continental, correspond à la « pente continentale » suivant la plate-forme, avec une pente moyenne de 5° pouvant aller jusqu'à 20°.
- Le glacis continental est une zone très peu pentée (<1°) qui peut s'étendre sur plus de 100 km à des profondeurs de 4000 à 5000 m.
- La plaine abyssale vient ensuite, montrant peu de relief au milieu duquel s'élèvent de temps en temps des monts sous-marins.

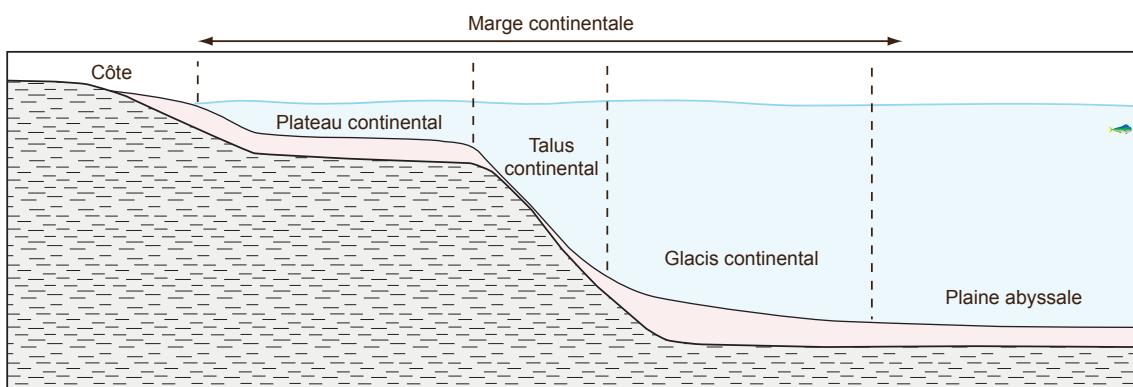


Figure 2. Représentation schématique d'une marge continentale illustrant les différents domaines géomorphologiques qui la composent.

Traditionnellement une distinction plus particulière peut être faite dans la catégorie des marges passives, ces dernières pouvant être peu magmatiques ou magmatiques (Fig. 3). Les marges passives peu magmatiques ne présentent que peu ou pas de magma (comme les marges étudiées dans le cadre de cette thèse) alors qu'une forte activité magmatique définit les marges passives magmatiques (Fig. 4). L'expression de cette activité magmatique ayant lieu à l'axe du rift se traduit typiquement par la présence de réflecteurs imageant les coulées de lave successives (Seaward Deepening Reflectors), mais aussi d'un important corps magmatique sous-plaqué intrusif dans la croûte inférieure et le manteau supérieur, clairement visible sur les coupes de sismique réfraction en tant que corps de haute vitesse (Fig.4). Habituellement les marges passives étaient dites volcaniques ou non volcaniques mais la réalité des observations a montré que la distinction entre ces deux catégories ne résidait pas dans la présence ou

l'absence de magma mais d'avantage dans la quantité de magma rencontrée. Les marges jusqu'à là considérées comme non volcaniques pouvant également présenter du magma, en faible quantité, les termes de marges peu magmatiques ou magmatiques apparaissent donc plus appropriés (Sawyer et al. 2007 ; Reston 2009). Cette présence de magma en plus ou moins grande quantité dans les marges passives dépend de plusieurs paramètres tels que l'état thermique de la lithosphère, la composition du manteau (appauvri ou enrichi) ou encore les taux d'extension au moment de l'ouverture du rift.

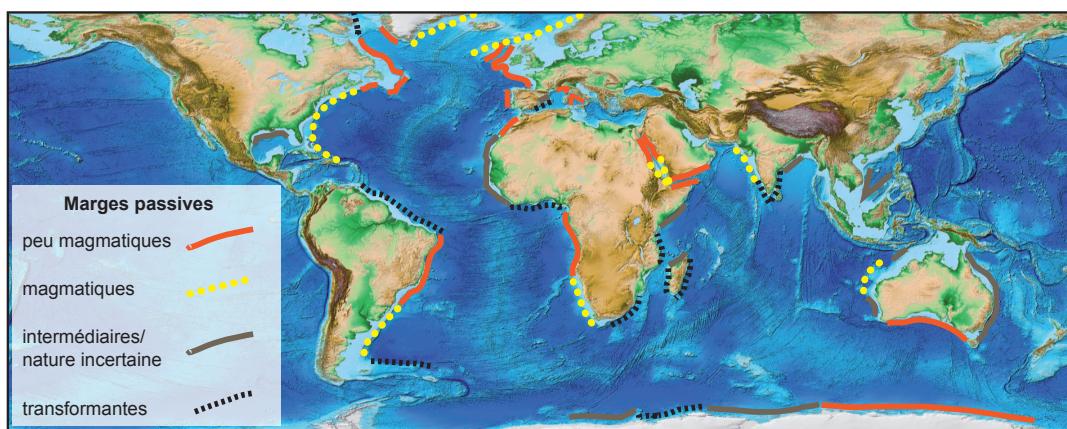


Figure 3. Carte topographique indiquant les différents types de marges passives : peu magmatiques, magmatiques, transformantes (d'après Reston 2009). *Image modifiée de NOAA, Geophysical Data Center.*

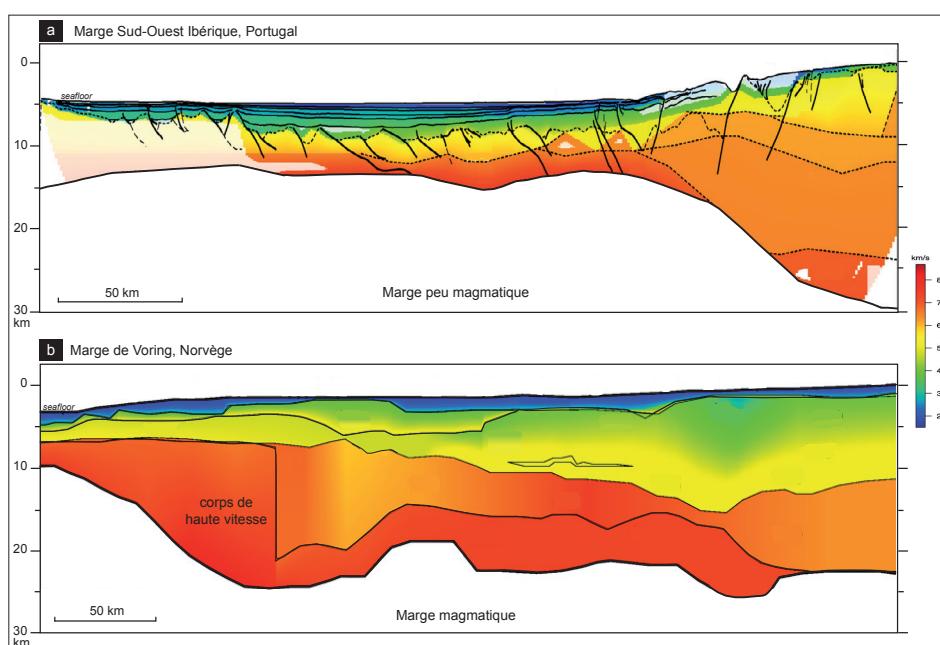


Figure 4. Modèles de vitesse réalisés le long de marges passives peu magmatique (a) (Afilhado et al. 2008) et magmatique (b) (Eccles et al. 2011), mettant en évidence leur architecture différente et la présence d'un corps de haute vitesse au sein de la marge passive magmatique.

2. Architecture des marges passives peu magmatiques

La compréhension et la représentation de l'architecture des marges passives profondes se sont longtemps appuyées sur les observations réalisées à la fois dans les bassins sédimentaires des parties proximales des marges, dans les marges fossiles européenne et adriatique des Alpes, ainsi que dans les zones de rifts continentaux actuels (comme par exemple le Rift Est-Africain ou le fossé Rhénan). La première description de blocs basculés bordés de failles normales à fort angle le long d'une marge passive (Montadert et al. 1979) a conduit à un modèle de l'architecture de ces marges. En effet Montadert et al. (1979) réalisent une coupe à l'échelle crustale schématisant leurs observations le long de la marge armoricaine (Fig. 5). Cette coupe présente une succession de blocs de croûte continentale basculés par le jeu de failles normales et dont la taille décroît vers l'océan où ils viennent buter contre la croûte océanique accrétée. Cette architecture « type » d'une marge passive est ainsi restée une source d'inspiration pour de nombreuses interprétations de la structure et de l'évolution des marges jusqu'à la remise en question de sa reproductibilité. L'intérêt croissant pour ces marges passives peu magmatiques ayant alors permis l'acquisition d'un grand nombre de données toujours de meilleure qualité, de nouvelles observations au sein des marges distales bousculent cette architecture simple.

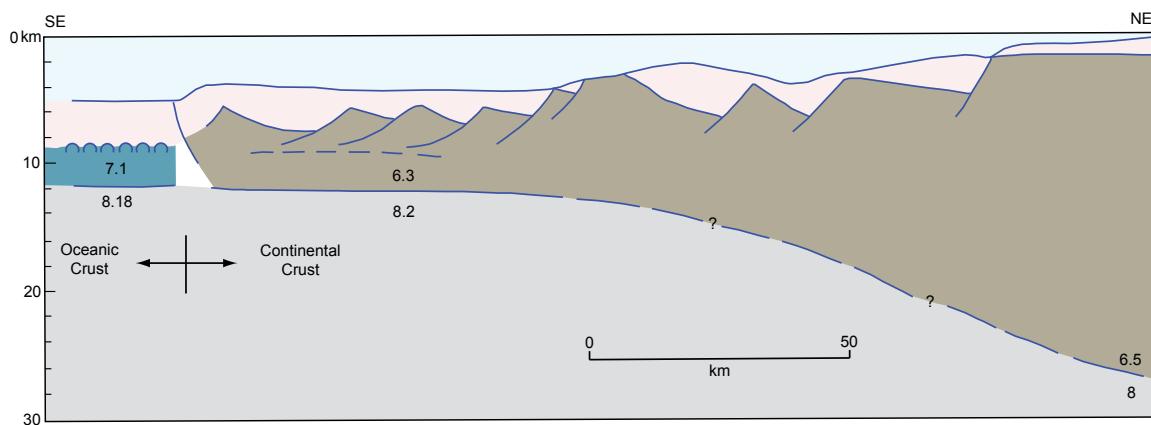


Figure 5. Coupe schématique d'échelle crustale à travers la marge passive armoricaine (Montadert et al. 1979) décrivant pour la première fois le caractère extensif de la déformation à travers une succession de blocs basculés bordés de failles normales.

D'abord proposé par Decandia and Elter en 1969 sur la base d'observations dans les Appenins, puis par Boillot et al. en 1987a d'après les résultats des premiers dragages et forages (Leg ODP 103) de la marge Ibérique, la présence de roches de socle exhumées a pu être confirmée par la suite. En effet, des roches crustales profondes et des zones de manteau exhumées ont été identifiées grâce aux données sismiques (Chian et al. 1999 ; Dean et al.

2000) et magnétiques (Russel and Whitmarsh 2003) le long de la marge Ibérique, où elles ont de plus été échantillonnées à plusieurs reprises (Whitmarsh et al. 1996 ; Whitmarsh and Wallace 2001). Le passage de la croûte continentale à la croûte océanique n'apparaît plus aussi évident et clairement défini comme il était illustré jusque là. Au contraire ce passage semble plus étendu, jusqu'à 170 km dans la Plaine Abyssale Ibérique (Dean and Minshull 2000), au travers d'une zone de transition aux limites plus floues constituée de larges portions de manteau exhumé, serpentiniisé, au côté de roches crustales continentales et océaniques (Fig. 6).

D'autre part de nombreuses marges peu magmatiques actuelles (marges Ibérique, angolaise, Sud-Ouest Groenland, Great Bight Australien) montrent un amincissement brutal et extrême de la croûte continentale à moins de 10 km (Péron-Pinvidic and Manatschal 2009 ; Contrucci et al. 2004 ; Moulin et al. 2005 ; Chian and Louden 1994 ; Chalmers and Laursen 1995 ; Sayer et al. 2001). Le passage de la croûte épaisse de 30 km à 10 km se caractérise dans ces marges par une remontée rapide du Moho jusqu'à 35° (Lau et al. 2006) formant ainsi une zone d'étranglement de la croûte continentale. Cette zone d'étranglement, ou « necking zone », correspond donc à une diminution brutale de l'épaisseur de croûte continentale (Fig. 6).

Cependant ce fort amincissement ne semble pas restreint aux marges peu magmatiques seules puisque des observations semblables ont été réalisées dans les marges magmatiques de Norvège (Osmundsen and Ebbing 2008) et Nord-Ouest australienne (Karner and Driscoll 2000).

Ces découvertes, auxquelles s'ajoute l'observation essentielle de la dissymétrie des domaines distaux pouvant exister à l'échelle des marges conjuguées, ont montré la complexité et la diversité des marges passives. Ces observations remettent donc en cause l'état de connaissance des marges passives peu magmatiques et aboutissent au développement de nouvelles interprétations de l'architecture des marges passives peu magmatiques impliquant des structures plus complexes que les simples failles normales. Alors que la croûte continentale proximale reste découpée par des failles normales en bassins de type demi-graben, l'exhumation de roches profondes dans le domaine distal implique un système de failles de détachement de bas angle (Péron-Pinvidic et al. 2007 ; Péron-Pinvidic and Manatschal 2009) (Fig. 6).

Prenant en compte les nouvelles données, les interprétations qui en découlent restent étroitement liées au développement parallèle des modèles d'évolution des marges tentant de contraindre les mécanismes de la déformation qui affecte les marges. Est-il alors possible

INTRODUCTION

de définir des éléments fondamentaux permettant d'expliquer la formation, la structure et l'évolution de ces marges ?

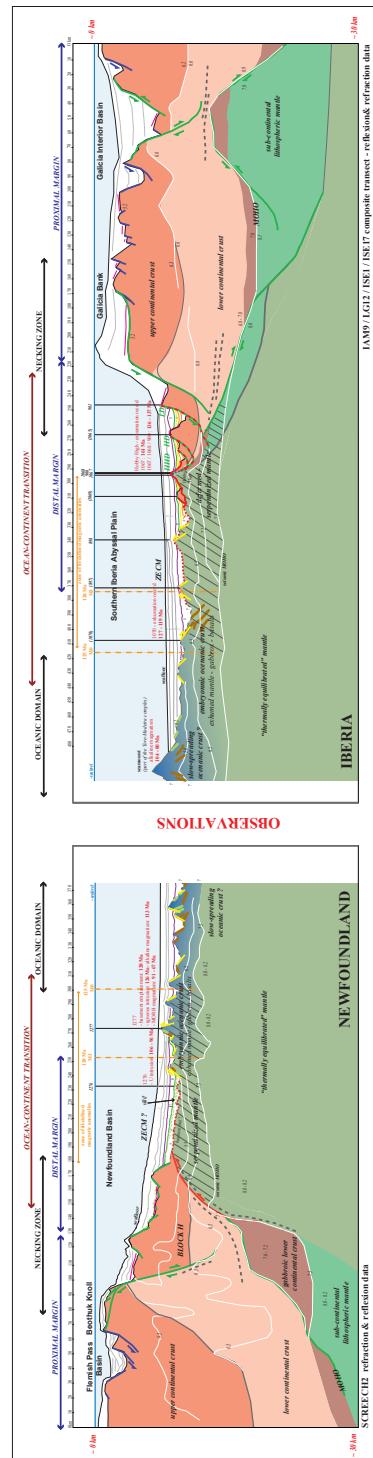


Figure 6. Modèle interprétatif des sections conjuguées des marges Ibérie-Terre Neuve présentant les observations majeures des marges passives peu magmatiques et proposant l'implication à la fois de failles normales et de failles de détachement dans l'évolution de ces marges (Péron-Pinvidic and Manatschal 2009).

La déformation extensive

1. Caractérisation de la déformation affectant les marges passives peu magmatiques

A l'origine de ces marges passives peu magmatiques et de leur architecture complexe se trouve le concept de rifting continental. De façon générale les marges passives résultent d'un processus d'extension lithosphérique mené jusqu'à la rupture continentale qui laisse place à l'accrétion océanique. Historiquement, une distinction a été établie entre un rifting de type actif et un rifting de type passif (Sengor and Burke 1978) (Fig. 7). Le premier utilise une remontée du manteau asténosphérique locale, donc un flux de chaleur important venant réchauffer la base de la lithosphère et provoquer son amincissement par poussée verticale. Lors du rifting dit passif, des contraintes lointaines aux limites de plaques étirent la lithosphère induisant une remontée passive de l'asténosphère afin de combler l'espace créé par cette extension. Cependant, en réalité il reste difficile de classer les marges passives actuelles dans l'une ou l'autre catégorie en raison des caractéristiques très diverses qu'elles peuvent présenter. En effet, l'apparence finale des marges passives est déterminée par les processus qui opèrent au cours du rifting et qui dépendent eux-mêmes de nombreux facteurs tels que le taux d'extension, l'héritage structural, thermique, et compositionnel, ou encore le comportement rhéologique des différentes couches de la lithosphère. L'architecture des marges reflète donc la façon dont la lithosphère s'est déformée pour accommoder l'extension. L'identification et la compréhension de ces mécanismes d'accommodation sont à l'origine du développement de nombreuses modélisations.

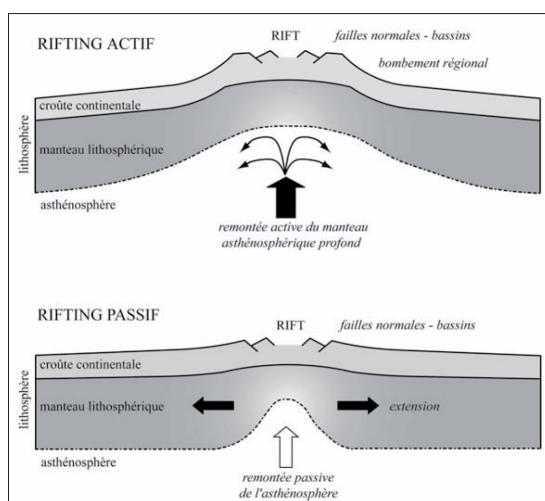


Figure 7. Illustration schématique des deux types de rifting affectant la lithosphère de manière active ou passive et aboutissant à la rupture continentale (Péron-Pinvidic 2007, d'après Sengor and Burke 1978).

Dans le contexte des premières observations de structures extensives (de Charpal et al. 1978 ; Montadert et al. 1979) dans une marge passive peu magmatique, l'un des premiers modèles de la déformation extensive proposé a été celui de McKenzie (1978), dit de cisaillement pur (Fig. 8). L'aminçissement de la lithosphère est uniforme, la croûte et le manteau s'étirent de façon similaire à la même vitesse pour produire des marges conjuguées symétriques. La partie crustale supérieure est incisée par des failles normales s'enracinant dans une couche ductile sous-jacente. La déformation affectant la lithosphère est donc découpée dans la croûte. Bien que ce modèle puisse donc parfaitement expliquer la création des structures en blocs basculés classiques des domaines proximaux, il ne permet pas l'exhumation de roches mantelliques dans la marge distale. Le caractère asymétrique de certaines marges conjuguées ayant pu être observé, d'autres modèles sont alors apparus tentant d'expliquer ces différences constatées.

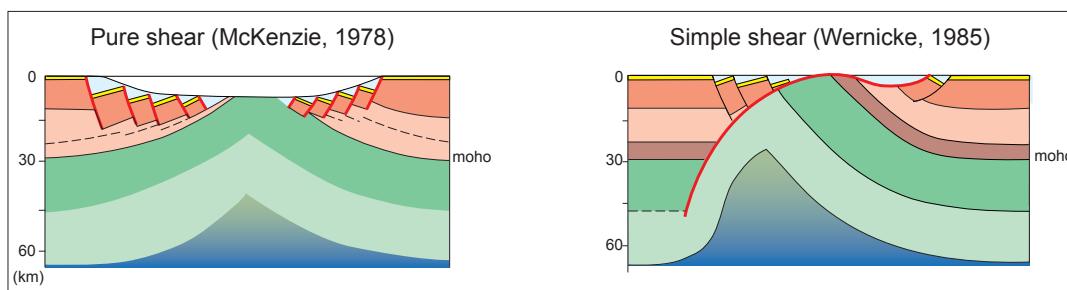


Figure 8. Représentation schématique des modèles d'extension lithosphérique continentale dits classiques, de type symétrique (McKenzie 1978) et asymétrique (Wernicke 1985) (d'après Unternehr et al. 2010).

Wernicke (1985) présente alors l'accommodation de la déformation extensive par un cisaillement simple (Fig. 8). Ce modèle utilise une importante faille de détachement à faible pendage affectant la lithosphère dans son ensemble de façon asymétrique, tirant vers le haut les parties les plus profondes. Cette fois le détachement traverse toute la croûte continentale et se termine dans le manteau, la déformation est couplée dans la croûte.

Alors que le modèle de cisaillement pur (McKenzie 1978) rend compte de l'architecture des marges proximales, celui du cisaillement simple (Wernicke 1985) apporte une explication à l'exhumation des roches profondes. Cependant un tel couplage de la déformation implique que le domaine traversé par le détachement majeur soit entièrement cassant (Manatschal 2004). Entre le domaine proximal et le domaine distal il semblerait donc que la marge passe d'une déformation découpée dans la croûte continentale à une déformation couplée. Les modèles de McKenzie (1978) et de Wernicke (1985) ne permettent pas de comprendre par quels mécanismes la lithosphère accorde l'extension entre ces deux domaines le long de

la marge et par conséquent comment la croûte continentale peut être amincie à l'extrême dans cette zone.

Différents modes d'extension montrant un amincissement crustal majeur ont été proposés par de nombreux auteurs. L'amincissement peut être lié au boudinage ou au fluage de la croûte inférieure comme le proposent Reston (1988), Brun and Beslier (1996) ainsi que Driscoll and Karner (1998) (Fig. 9). Le constat de la différence existant entre l'extension mesurée à partir des géométries de failles identifiées par sismique réflexion et celle nécessaire pour produire l'amincissement observé, aboutit à la proposition d'un système de failles polyphasées (Reston 2007a ; 2009) (Fig. 9). L'amincissement étant systématiquement sous-estimé, les failles observées correspondraient en fait à plusieurs générations de failles rejouant les unes sur les autres et dont on n'identifierait donc que les plus jeunes (Reston 2005, 2007b). Ce modèle montre ainsi une déformation des parties cassantes de la croûte plus complexe mais reste applicable à une échelle sismique plus fine. Plus récemment une reconstruction cinématique impliquant la mise en place séquentielle de failles normales a été présentée (Ranero and Pérez-Gussinyé 2010) (Fig. 9). Cette migration latérale de séquences de failles normales rend compte en partie de la structure des marges passives actuelles par un amincissement progressif, mais ne permet pas d'expliquer l'amincissement brutal que l'on observe entre le domaine proximal et la partie distale de ces marges. D'autres modèles quant à eux mettent en jeu des systèmes de failles de détachement expliquant l'amincissement crustal extrême et localisé, ainsi que l'exhumation mantellique qui s'en suit (Lavier and Manatschal 2006 ; Péron-Pinvidic and Manatschal 2009) (Fig. 9).

INTRODUCTION

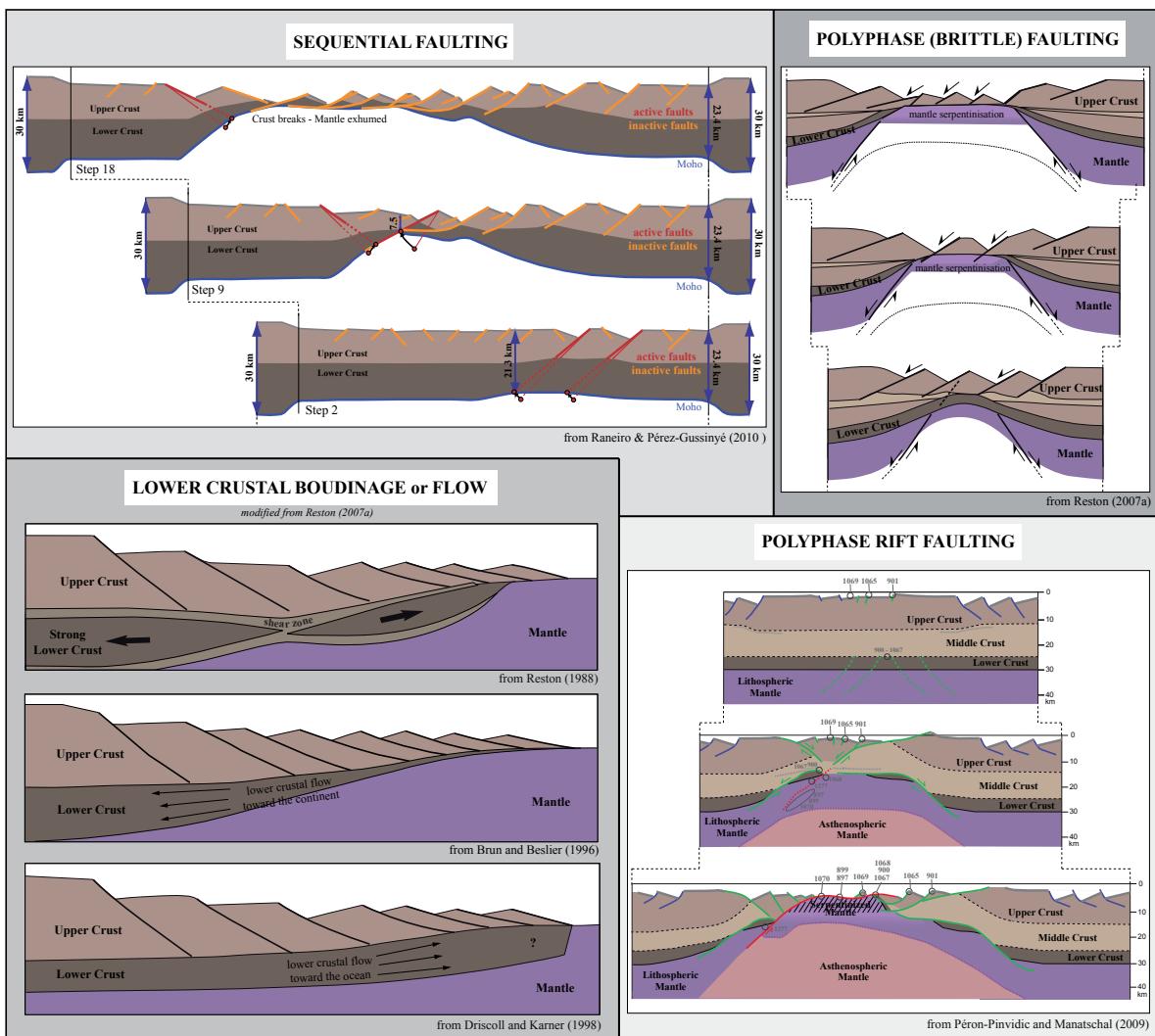


Figure 9. Représentation schématique et synthétique des différents modes d'extension pouvant aboutir à un amincissement crustal majeur.

2. Quantification de la déformation extensive

L'étude des processus liés au phénomène d'extension lithosphérique continentale majeur affectant les marges passives peu magmatiques se fait donc souvent au travers de modélisations. Cependant l'évolution de ces marges peut être également contrainte par une estimation quantitative de l'extension.

La méthode développée pour la première fois par Sawyer (1985) introduit un paramètre pouvant être appliqué aux marges continentales passives et calculé en tout point de la marge où la profondeur d'eau et l'épaisseur des sédiments (donc la position du socle en profondeur) sont connues : la Subsidence Tectonique Totale (TTS, Total Tectonic Subsidence de Sawyer 1985, ou TTSD, Total Tectonic Subsidence Depth de Henning et al. 2004). Le taux de subsidence tectonique obtenu, après avoir éliminé la subsidence due au dépôt des sédiments, permet de définir localement le taux d'extension crustale. En effet, dans les marges passives l'augmentation du TTS vers l'océan concorde avec une augmentation du taux d'extension et donc une diminution de l'épaisseur crustale. Pourtant les résultats obtenus par cette méthode montrent qu'elle n'est pas aussi sensible aux variations latérales abruptes d'épaisseur crustale que les modélisations gravimétriques (Sawyer 1985). La comparaison d'épaisseurs crustales définies à partir de la méthode de subsidence avec celles directement observées sur des données de sismique réfraction pour une même zone d'étude, notamment Terre-Neuve, rend compte d'une différence de valeur qui augmente d'autant plus que l'épaisseur crustale sismique diminue et s'accentue lorsque que la croûte est à moins de 25 km d'épaisseur en sismique réfraction (Kirschner et al. 2010).

Cette méthode considérant uniquement la subsidence liée aux processus tectoniques, semble donc montrer quelques difficultés à établir une épaisseur crustale proche des observations directes dans les parties amincies mais aussi lorsque le changement d'épaisseur est abrupt comme il l'est dans la zone d'amincissement brutal, et donc à rendre compte de l'évolution des marges.

Par ailleurs un désaccord entre subsidence théorique et épaisseur crustale observée a pu être constaté dans les marges distales (Kusznir and Karner 2007). En effet, dans la marge Ibérique par exemple, la subsidence déduite de l'analyse des sédiments forés reposant sur le socle très aminci montre qu'elle est nettement plus faible que la valeur théorique attendue pour une telle croûte (Péron-Pinvidic and Manataschal 2009). Les reconstructions palinspatiques de la marge Ibérique indiquent qu'au moment du dépôt de ces sédiments la croûte continentale était déjà amincie à moins de 10 km (Whitmarsh et al. 2001 ; Pérez-Gussinyé and Reston

2001), alors que les sédiments montrent que la subsidence tectonique escomptée n'a pas eu lieu. Les modèles classiques d'isostasie habituellement appliqués aux marges ne semblent donc pas toujours fiables pour contraindre l'épaisseur crustale à un moment donné.

Une méthode différente considérant cette fois la forme de la croûte continentale délimitée par le toit du socle et le Moho à la base, à l'aide de sismique réfraction grand-angle, a permis à Minshull et al. (2001) d'estimer le taux d'extension de la croûte distale amincie le long de profils conjugués des marges Ibérie-Terre Neuve. Délimitant latéralement les différents domaines de socle le long des profils, la forme crustale ainsi définie peut être restaurée en tant que rectangle de même surface dont la hauteur correspond à l'épaisseur initiale de la croûte continentale pré-rift. Les taux obtenus sont alors de 40 km pour la Plaine Abyssale de la marge Ibérique et de $56 \text{ km} \pm 4 \text{ km}$ pour son conjugué Terre-Neuve (Minshull et al. 2001). Toutefois ces calculs ne sont basés sur des données de réfraction que pour la marge Ibérique, des données de même nature n'étant pas disponibles pour le profil choisi par les auteurs le long de la marge de Terre Neuve.

Cette méthode de conservation de surfaces permet donc une quantification directe du taux de déformation, sans extrapolation à partir de la subsidence qui peut s'avérer fausse. Elle reste cependant dépendante de l'interprétation des données de sismique réfraction et donc de la définition des limites entre les domaines de socle.

Problématique

En apportant de nouvelles observations, les études récentes des marges passives peu magmatiques ont également introduit de nouvelles questions. Ainsi, malgré les différentes propositions de modèles d'extension des marges passives, les processus liés à l'amincissement crustal extrême continuent de faire l'objet de nombreuses discussions. En 2006, Lavier and Manatschal ont proposé un modèle numérique plus complexe à l'échelle du rifting tentant de prendre en compte un maximum de paramètres initiaux et l'ensemble des observations des marges passives peu magmatiques (Fig. 10). Ce modèle introduit de nouveaux concepts, notamment celui du bloc H. Le rifting y est présenté comme polyphasé à travers trois phases majeures de déformation : étirement, amincissement et exhumation se succèdent temporellement et spatialement créant une architecture des marges complexe. Dans ce modèle, la phase intermédiaire d'amincissement montre l'individualisation d'un bloc de croûte continentale amincie présentant une forme caractéristique de V à sa base : le bloc H. Faisant respectivement appel à des failles normales à fort angle et à un système de détachement concave vers le bas, les phases d'étirement et d'exhumation semblent aujourd'hui bien contraintes et ne posent aucune difficulté de restauration. En revanche la phase d'amincissement reste plus ou moins énigmatique. En 2001 déjà, Whitmarsh et al. montraient par leur reconstruction de la ligne sismique Lusigal 12 dans la marge Ibérique que la croûte était préalablement amincie à moins de 10 km avant même que les principales failles ne soient actives. Si les mécanismes de l'amincissement crustal sont encore débattus, l'étude des sédiments déposés sur le bloc H lors de sa création montre une subsidence anormalement faible compte tenu de l'épaisseur réduite de croûte continentale sous-jacente (ODP Leg 173).

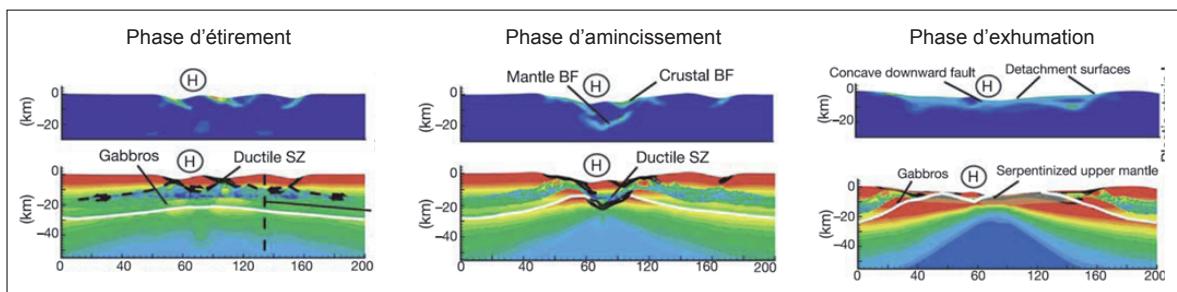


Figure 10. Modèle numérique d'évolution de la lithosphère au cours du rifting en trois grandes phases de déformation (étirement, amincissement, exhumation) se basant sur l'ensemble des observations des marges alpine fossile et Ibérie-Terre Neuve, et introduisant le concept du bloc H (Lavier and Manatschal 2006).

Le concept nouveau du bloc H semble donc tout à fait approprié à l'étude de la phase d'amincissement au travers de ses processus d'individualisation et de son retard de subsidence. Définir ce bloc H par son origine, ses caractéristiques et son évolution dans les marges passives peu magmatiques profondes, était donc l'objectif premier de cette thèse. Pourtant l'identification et la cartographie du bloc H dans les marges passives actuelles ne sont pas aussi simples que dans le modèle. En effet, lorsqu'il est possible d'identifier un bloc H sur une marge passive, sa marge conjuguée se caractérise dans sa partie distale par la présence de blocs crustaux allochtones (Whitmarsh et al. 2001) et de blocs basculés extrêmement amincis. Or les reconstructions de sections conjuguées (Péron-Pinvidic et al. 2009 ; Péron-Pinvidic and Manatschal 2010) montrent que ces blocs de croûte distaux et le bloc H des marges actuelles étaient initialement réunis pour ne former qu'un seul et même bloc : le bloc H de la phase d'amincissement.

On voit bien ici qu'il existe donc un problème majeur de définition du bloc H. Le bloc H identifié dans les marges actuelles et le bloc H du modèle représentent-ils bien un seul et unique objet? Si les blocs allochtones font aussi partie du bloc H initial du modèle, peut-on également les identifier en tant que bloc H bien qu'ils n'aient pas de forme basale en V ? Le bloc H peut-il avoir différentes formes ? Qu'appelle-t-on bloc H ? Toutes ces questions montrent que le bloc H caractéristique de la phase d'amincissement ne peut être défini tel quel au sein des marges actuelles. Ces difficultés révèlent surtout une réalité géologique nettement plus complexe que les modèles.

Le but de cette thèse est donc d'identifier les blocs fondamentaux caractérisant les marges associés aux différentes phases de leur évolution spatiale et temporelle, et plus particulièrement à l'amincissement crustal extrême, et d'essayer de quantifier la déformation au sein de ces marges.

Les zones d'études

Afin de tenter de répondre à cette problématique deux couples de marges passives conjuguées ont été choisis : les marges Ibérie-Terre Neuve et les marges ouest-africaine et brésilienne (Fig. 11). Le choix des zones d'étude est important car il n'existe pas de chantier parfait.

1. Les marges Ibérie-Terre Neuve (cf. Chapitre 1)

Les marges Ibérie-Terre Neuve constituent aujourd'hui un chantier modèle. Elles disposent à la fois de données géophysiques et géologiques grâce à une couverture sismique exceptionnelle et de nombreuses campagnes en mer. Ces marges bénéficient du plus grand nombre de forages profonds des marges passives (18 au total), permettant l'accès aux sédiments et aux roches de socle. Cet archéotype de marges passives peu magmatiques est à l'origine du développement de nombreux concepts et modèles tectoniques.

2. Les marges Sud-Atlantiques (cf. Chapitre 2)

Les marges ouest-africaine et brésilienne quant à elles sont très étudiées industriellement du fait de leur potentiel pétrolifère. Les études publiquement accessibles concernent essentiellement l'importante couche salifère caractérisant les marges Sud-Atlantiques et seules quelques publications récentes s'intéressent à l'architecture globale et à l'évolution de ces marges. Le nombre restreint de données existantes libres d'accès laisse les marges ouest-africaine et brésilienne peu contraintes. Cependant, le grand nombre de lignes sismiques industrielles ayant pu être étudiées dans le cadre de cette thèse permet de considérer les marges de l'Atlantique Sud comme un lieu de test des concepts développés dans les marges les mieux contraintes.

Les études menées au cours de cette thèse sur les marges Ibérie-Terre Neuve et Sud-Atlantiques sont présentées respectivement dans les Chapitres 1 et 2, et leurs résultats discutés dans le Chapitre 3.

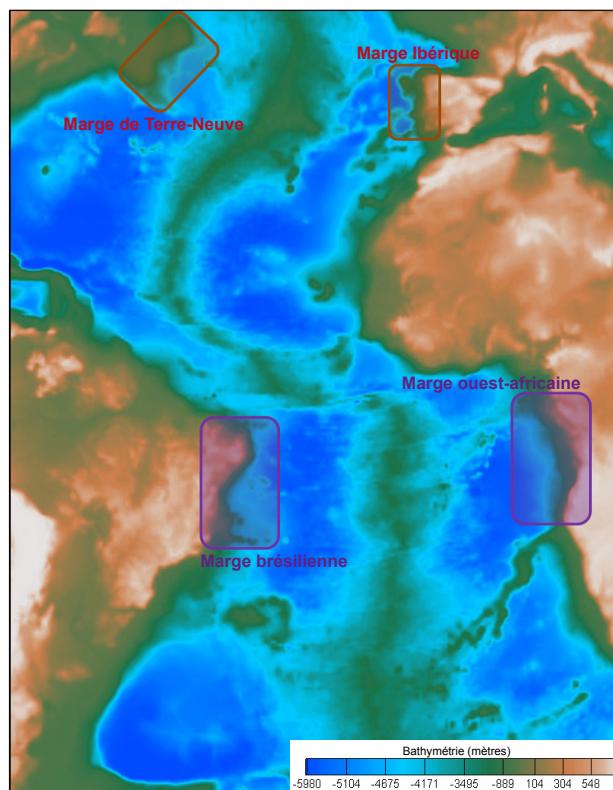


Figure 11. Carte bathymétrique indiquant la localisation des zones d'étude de ce travail de thèse, à savoir les marges Ibérie-Terre Neuve et les marges brésilienne et ouest-africaine.

CHAPITRE 1 :

LES MARGES IBÉRIE - TERRE NEUVE

Chapitre 1 : les marges Ibérie-Terre Neuve

A. Introduction

1. Situation géographique et géomorphologique

Les marges passives peu magmatiques Ibérie-Terre Neuve se situent dans la partie Centrale de l’Océan Atlantique Nord, séparées par la dorsale lente médo-atlantique (Fig. 1).

La marge Ibérique s’étend au large de la région espagnole de la Galice et du Portugal sur environ 800km du Nord au Sud. Située sur la bordure Ouest de l’Océan Atlantique Nord, la marge conjuguée s’étend au large des îles canadiennes de Terre Neuve. Les marges Ibérie-Terre Neuve peuvent être décrites au travers d’un ensemble de domaines définis par leurs caractéristiques géomorphologiques (Fig. 2).

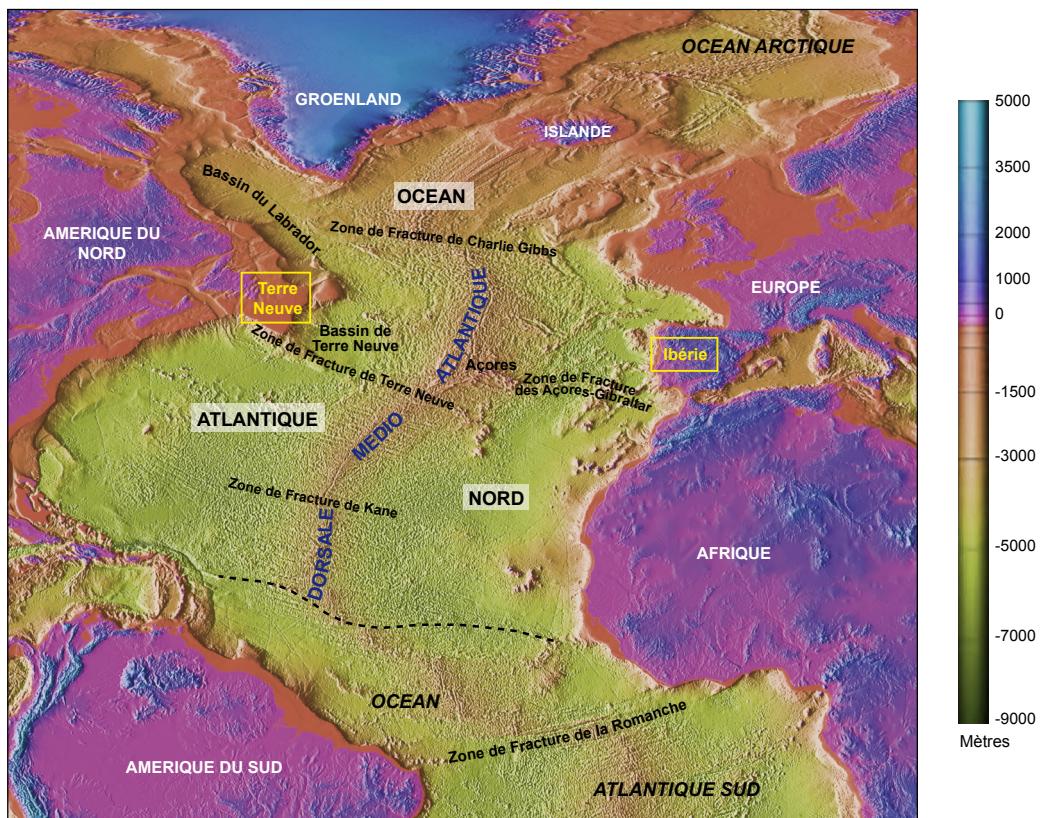


Figure 1. Carte bathymétrique indiquant la localisation des marges Ibérie-Terre Neuve et au sein de l’Océan Atlantique Nord.

La marge Ibérique qui présente un plateau continental étroit de moins de 80km peut être divisée en trois domaines (Fig. 2b):

- La partie Nord correspond à la Marge Profonde de Galice. Cette zone est constituée par un large haut bathymétrique d'environ 250km de large, nommé Banc de Galice qui est séparé du continent par le Bassin Intérieur de Galice.
- Au Sud du Banc de Galice commence la Plaine Abyssale Ibérique Sud dont la topographie est plus plane mais la bathymétrie plus profonde.
- La partie la plus au Sud de la marge Ibérique est composée d'un bassin subcirculaire fermé d'une largeur de 350km, à savoir la Plaine Abyssale du Tage.

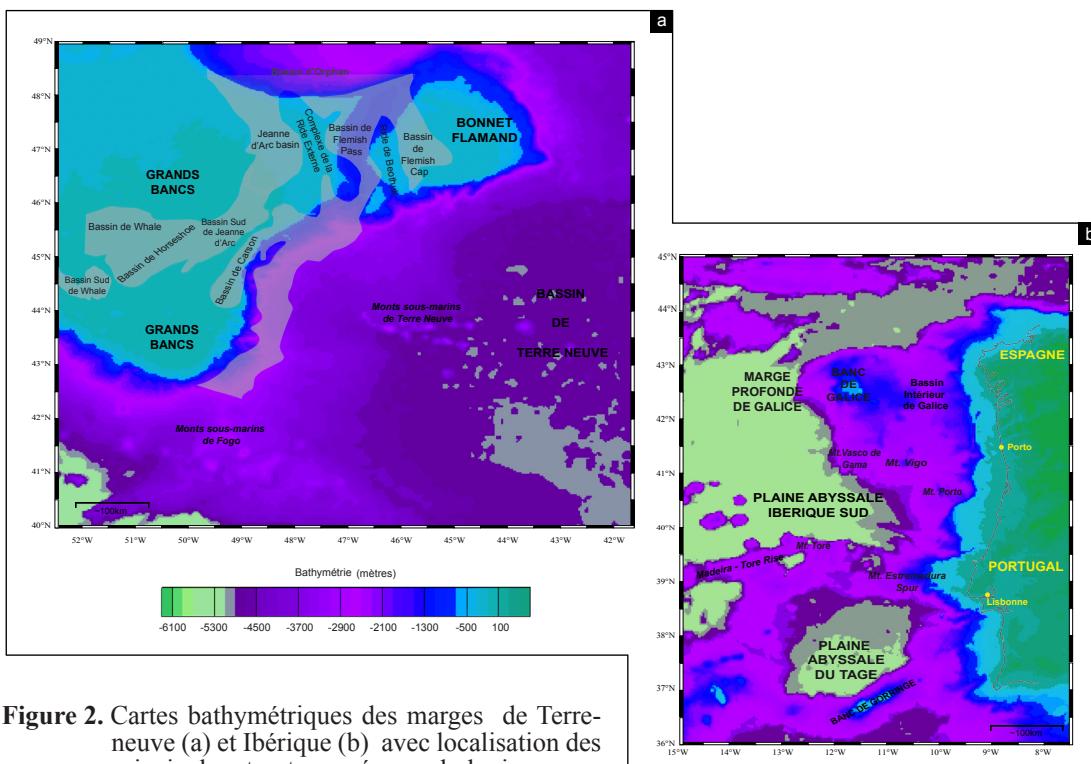


Figure 2. Cartes bathymétriques des marges de Terre-Neuve (a) et Ibérique (b) avec localisation des principales structures géomorphologiques.

La marge de Terre Neuve (Fig. 2a) se caractérise quant à elle dans sa partie proximale par un plateau continental nettement plus large que sa marge conjuguée (plus de 350km) ainsi qu'un dépôt sédimentaire plus important dans les bassins (supérieur à 18km) (Tankard & Welsink 1987). Ce plateau continental qui correspond aux Grands Bancs est bordé au Nord et au Sud par de larges zones transformantes : les Zones de Fracture de Charlie Gibbs et de Terre Neuve. Dans la partie Nord de la marge le haut bathymétrique du Bonnet Flamand est séparé des Grands Bancs par le bassin de Flemish Pass, alors que le large bassin d'Orphan (~450km de large) s'étend au Nord-Ouest du Bonnet Flamand. En direction du Sud le plateau

continental des Grands Bancs est séparé de la marge distale par de nombreux bassins de rift tels que le très large bassin de Jeanne d'Arc, ainsi que les bassins de Carson, Whale et Horseshoe.

Le découpage de ces marges en grands ensembles est lié à une histoire tectonique complexe faite de plusieurs épisodes de rifting mais aussi largement marquée par l'héritage structural de plusieurs séries d'orogenèses complexes de l'époque paléozoïque ayant façonnées les socles ibérique et canadien (Keller and Hatcher 1999).

2. Contexte géologique

a. L'héritage des orogènes varisque et appalache

Les structures de socle pré-existantes jouent un rôle important dans la création et l'évolution des marges. La structuration des marges Ibérie-Terre Neuve a ainsi été influencée par de très nombreux épisodes tectoniques au cours des orogenènes varisque et appalache.

L'orogène varisque qui caractérise le socle européen intervient du milieu du Dévonien jusqu'au Carbonifère. La chaîne varisque de la péninsule ibérique (Fig. 3) est issue du rapprochement puis de la collision des continents Laurussia et Gondwana (Pinheiro et al. 1996), donnant ainsi naissance à l'arc ibéro-armoricain (Fig. 3) (Matte and Ribeiro 1975 ; Brun and Burg 1982 ; Matte 1986). Le système de compression oblique opérant alors dans les branches Nord et Sud de cet arc, est à l'origine de la fermeture de l'Océan Rhéic par des processus de subduction/obduction (Simancas et al. 2003). Le segment varisque correspondant à la péninsule ibérique, le massif Hesperic, s'est vu par la suite « séparé » de la chaîne varisque d'Europe occidentale par les remaniements dûs à l'ouverture de l'Océan Atlantique et à l'orogenèse alpine. Il constitue le fragment continu de socle varisque ouest européen le plus large, exposant une section complète de la chaîne varisque découpée en plusieurs unités tectonostratigraphiques. La partie sud de cet affleurement varisque comprenant trois grandes unités (la Zone Centrale Ibérique, la Zone d'Ossa Morena et la Zone Sud Portugaise) (Fig. 3) a fait l'objet de nombreuses études géophysiques afin de déterminer la structure interne lithosphérique à travers cette région (Prodehl et al. 1975 ; Banda et al. 1981 ; Simancas 2003 ; Carbonell et al. 2004 ; Palomeras et al. 2009 ; Pous et al. 2011). Les deux premières zones (Zone Centrale Ibérique et Zone d'Ossa Morena) représentent les zones internes de l'orogène alors que la Zone Sud Portugaise est un terrane distinct qui s'est amalgamé à la Zone d'Ossa Morena lors de la collision oblique varisque (Figueiras et al. 2002 ; Ribeiro et al. 2007). La sismique réfraction et réflexion grand-angle indique un Moho à plat à environ

31 km de profondeur dans la région sud du massif Hespéric (Banda et al. 1981 ; Palomeras et al. 2009) et l'acquisition d'un profil de sismique réflexion profonde, jusqu'à 20s, long de 303 km (Simancas et al. 2003) à travers cette même région y montre une croûte inférieure détachée d'une croûte supérieure imbriquée faillée et plissée (Simancas et al. 2003 ; Carbonell et al. 2004) ainsi que la présence d'un niveau de détachement au sein de la croûte moyenne (Simancas et al. 2003). Un tel niveau de décollement intracrustal représente une discontinuité mécanique qui pourrait avoir contrôlé la mise en place d'un corps fortement réfléctif épais et irrégulier identifié dans la croûte moyenne de la Zone d'Ossa Morena et interprété comme un corps/ sous-plaquage magmatique mafique par Simancas et al. (2003). L'existence de niveau de décollement majeur au sein de la croûte moyenne semble être confirmé par les études récentes magnétotellurique (Pous et al. 2011).

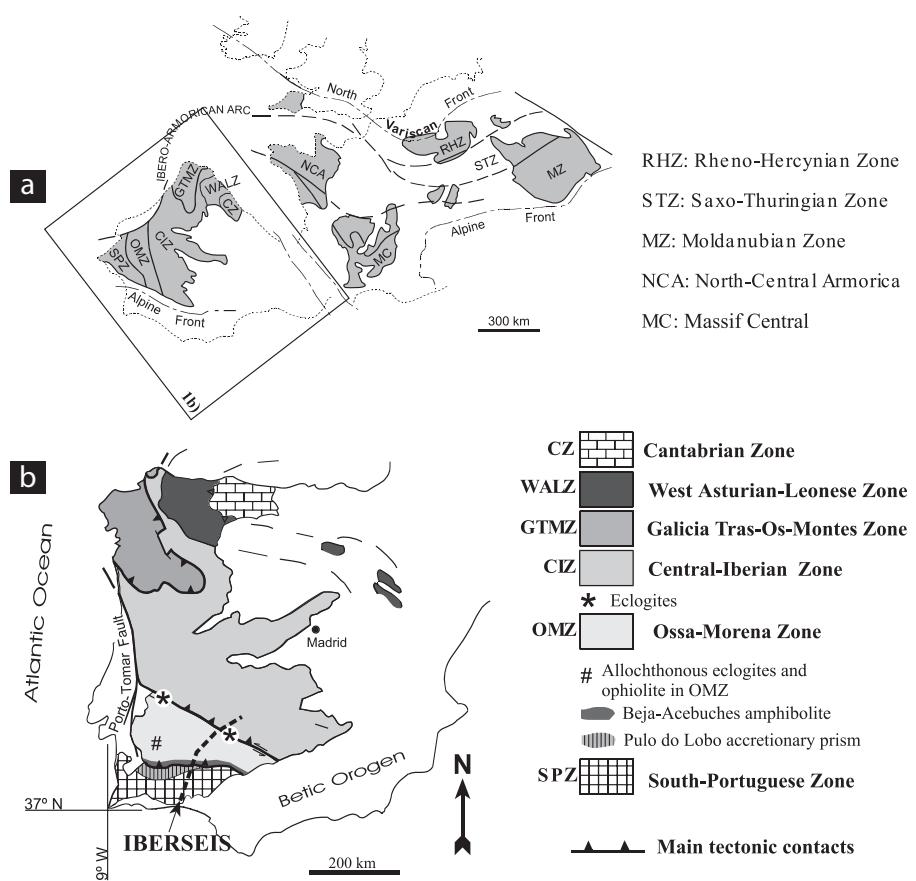


Figure 3. Carte tectonique de l'orogène varisque présentant les affleurements et principales divisions de la partie européenne de la chaîne (a), et la zonation du segment varisque de la péninsule ibérique (b) (Simancas et al. 2003).

Le socle des domaines les plus internes de l'orogène (Zone Centrale Ibérique et Zone d'Ossa Morena) semble y être identique, laissant penser que ces domaines crustaux ont été fortement remaniés et homogénéisés par les processus intenses tectono-thermiques de l'orogène varisque (Pous et al. 2011).

Le socle canadien de la marge de Terre Neuve est quant à lui situé au sein de la chaîne des Appalaches qui s'étend de Terre Neuve jusqu'à l'Alabama (King 1975) (Fig. 4). Au cours du Protérozoïque, le craton nord-américain de Laurentia s'est agrandi par l'accrétion d'une série de terranes (Hoffman 1989). Lors de la collision suivant la fermeture par subduction de l'océan Iapetus au Silurien, le terrane Avalonia est accrété à la Laurentia (Haworth & Keen 1979). Terre Neuve se situe géographiquement dans la zone Est du Canada qui correspondant à la partie extrême Nord de la chaîne des Appalaches. Le segment nord des Appalaches dont fait partie le socle de Terre Neuve, se distingue des segments sud et central par une déformation d'Ouest en Est et non d'Est en Ouest (Keller and Hatcher 1999). Le terrane Avalonia dont l'histoire géologique est complexe, constitue une grande partie du socle de Terre Neuve s'étendant du système de faille de Dover à l'Ouest jusqu'à Flemish Cap à l'Est. A terre ce terrane est composé de roches volcaniques acides et mafiques précambriniennes, recouvertes de calcaires cambro-ordoviciens et de séquences clastiques d'âge similaire (Hugh and Miller 1995). En mer, immédiatement à l'est de la côte, des roches datées du milieu à la fin du Paléozoïque ont été échantillonnées (Durling et al. 1987 ; Bell and Howie 1990) et la présence de roches de socle paléozoïque ainsi que de bassins mésozoïques ont été cartographiés au niveau des Grands Bancs (Bell and Howie 1990).

Le socle des marges Ibérie-Terre Neuve apparaît donc être constitué de roches paléozoïques mais également précambriniennes, les chaînes Varisque et des Appalaches s'étant développées sur un socle plus vieux constitué de roches métamorphiques et intrudé de batholithes de granitoïdes (Capdevila and Mougenot, 1988 ; Pinheiro et al. 1996).

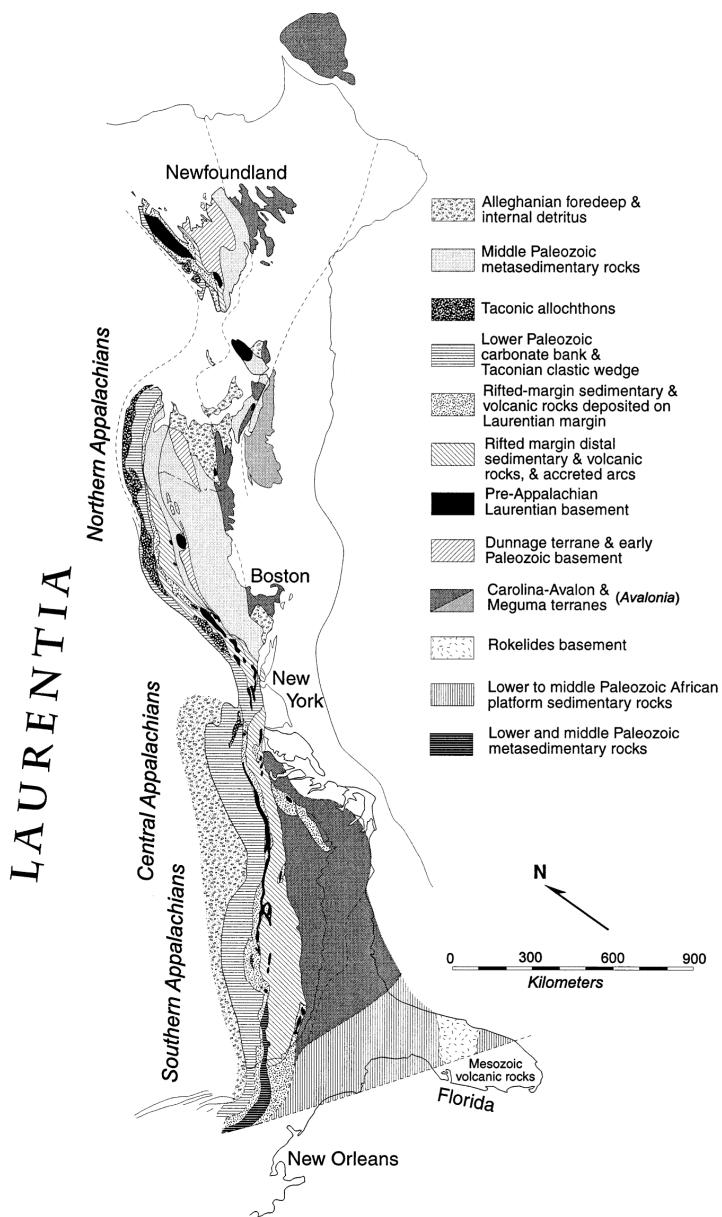


Figure 4. Carte tectonique de l'orogène des Appalaches (Kellet and Hatcher 1999).

b. Le rifting mésozoïque: du Trias au Crétacé

Au cours des temps mésozoïques différentes phases de rifting vont se succéder au sein de ce qui deviendra l'Océan Atlantique Nord par la séparation des plaques Ibérie et Eurasie de la plaque Amérique du Nord. Précédent cette ouverture océanique, les marges Ibérie-Terre Neuve ont connu globalement deux grandes phases d'extension (Tucholke and Sibuet 2007).

L'épisode de rifting initial au cours du Trias jusqu'au début du Jurassique a créé de nombreux bassins de type demi-graben de la région des Grands Bancs (Tankard et al. 1989)

tels que les bassins de Carson et de Jeanne d'Arc, ainsi que les bassins Interne de Galice et Lusitanien (Murrillas et al. 1990) le long de la marge Ibérique. Cependant, durant cette phase extensive qui n'a pas affecté le haut bathymétrique du Bonnet Flamand avant le Jurassique inférieur (Sibuet et al. 2007a), aucune séparation continentale ne se produit. Cette première extension lithosphérique est alors suivie d'une période non extensive permettant le dépôt d'une plateforme carbonatée avant la reprise de la seconde phase de rifting à partir du Jurassique moyen jusqu'au Crétacé inférieur. La seconde phase d'extension aboutit à la séparation de la croûte continentale dans un premier temps entre l'Ibérie centrale et les Grands Bancs, puis entre Galicia Bank et la marge Sud du Bonnet Flamand (Williams 1984; Tucholke *et al.* 1989; Grant & McAlpine 1990), conduisant à l'accrétion du plancher océanique liée à la formation de l'Océan Atlantique Nord autour de la limite Aptien/Albien (Tucholke and Sibuet 2007). Cette seconde phase de déformation extensive caractérisant la création et l'évolution des marges conjuguées Ibérie-Terre Neuve est donc au centre de ce travail de thèse. Jusqu'à présent l'évolution du rifting était principalement présentée comme se faisant du Sud vers le Nord (Srivastava et al. 1988 ; Murillas et al. 1990) de façon diachrone. Nous verrons que ce modèle d'évolution des marges Ibérie-Terre neuve peut être aujourd'hui remis en cause au travers des résultats de ce travail de thèse présentés et discutés dans l'article 2 du Chapitre 1.

c. Les épisodes compressifs cénozoïques

A la suite de ces événements extensifs, des épisodes compressifs cénozoïques ont affectés la marge Ibérique lors de l'Eocène-Oligocène et du Miocène (Masson et al. 1994). Ces événements tectoniques compressifs sont interprétés comme étant liés à la collision entre les plaques Ibérie, Europe et Afrique. Durant la période Campanien/Santonien à Oligocène se forme la chaîne Pyrénéo-Cantabrienne qui est suivie au Miocène par la déformation du domaine Bétique dans le Sud-Est de l'Espagne. Ces événements compressifs intervenant après le rifting affectent donc la marge Ibérique au travers de déformations compressives post-rift au sein des séquences sédimentaires. Au sein de la marge Ibérique ces deux phases compressives ne sont pas visibles de façon égale : la première phase est bien identifiable dans la Marge Profonde de Galice ainsi qu'au Nord et à l'Ouest du Banc de Galice alors qu'elle semble être masquée par la phase Miocène dans le reste de la marge (Boillot et al. 1989 ; Péron-Pinvidic 2007).

La partie sud-ouest de la marge Ibérique se situant juste au Nord de la zone de fracture des Azores-Gibraltar montre une déformation compressive significative depuis le milieu du Miocène (Mauffret et al. 1989 ; Sartori et al. 1994 ; Ribeiro et al. 1996). Cette déformation

compressive semble avoir été accommodée le long d'un arc d'environ 100 km de large et 150 km de long avec un front de compression ouest majeur identifié au niveau de la Plaine Abyssale du Tagus (Cunha et al. 2010) qui se prolongerait au Sud-Ouest par le front à la base des Bancs de Gorrige. A l'échelle globale des marges continentales de l'Atlantique Nord les phénomènes de déformation compressive récents post-rift sont bien documentés, notamment au sein des marges de Vøring, Møre, ou encore Rockall Trough (Lundin and Doré 2002; Doré 2008 ; Lundin and Doré 2011). Les études des épisodes compressifs au sein de la marge Ibérique ont mis en évidence la localisation préférentielle de la déformation compressive au niveau des zones de manteau exhumé (Masson et al. 1994 ; Péron-Pinvidic et al. 2008), ce qui semble être également le cas des autres marges de l'Atlantique Nord (Lundin and Doré 2011). Les structures ainsi que la stratigraphie observées actuellement dans les marges de l'Atlantique Nord représentent ainsi l'enregistrement des processus du rifting continental bien préservé. En raison de la bonne préservation des structures de rift, d'un remplissage sédimentaire relativement peu abondant et d'une absence d'événements magmatiques majeurs syn-rift, les marges Ibérie-Terre Neuve regroupent donc actuellement les meilleures conditions d'études des processus de rifting et de breakup ayant affecté les marges passives peu magmatiques.

3. Les données

L'étude des marges conjuguées Ibérie-Terre Neuve effectuée au cours de cette thèse a bénéficié de l'existence et de la disponibilité d'un très grand nombre de données de qualité. Ces marges disposent en effet d'un jeu de données variées et accessibles publiquement le plus large au monde. Ces données comprennent : des forages, des profils de sismique réflexion, des profils de sismique réfraction, ainsi que des cartes d'anomalies gravimétrique et magnétique. La diversité et la complémentarité de ces données ont ainsi permis une étude précise et représentative de ces marges.

a. Les forages

Les marges Ibérie-Terre Neuve sont les marges passives peu magmatiques comptant le plus grand nombre de forages au monde. La marge Ibérique a été échantillonnée à 16 reprises dans les sédiments ainsi que dans le socle, dont 5 sont situés dans la Marge Profonde de Galice et les 11 restants dans la Plaine Abyssale Ibérique Sud (Fig. 5b). Quatre expéditions en mer sont à l'origine de ces forages, DSDP (Deep See Drilling Project) et ODP (Ocean Drilling Program) :

- DSDP Leg 47B : Site 398 (Montadert et al. 1979)

-
- ODP Leg 103 : Sites 637, 638, 639, 640, et 641 (Sibuet et al. 1979 ; Boillot et al. 1987a)
 - ODP Leg 149 : Sites 898, 899, 900 et 901 (Sawyer et al. 1994)
 - ODP Leg 173 : Sites 1065, 1067, 1068, 1069, 1070 (Whitmarsh et al., 1998)

Du côté de la marge de Terre Neuve seuls deux forages ont été réalisés au cours de la campagne ODP Leg 210 forant la marge profonde à deux reprises : Sites 1276 et 1277 (Tucholke et al. 2004) (Fig. 5a).

Ces forages fournissent un très grand nombre d'informations aussi bien lithologiques, biostratigraphiques que géophysiques. Si ces résultats d'échantillonnages profonds ont pour certains permis de répondre à certaines questions, ils ont également introduit de nouveaux challenges quant à la compréhension de l'évolution spatiale et temporelle de ces marges.

b. La sismique réflexion

Les données de sismique réflexion offrent une bonne couverture de la marge Ibérique du fait du nombre important de lignes sismiques majoritairement orientées Est-Ouest mais également Nord-Sud (Fig. 5b). Les profils étudiés ont été acquis au cours de différentes campagnes :

- Le profil CAM 144 acquis en 1995 (Discovery 215 Working Group, 1998)
- Le profil Lusigal 12 (LG12) : acquis en 1990 (Beslier, 1996)
- Le profil IAM 9 (Pickup et al. 1996)
- Les profils ISE acquis en 1997 lors de la campagne Iberia Seismic Experiment (Henning et al. 2004)

Ces profils sont tous migrés en temps (S-Two Way Travel Time), cependant les profils ISE (1 à 30) présentent l'avantage d'être issus d'une même campagne et d'avoir subi des paramètres d'acquisition et de traitements identiques, ce qui n'est pas le cas des autres lignes sismiques. A ces données publiquement accessibles s'ajoute un profil de sismique réflexion unique jusque là non publié, également migré en temps, fourni par TGS-NOPEC : le profil TGS (Fig. 5b). Situé dans la Plaine Abyssale Ibérique Sud, il constitue le seul profil couvrant à la fois les parties proximale et distale de la marge Ibérique ayant été contraint par forage à la fois dans sa partie proximale (forage industriel dont les résultats sont présentés par Alves et al. 2006) et dans sa partie distale (forages ODP). La stratigraphie complète peut donc être suivie et identifiée clairement sur la sismique tout le long de la ligne créant ainsi un nouveau jeu de contraintes très précises sur l'évolution de la marge Ibérique.

La marge de Terre Neuve quant à elle a été étudié au travers des profils de réflexion SCREECH 1, 2, et 3 récemment acquis (Study of Continental Rifting and Extension on the Eastern Canadian sHelf) (Hopper et al., 2003; Schillington et al., 2006; Lau et al., 2006b) qui

s'étendent au sein du Bassin de Terre Neuve (Fig. 5a).

c. La sismique réfraction

De façon complémentaire à la sismique réflexion, des profils de sismique réfraction ont été acquis. Au sein de la marge de Terre Neuve les trois profils de réflexion SCREECH sont également disponibles en sismique réfraction (Fig. 5a). Le modèle de vitesse de la ligne SCREECH 1 a été réalisé par Funck et al. (2003), celui de la ligne SCREECH 2 par Van Avendonk et al. (2006), et celui de la ligne 3 par Lau et al. (2006a). Les données de réfraction disponibles sur la marge Ibérique sont nettement moins nombreuses que celles de réflexion. Les profils de réfraction considérés au cours de cette thèse pour la marge Ibérique sont (Fig. 5b):

- Le profil CAM 144 établi par Chian et al. (1999)
- Le profil IAM 9 : Dean et al. (2000)
- Le profil IAM 5 : Afilhado et al. (2008)
- Le profil ISE 1 : Zelt et al. (2003)
- Le profil ISE 9 : Clark et al. 2007
- Le profil ISE 17 : Pérez-Gussinyé et al. (2003)

L'apport complémentaire de la sismique réfraction est essentiel. En effet, la sismique réflexion permet de définir, lorsque la qualité de la sismique est suffisante, des structures majeures telles que le toit du socle ou encore des détachements traversant ce socle. Les forages quant à eux lorsqu'ils atteignent le socle ne le forent que de façon superficielle. Les profils de réfraction vont donc permettre de définir les différentes couches constituant le socle chacune étant caractérisée par des vitesses différentes, et de positionner le Moho séparant cette croûte du manteau sous-jacent.

Une synthèse des principales coupes de réfraction le long des marges Ibérie-Terre Neuve a été réalisée par Minshull (2008) dans le but de caractériser géophysiquement la transition océan-continent des marges passives peu magmatiques. Minshull propose notamment des critères de différenciation possibles afin de distinguer les roches mantelliques serpentinisées des roches mafiques sous-plaquées ayant toutes deux des vitesses similaires en sismique réfraction ($7,2\text{-}7,6 \text{ km.s}^{-1}$). Pour autant la distinction reste difficile car les marges passives peuvent présenter des caractéristiques à la fois de marges peu magmatiques et de

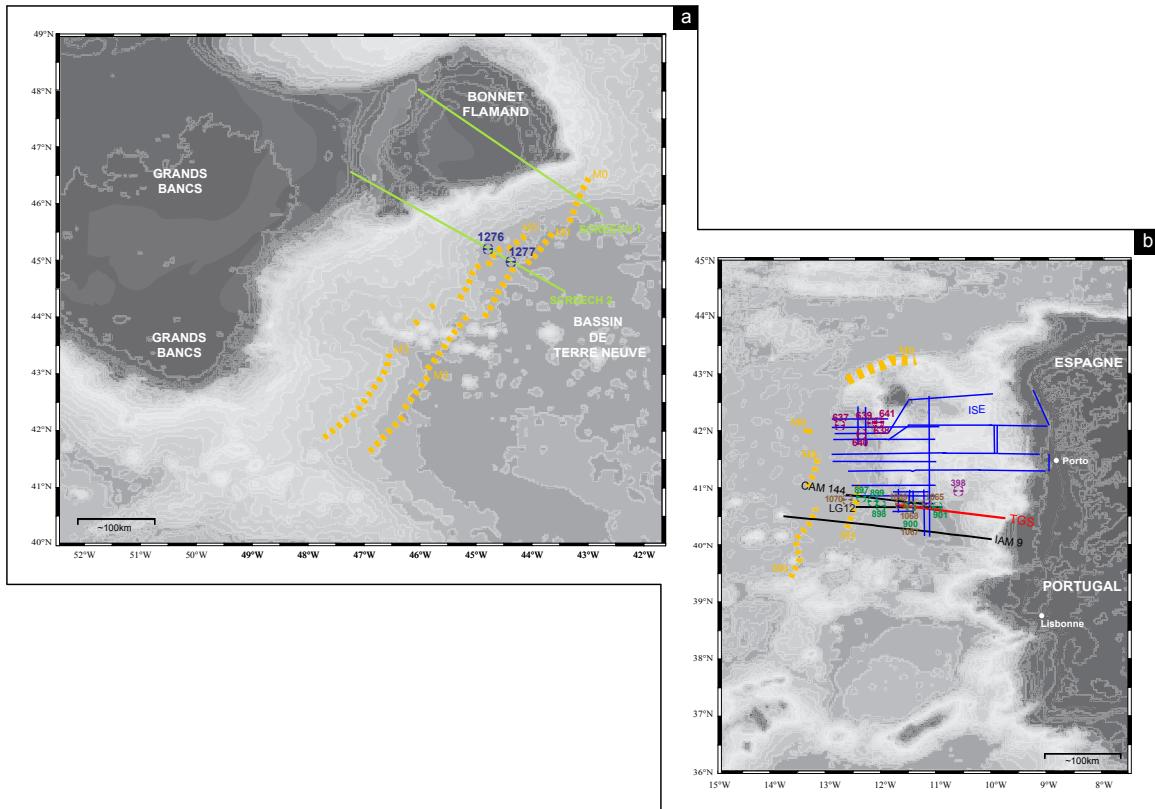


Figure 5. Localisation des données considérées au cours de ce travail de thèse le long des marges de Terre-Neuve (a) et Ibérique (b). Les traits pointillés jaunes correspondent aux anomalies magnétiques M0 et M3. Les traits continus indiquent la position des lignes de sismique réflexion et/ou réfraction: en vert clair les lignes Screech 1 et 2 de la marge de Terre Neuve; en bleu, les lignes ISE de la marge Ibérique; en rouge la ligne inédite TGS; en noir les lignes sismiques considérées issues de campagnes différentes. Les sites de forage sont représentés par les points: en bleu, ODP Leg 210; en violet, DSDP Leg 47b; en rose, ODP Leg 103; en vert, ODP Leg 149; en marron, ODP Leg 173.

marges magmatiques.

d. Les anomalies gravimétriques et magnétiques

Les données gravimétriques et magnétiques des deux marges conjuguées ont été étudiées (Fig. 6). Ces données ont été fournies par Total. L’identification et le pointé des anomalies magnétiques reste sujet à de nombreuses discussions, et plus particulièrement lorsqu’il s’agit de déterminer l’âge de la première accrétion de croûte océanique. Différentes interprétations ont ainsi été proposées faisant varier l’âge de la première croûte océanique dans la partie Sud de la marge Ibérique entre 131 (Russel and Whitmarsh 2003), 132 (Whitmarsh and Miles 1995), 133 (Pinheiro et al. 1992) et 142 Ma (Srivastava et al. 2000), et au Nord dans la marge de Galice entre 112 (Boillot et al. 1989) et 140 Ma (Wilson et al. 2001).

La source de ces anomalies magnétiques est elle aussi très débattue, et d’autant plus depuis l’identification d’anomalies non pas sur une croûte océanique mais sur du manteau

exhumé (Russel and Withmarsh 2003 ; Sibuet et al. 2007b) ou encore de la croûte continentale amincie (Funck et al. 2003). Etudiant la position de l'anomalie J interprétée comme le début de la séquence des anomalies magnétiques M, et identifiée dans le Bassin de Terre Neuve et dans la Plaine Abyssale Ibérique (Srivastava et al. 2000), Bronner et al. (2011) suggère une révision de la position de l’Ibérie par rapport à Terre Neuve au début du Crétacé. Leur étude montre que l'anomalie J ne correspond finalement pas au début de la séquence des anomalies magnétiques purement associées à l'accrétion océanique, suggérant qu'un évènement magmatique a déclenché le breakup continental et le début de l'accrétion océanique.

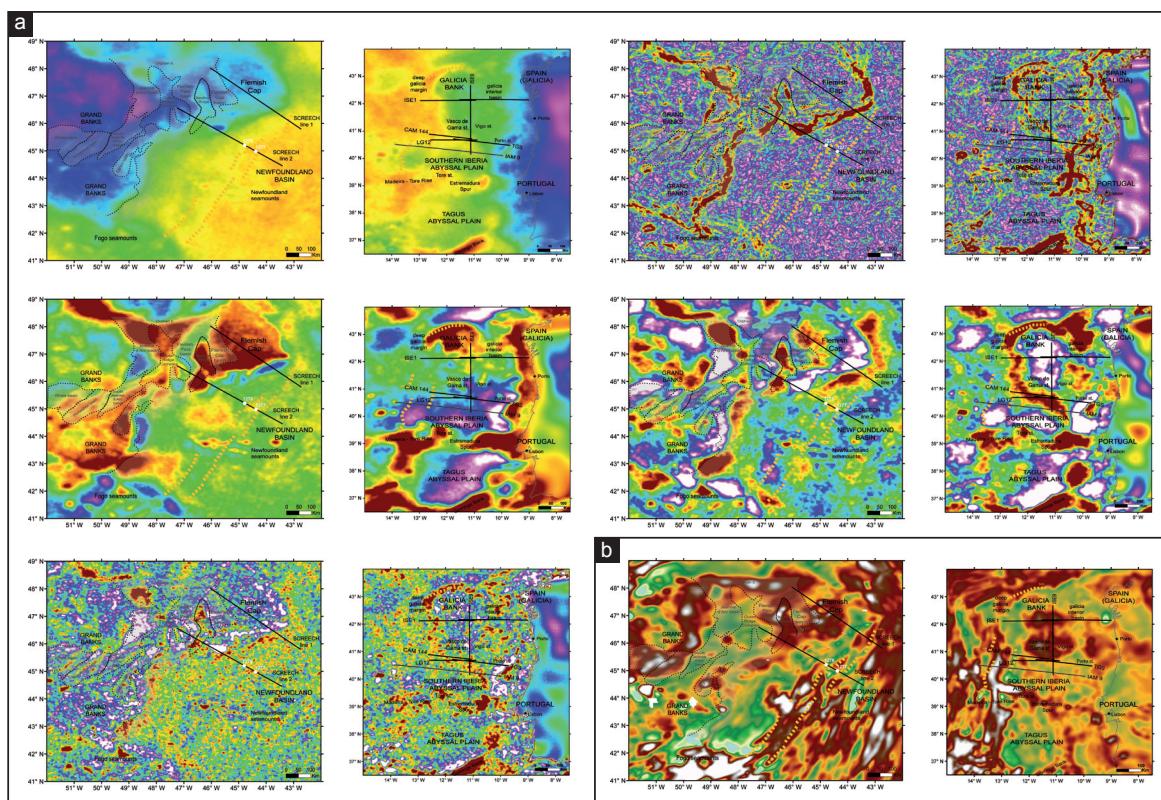


Figure 6. Cartes des anomalies gravimétriques avec filtres (a) et des anomalies magnétiques (b) des marges Ibérie-Terre Neuve.

4. Evolution des interprétations

a. Interprétation sismique

L'interprétation des données, en particulier celle des profils de sismique réflexion, a fortement évolué au fur et à mesure de l'acquisition de nouvelles données et par conséquent grâce aux nouvelles observations établies. L'apport complémentaire des résultats de forages et de sismique réfraction a joué un rôle fondamental dans l'interprétation de la structure des marges passives peu magmatiques et de leur évolution spatiale et temporelle.

Les premières interprétations illustraient les marges comme étant une simple juxtaposition de la croûte continentale et de la croûte océanique. La croûte continentale était découpée par des failles normales en blocs basculés venant buter contre la croûte océanique classique à trois niveaux. L'arrivée des résultats de forages a par la suite remis en question ces interprétations et introduit de nouvelles problématiques.

Afin d'illustrer ces importants changements le profil LG12 peut être considéré (Fig. 7). Acquise dans la Plaine Abyssale Ibérique Sud, cette ligne sismique a été forée directement à plusieurs reprises, et bénéficie également de la proximité d'autres forages pouvant être projetés (Fig. 7).

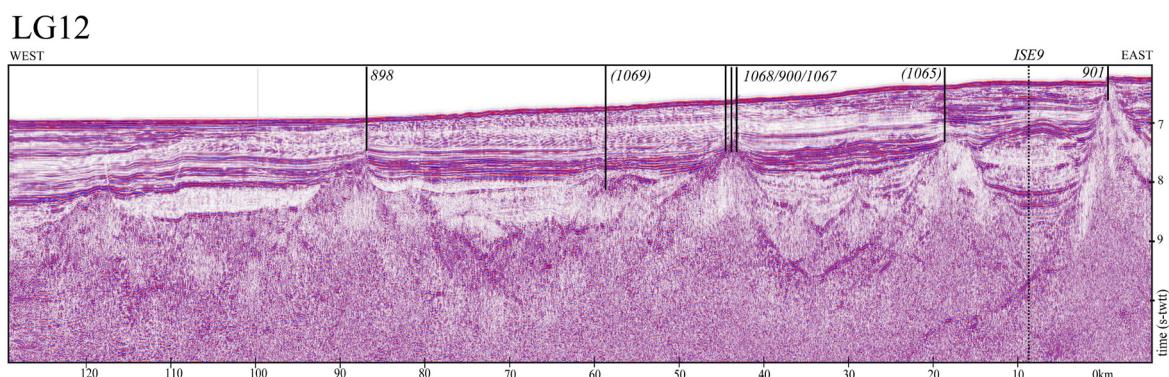


Figure 7. Profil de sismique réflexion Lusigal 12 (LG12) vierge migré en temps (S-TWTT) (Krawczyk et al. 1996), avec indication des forages directement à la verticale de la ligne ou projetés (indiqués entre parenthèses).

L'un des changements majeurs dans l'interprétation de la sismique réflexion est lié aux découvertes réalisées au sommet du haut bathymétrique Hobby High du LG12, foré à trois reprises (ODP Sites 1068, 900, 1067) (Fig. 7). Interprété sismiquement sans les connaissances de forages, ce haut semble correspondre à un bloc de croûte continentale basculé classique, identique à ceux interprétés par Le Pichon and Barbier en 1987 dans la marge passive armoricaine avant l'arrivée des forages des marges profondes (Fig. 8). Pourtant le Site 1068 révèle la présence de manteau serpentiniisé alors que des roches crustales profondes sont forées aux Sites 900 et 1067 (Fig. 9). Ces forages montrent ainsi que des roches profondes telles que du manteau ou de la croûte inférieure peuvent être exhumées et que la croûte peut être amincie de façon extrême. Dans la partie du LG12 considérée au départ comme océanique (Fig. 8), les forages projetés des Sites 897 et 898 ont échantillonné des périclites serpentiniisées (Fig. 9). Donc à partir du Site 1068 jusqu'aux forages plus distaux 897 et 898, la présence de manteau serpentiniisé est prouvée. Cependant entre ces deux zones de forages se trouve une structure que l'on peut identifier en premier lieu sismiquement comme un bloc crustal basculé (Fig. 8). Le forage du Site 1069 a permis de confirmer la nature de ce bloc qui est en effet constitué de croûte continentale et qui se situe donc au milieu d'une zone de manteau serpentiniisé (Fig. 9). Ce bloc ainsi isolé est interprété comme un allochtone (Whitmarsh et al. 2001). Aux vues des résultats de forages la transition océan-continent est apparue finalement plus complexe, contenant à la fois des zones de manteau serpentiniisé et des morceaux de croûte continentale. L'importance des résultats de forages dans l'interprétation des données sismiques est donc indéniable, apportant de nouvelles observations pour une meilleure contrainte de la nature du socle des marges ainsi que des réflecteurs intra-socle qui peuvent constituer des limites entre des domaines de nature différente comme en témoigne le LG12.

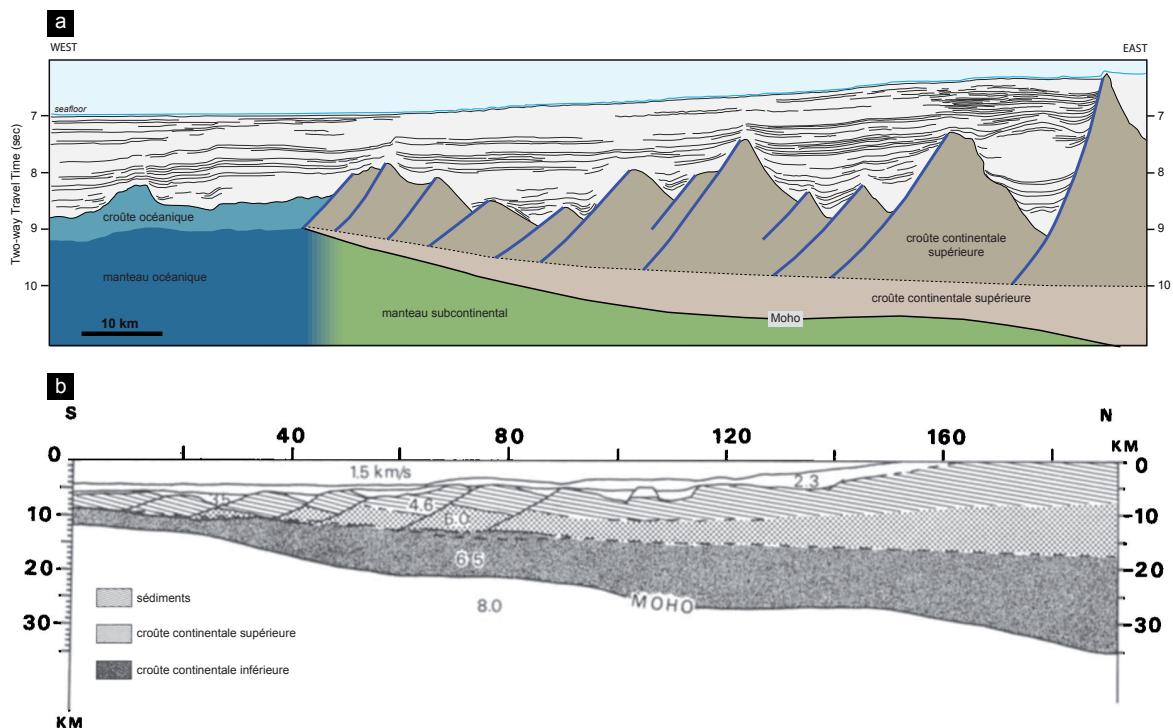


Figure 8. Interprétation possible du profil LG12 ne prenant pas en compte les données de forages, se basant uniquement sur la sismique réflexion (a), montrant une croûte continentale supérieure découpée en blocs basculés s'enracinant dans un niveau inférieur de manière semblable à l'interprétation de la marge nord du Golfe de Gascogne réalisée avant l'arrivée des forages de marges profondes (Le Pichon and Barbier 1987) (b).

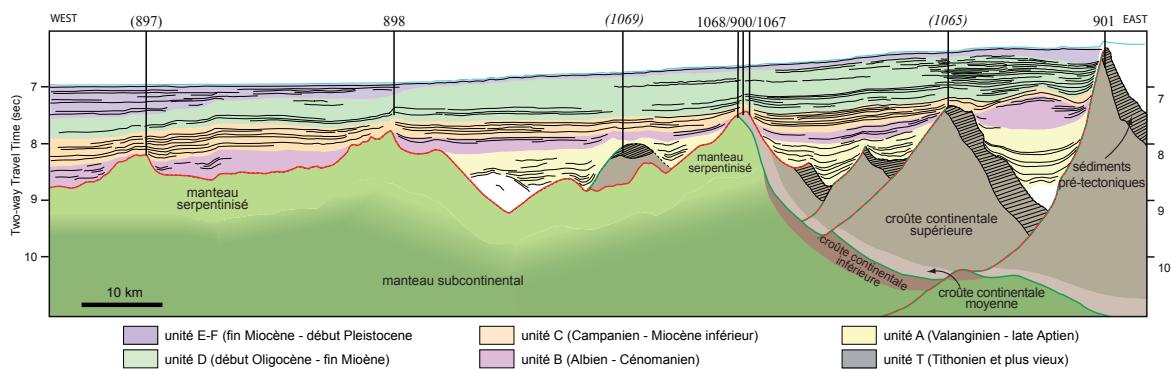


Figure 9. Interprétation du LG12 considérant l'ensemble des résultats de forages directement à la verticale de la ligne ou projetés car très proches (indiqués entre parenthèses) (d'après Péron-Pinvidic and Manatschal 2009).

L’interprétation des lignes de sismique réflexion dépend donc en grande partie de la connaissance de la nature des roches du socle. Cependant elle nécessite également l’identification de structures intra-socle permettant d’expliquer la position relative des différents types de roches les unes par rapport aux autres le long de la ligne sismique. Seulement, les profils de sismique réflexion n’offrent pas toujours une bonne visibilité de ces structures, ne permettent pas de contraindre avec certitude la nature ou la géométrie de ces structures, entraînant des variations d’interprétation d’un même profil. Même en bénéficiant d’une qualité sismique exceptionnelle une interprétation unique des structures de socle reste difficile, ainsi le LG12 a été interprété à plusieurs reprises. Beslier et al. (1995), Krawczyk et al. (1996), Whitmarsh et al. (2000) et Manatschal et al. (2001) en ont proposé différents modèles d’interprétation (Fig. 10). Cette fois le socle est alors découpé à l’aide de failles normales mais également par des failles de détachement. Certains de ces détachements présentent de fortes réflexions, tels que les réflecteurs L et H (Fig. 10), constituent des éléments de base communs à ces interprétations. Le réflecteur H remontant vers le sommet de Hobby High y est interprété comme la limite entre les roches crustales profondes et mantelliques forées à ce sommet alors que le réflecteur L est présenté comme une grande faille listrique partant du sommet du bloc foré par le Site ODP 901 et le bordant avant de s’aplatir en profondeur sous le bloc suivant. Ce réflecteur L est interprété par Beslier et al. (1995) comme étant l’équivalent du réflecteur S identifié au Nord ondulant à la base des blocs basculés distaux dans la marge de Galice (de Charpal et al. 1978 ; Boillot et al. 1988 ; Mauffret and Montadert 1987). La nature de ce fort réflecteur S de la marge de Galice a fait l’objet de nombreuses hypothèses : une transition cassant-ductile (de Charpal et al. 1978), une faille de détachement lithosphérique (Boillot et al. 1988 ; Winterer et al. 1988), la limite entre la croûte continentale et de périclases serpentinisées (Boillot et al. 1989), ou encore un détachement intracrustal (Sibuet 1992). En 1995 Reston montre qu’il s’agit d’un réflecteur continu qui correspondrait d’avantage à une faille de détachement, alors qu’en 2005 Leythaeuser et al. proposent à nouveau l’hypothèse d’une limite entre la croûte et le manteau serpentiniisé sous-jacent s’appuyant sur l’étude des vitesses sismiques et des densités.

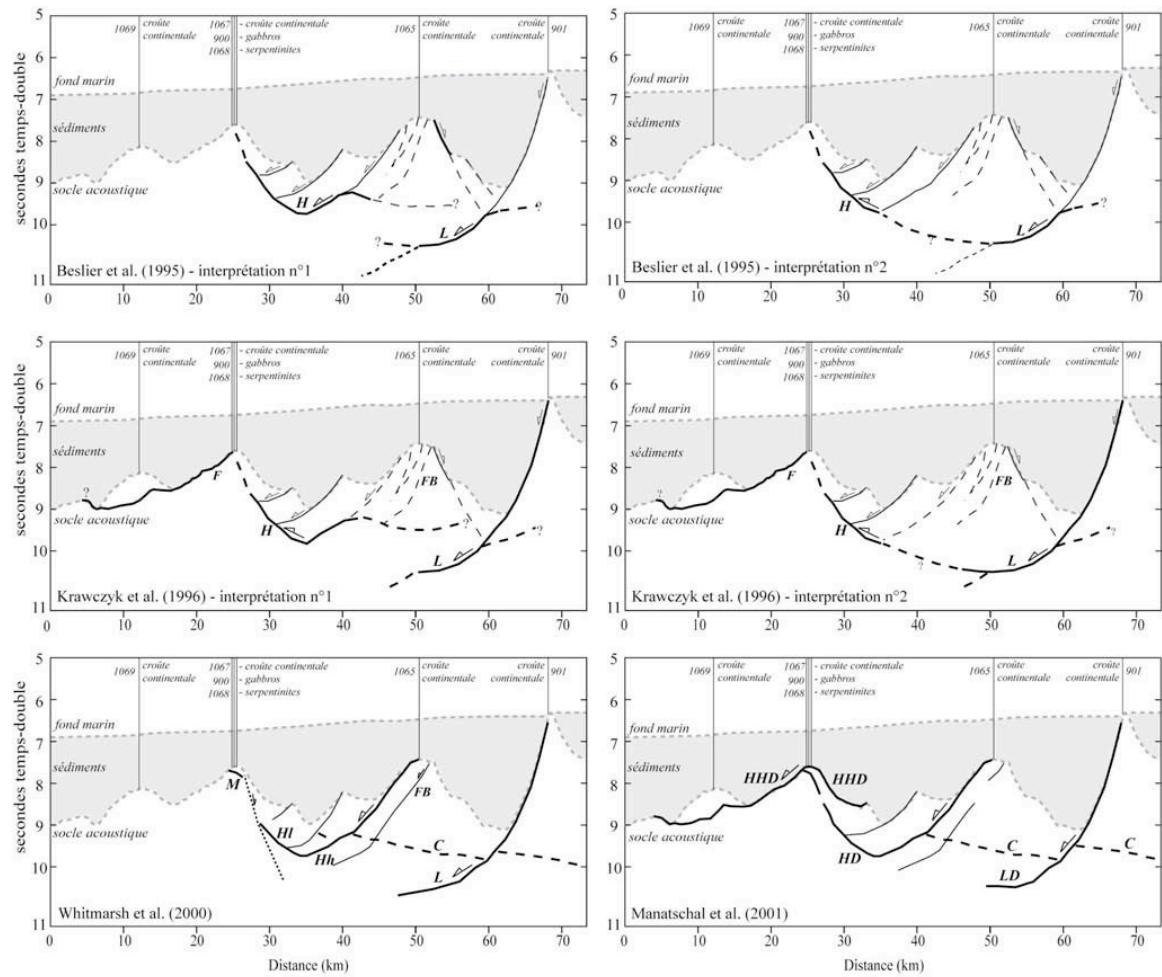


Figure 10. Représentation schématique des différents modèles d’interprétation du LG12 selon Beslier et al. (1995), Krawczyk et al. (1996), Whitmarsh et al. (2000) et Manatschal et al. (2001) (Péron-Pinvidic 2007).

Si les interprétations du LG12 ne diffèrent pas sur la nature du réflecteur L, elles divergent sur la terminaison ou la continuité de forts réflecteurs attribués à l’une ou l’autre faille ou encore sur la nature d’un réflecteur pointé, mais aussi sur la position des limites intra-crustales et entre croûte-manteau en profondeur. L’interprétation actuelle du LG12 (Fig. 9) est celle établie par Péron-Pinvidic and Manatschal en 2009 grâce à une cartographie 3D du socle et des réflecteurs au sein de la Plaine Abyssale Ibérique. Ces auteurs reprennent la nature et les limites des domaines de socle proposés par Manatschal et al. (2001) en précisant différents niveaux au sein de la croûte continentale. Les données de forage, qui sont donc indispensables comme nous l’avons vu pour contraindre de la nature du socle et en déduire une structure cohérente, permettent en premier lieu d’établir la stratigraphie de la marge. La connaissance de la nature et de l’âge des sédiments est cruciale pour une détermination de

l'histoire tectonique de la marge. Le long du LG12 il est alors possible d'établir la migration de la déformation grâce aux corrélations établies entre les faciès sismiques et les sédiments forés ponctuellement. Les sédiments syn-tectoniques remplissant les bassins du LG12 formés par le basculement des blocs crustaux se sont déposés du Valanginien à l'Aptien, alors que dès l'Albien la déformation a migré dans le domaine distal avec des sédiments syn-tectoniques se déposant sur le manteau exhumé (Péron-Pinvidic et al. 2007). Le Tableau 1 regroupe un certain nombre d'observations sur la nature des sédiments forés à différents endroits clés à travers la marge. Les résultats de forage des Sites ODP 1065, 1069 et 901 montrent plus particulièrement que la limite identifiée sismiquement comme le toit des blocs crustaux correspond en fait à la limite supérieure de sédiments pré-tectoniques datés au Tithonien (et/ou plus vieux) basculés avec le socle sous-jacent (Péron-Pinvidic et al. 2007). Cependant la stratigraphie établie grâce aux forages ODP reste très distale par rapport à l'ensemble de la marge ce qui conditionne l'interprétation des faciès sismiques et par conséquent son évolution temporelle. Grâce à l'étude de forages industriels Alves et al. (2006) ont pu établir une stratigraphie proximale détaillée le long d'un profil chevauchant le LG12 et se prolongeant dans son alignement dans le domaine proximal de la marge Ibérique (publication inédite de ce profil, TGS, dans l'article 1, cf. Chapitre 1). Ces auteurs identifient l'intervalle syn-tectonique de la marge proximale par la présence de structures de croissance qu'ils datent du début de l'Oxfordien au Berriasien, et qui représente donc l'équivalent temporel de la séquence pré-tectonique distale du Tithonien (et/ou plus vieux). L'intervalle syn-tectonique est donc plus jeune dans la marge distale, ce qu'une interprétation de sismique réflexion seule n'aurait pas permis de démontrer. L'interprétation sismique reste donc limitée ou mal contrainte sans l'apport de données complémentaires.

Tableau 1. Synthèse bibliographique des rapports de forages ODP Leg 47b, 103, 149, 173, et 210, présentant la nature des principales unités sédimentaires des marges Ibérie-Terre Neuve.

Site 1276 (1)	Site 1070 (2)	Site 897 (3)	Site 899 (3)	Site 1069 (2)	Site 1068 (2)	Site 1065 (2)	Site 901 (3)	Site 398 (4) (6)	Site 639 D (5)	Site 640 (5)
Unité 5C A.i., mésocarbonate, shite, granite, filon de dolérite, intrusion griseée.	Unité 3 A.i. limoneux, A.i. à d.c. et très argileux, craie limoneuse d'olomite.	Unité 4A Sédiments fins hémipelagiques à phlébotiques.	Unité 4A Brièches de sédimentites, argile indurée à débris calcaires, débris bioérosionniques.	Unité 4B Crête à nanofossiles, craie à d.c., avec des nanofossiles, et bryozoaires. Pélagiennes, turbidites, coulées boueuses (?) . Plaine abossale au-dessus de la CCD.	Unité 4B Gres dolomie, calcaire, argile indurée et débris calcaires.	Unité 4A Serpentinite, gabbos, silicate, argile indurée.	Unité 3 Sédiments fins à nanofossiles et argile limoneuse.	Unité 3 Argile noire, alternance de M.i. et argile noire, marne, craie.	Unité 3 Influence continentale, sédiments pélagiques.	Unité 3 Boue à nanofossiles à gleyage.
Unités 5C1 et 5C2 Filon de dolérite, intrusion griseée.	Unité 4 Crête à nanofossiles, craie à d.c., avec des nanofossiles, et bryozoaires. Pélagiennes, turbidites, coulées boueuses (?) . Plaine abossale au-dessus de la CCD.	Unité 4 Plaine abossale proche de la CCD.	Unité 4 Plaine abossale, coulées boueuses.	Unité 4A Brièches avec clastes de socle et matrice de craie.	Unité 4A Coulées boueuses.	Unité 4A Débris des hauts de socles adjacents et plus lointains.	Unité 4 Craie à nanofossiles. Pélagiennes, écoulement partiel.	Unité 4 Brièches à clastes de socle dans une matrice de sable et de limon, dans un calcaire grain fin et oxydotoxides de fer.	Unité 4 Calcaire argileux, calcaire, marne indurée, grès.	Unité 5 Plate-forme influence terrigène.
Albién	Apétien	Barremien	Hauterivien	Valanginien	Berrisien	Tithonien	Lithologie	Environnement de dépôt et facies	Unité 5 Calcaire argileux, calcaire, marne indurée, grès.	Unité 5 Plate-forme influence terrigène.
							<input type="checkbox"/> Limite d'âge inférieure ou supérieure hors tableau	<input type="checkbox"/> Limite d'âge incertaine	<input type="checkbox"/> Falaise active.	<input type="checkbox"/> Offshore shelf
							<input type="checkbox"/> A.i. = Argile indurée	<input type="checkbox"/> M.i. = Marne indurée	<input type="checkbox"/> Unité 2 Limon avec argile. Argile immonde avec débris de plantes, sable à d.c., peu débitante avec la calcite.	<input type="checkbox"/> Offshore shelf
							<input type="checkbox"/> P.b.h. = Pétrites bioturbées hémipelagiques	<input type="checkbox"/> d.c. = débris calcaires	<input type="checkbox"/> Unité 5A Morceaux de congénérants avec clastes de boudins de grès et tufaceux. Argiles. Peu profond, sédiments très hémipelagiques à physiolitiques.	<input type="checkbox"/> Offshore shelf
									<input type="checkbox"/> Unité 4C Blocs à clastes de socle, matrice de calcaire oxydotoxides et clastes de sable ouvres limons.	<input type="checkbox"/> Offshore shelf
									<input type="checkbox"/> Unité 5B Mésésiments (pélites, argiles) à calcaire et calcaire. Cimentation par calcaire.	<input type="checkbox"/> Offshore shelf
										Conglomérat possible.

Légende :

- Lithologie
 - Environnement de dépôt et facies
 - ? Limite d'âge incertaine
 - ? Limite d'âge inférieure ou supérieure hors tableau
- A.i. = Argile indurée
 M.i. = Marne indurée
 P.b.h. = Pétrites bioturbées hémipelagiques
 d.c. = débris calcaires
- (1) ODP Initial Reports Volume 210
 (2) ODP Initial Reports Volume 173
 (3) ODP Initial Reports Volume 149
 (4) ODP Initial Reports Volume 47b
 (5) ODP Initial Reports Volume 103
 (6) Montadert et al. 1979

b. Reconstruction paléogéographique

Parallèlement aux interprétations sismiques des marges conjuguées Ibérie-Terre Neuve, des reconstructions paléogéographiques de l’Océan Atlantique Nord ont été proposées. Se basant sur le positionnement des anomalies magnétiques océaniques et sur la segmentation des marges par les zones de fracture et transformantes, ces reconstructions cinématiques tentent de contraindre le mouvement et la déformation des plaques au cours du rifting. Cependant la majorité des reconstructions ne prennent pas en compte les nouvelles observations telles que les larges zones de manteau exhumé du fait de leur parution pré-observations (Masson and Miles 1984; Klitgord and Schouten 1986; Srivastava et al., 1988; Srivastava and Verhoef 1992; Malod and Mauffret 1990; Olivet 1996; Srivastava et al. 2000; Fidalgo-Gonzales 2001). Seul le modèle de Sibuet et al. (2007a) prend en compte une zone de transition constituée en partie de roches mantelliques serpentinisées. D’autre part l’identification des anomalies magnétiques océaniques n’est pas toujours évidente ou même possible : l’accretion océanique entre le Banc de Galice et les Grands Bancs s’est effectuée en partie au cours d’une période magnétiquement calme au Crétacé. Cette absence de pointé d’anomalie magnétique induit donc des divergences entre les modèles proposés. Bronner et al. (2011) suggèrent d’ailleurs la nécessité de revoir la position paléogéographique de l’Ibérie par rapport à Terre Neuve au cours du Crétacé inférieur en montrant que l’anomalie magnétique J ne se serait pas formée au cours de l’accretion océanique mais lors d’un événement magmatique associé à l’ouverture. D’autres incertitudes aboutissent également à des différences de reconstruction plus ou moins grandes. L’une d’elles est notamment liée à la considération du haut bathymétrique du Bonnet Flamand comme une microplaque. En effet la plaque ibérique est elle déjà considérée comme une microplaque qui aurait évolué indépendamment avant de se fixer à la plaque eurasienne au début de l’Oligocène. La rotation du Bonnet Flamand au large de la plateforme canadienne a été suggérée par plusieurs auteurs (Srivastava et al. 2000, Skogseid et al. 2003, Sibuet et al. 2007a) l’impliquant dans le développement du bassin d’Orphan. Cette rotation du Bonnet Flamand est reprise par Skogseid (2010) (Fig. 11) d’après l’étude en détail du bassin d’Orphan. Associé au phénomène de rotation des plaques, un problème majeur reste le choix du pôle de rotation qui, suivant sa position, peut engendrer au cours de la reconstruction des déformations très différentes.

Les paramètres très nombreux impliqués dans ces évolutions cinématiques étant plus ou moins variables car plus ou moins bien contraints, les reconstructions paléogéographiques restent donc actuellement difficiles à réaliser.

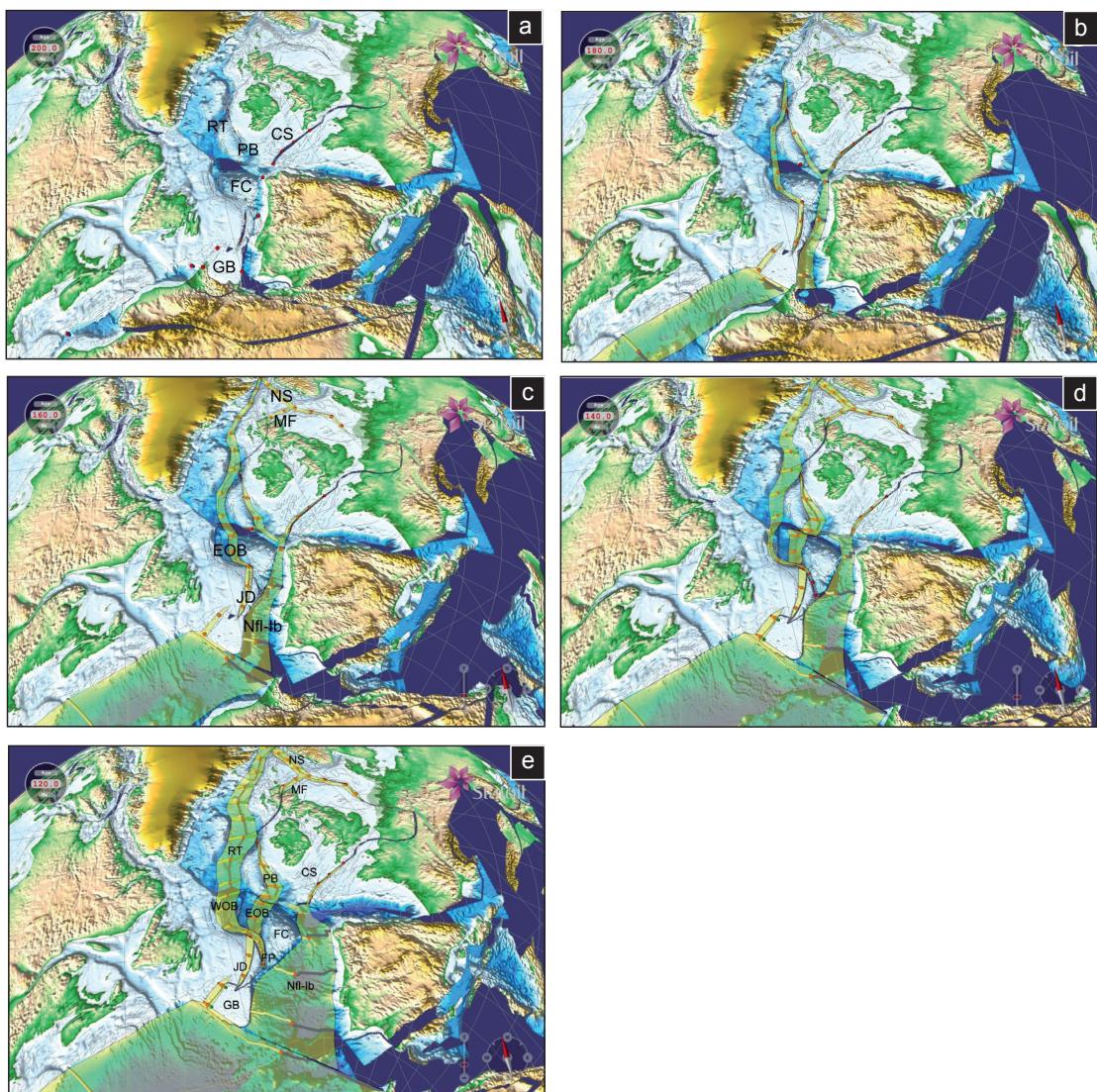


Figure 11. Modèle de reconstruction cinématique du mouvement des plaques au cours du rifting mésozoïque de l'Atlantique Nord à 200 Ma (a), 180 Ma (b), 160 Ma (c), 140 Ma (d) et 120 Ma (e). GB: Grand Banks; CS: Celtic Sea; EOB: East Orphan Basin; FC: Flemish Cap; JD: Jeanne d'Arc Basin; MF: Moray Firth Basin; Nfl-Ib: Newfoundland-Iberia rift zone; NS: North Sea Basin; RT: Rockall Trough; PB: Porcupine Basin (Skogseid 2010).

5. Problématique

Les nouvelles observations établies dans les marges Ibérie-Terre Neuve ont fait évoluer les connaissances des marges passives peu magmatiques de façon considérable. De nouveaux concepts et modèles ont été développés traduisant l'évolution polyphasée de ces marges au cours du rifting. Trois grandes phases d'extension semblent être à l'origine de l'architecture actuelle des marges (Lavier and Manatschal 2006): une phase d'étirement contrôlée par des failles normales découpe la croûte supérieure cassante en blocs basculés ; la croûte faillée est alors amincie voyant son épaisseur réduire de 30 à 10 km, ou moins, dans la partie la plus distale ; enfin une dernière phase mettant en jeu des détachements majeurs aboutit à l'exhumation de roches mantelliques et crustales profondes, formant les zones de manteau serpentiniisé mises en évidence par les forages.

Aujourd'hui les processus impliqués dans les phases d'étirement et d'exhumation apparaissent bien contraints et admis au sein de la communauté des marges. En effet, la phase d'étirement a pu être contrainte par l'étude de bassins proximaux où la croûte continentale est encore très épaisse (Lau et al. 2006a), alors que la phase d'exhumation est visible au sein de la partie distale des marges là où la croûte arrive à son point amincissement extrême. La zone de transition de la marge proximale vers la marge distale doit donc enregistrer l'amincissement de la croûte. Pourtant le passage d'une croûte normalement épaisse de 30 km à une croûte extrêmement amincie à moins de 10 km fait encore l'objet de nombreuses discussions. Cette incompréhension des mécanismes d'un tel amincissement soulève un grand nombre de questions :

Quels sont les processus qui contrôlent ou influencent la structure des marges passives peu magmatiques ?

Comment la croûte est-elle amincie à l'extrême, quels en sont les mécanismes ?

Est-il possible de contraindre dans le temps cette phase d'amincissement ?

Si cette identification des processus de l'évolution structurale et stratigraphique des marges passives est réalisable, peut-on quantifier l'extension créée lors de chaque phase ?

Peut-on proposer une restauration des marges conjuguées Ibérie-Terre Neuve en les ramenant

à une croûte initiale de 30 km ?

Les publications présentées dans les parties suivantes tentent ainsi de répondre à ces questions en établissant le lien manquant jusque là entre les connaissances des marges proximales et celles des marges distales.

B. Article n° 1

How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin?: insights from the Iberia margin.

Emilie Sutra and Gianreto Manatschal

IPGS-EOST/UdS-CNRS, 1 rue Blessig 67084 Strasbourg-Cedex, France

GEOLOGY, 2012; v. 40; no. 2; p. 139-142

doi:10.1130/G32786.1

ABSTRACT

The discovery of hyper-thinned continental crust and exhumed mantle on present-day deep-water rifted margins leads to two fundamental questions: 1) in detail, how does the crust thin in extension, and 2) what controls extreme crustal thinning and mantle exhumation? Reflection and refraction seismic lines across the Iberian margin show decoupling levels in the crust cut by structures that eventually transfer deformation to mantle levels. The region of decoupled extension appears to be more broadly distributed on the northern Iberian margin and more localized on the southern margin. Based on drill hole data, the transition from decoupled to coupled deformation occurred during the Tithonian (~145Ma). This evolution from decoupled to coupled deformation may help explain the crustal architecture of the Iberian margin. An apparent delay of subsidence across the hyper-extended coupled zone of the Iberian margin may indicate that crustal thinning had to occur simultaneously with lithospheric necking and the advection of heat related to lithospheric mantle thinning.

INTRODUCTION

Refraction seismic surveys along deep water rifted margins and failed continental rifts show that, in a number of cases, the crust is much more thinned than had been previously thought (e.g. the Rockall Trough and the Orphan, Porcupine and Møre basins; Lundin and Doré; 2011). Exactly how the crust thinned is not well understood due to the lack of drill hole data penetrating the deepest parts of rifted margins. In this paper, we use the Iberia margin, which is at present the only deep-water rifted margin where drilling has recovered basement rocks (ODP Legs 103, 149 and 173) to understand what controls extreme crustal thinning and mantle exhumation. Moreover, the lack of salt and minor syn- to post-rift magmatism enables us to image the crustal structure of the deepest parts of this rifted margin.

Huismans and Beaumont (2008) showed that, depending on the initial rheology and strain rate, crustal thinning may occur in a variety of ways, which may help to explain the different crustal architectures observed at present-day rifted margins. For the Iberia margin, Brun and Beslier (1996), Reston (2007), and Ranero and Pérez-Gussinyé (2010) proposed models that suggest that crustal thinning is either: 1) related to crustal flow, 2) produced by polyphase faulting, which helps to mask evidence of earlier extension events, or 3) related to sequential brittle faulting in which the crust is thinned by laterally migrating fault activity. All three models capture, despite of their differences, key observations that characterize the Iberia margin. Based on new and existing seismic, gravity and well data, we discuss the structural style, timing, and controls on extreme crustal thinning along the Iberia margin.

DATA USED IN THIS STUDY

The Western Iberia margin is considered the type example of a magma-poor rifted margin. This is due to the high density and quality of refraction and reflection seismic data and drill hole data, all of which were used in this study (Fig. 1). In this paper, we selected two key seismic lines; a new seismic reflection line, courtesy of TGS, across the southern Iberia Abyssal Plain, and to the north, a second one reflection line from the Galicia Bank (ISE1) (Figs. 1, 2 and 3). A third seismic line is shown in the GSA Data Repository (Fig. DR1).

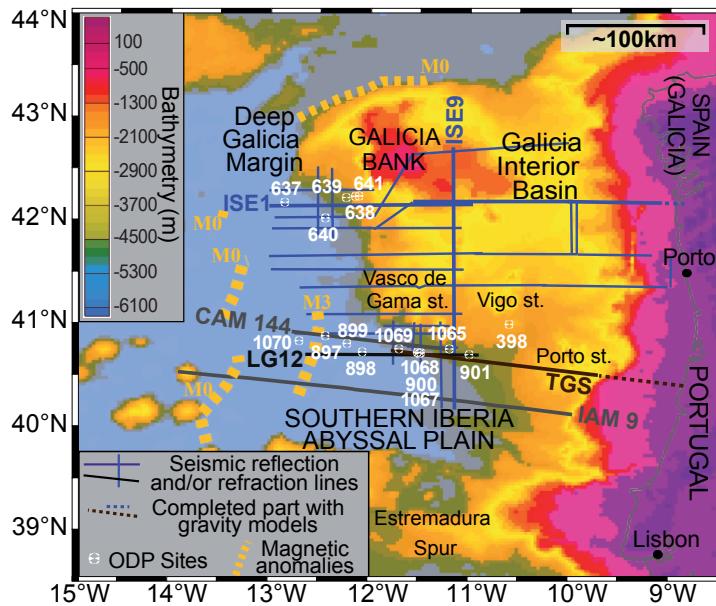


Figure 1. Bathymetric map of the Iberia margin with the location of the principal lines and drill hole data discussed in the paper. Reflection seismic lines: ISE (blue lines) (Henning et al. 2004), LG12 (Groupe Galice, 1979; Beslier, 1996), CAM 144 (Discovery 215 Working Group, 1998) and a TGS line (courtesy of TGS). Refraction seismic lines: ISE1 (Zelt et al., 2003; same trace like ISE1 reflection line), and IAM 9 (Dean et al. 2000; parallel to the TGS reflection line). Numbers refer to ODP drill holes: Sites 637, 638, 639, 640, and 641 (ODP Leg 103: Boillot et al., 1987), Sites 898, 900, 901 (ODP Leg 149: Sawyer et al. 1994), and Sites 1065, 1067, 1068, 1069 (ODP Leg 173: Whitmarsh et al., 1998).

CRUSTAL STRUCTURE AND THE TIMING OF CRUSTAL THINNING

The architecture and bulk thinning of the continental crust across the Iberia margin are well imaged in the ISE 1 and IAM 9 seismic refraction sections (Zelt et al., 2003; Dean et al. 2000; Fig. 2). Assuming that the surface of the continental crust is conserved during rifting, the amount of total extension can be determined by restoring the section back to its initial crustal thickness (Fig. 2). Such a simple restoration assumes that: 1) top-base ment can be identified and represents the top of a crystalline crust, 2) the crust had an homogeneous thickness and was thermally equilibrated before the onset of rifting; 3) velocities of approx. 7.9 km.s^{-1} correspond to the mantle; and 4) the crust did not thin or thicken by processes other than extensional deformation (i.e., assuming that magmatic additions, serpentinization, or erosion were not important).

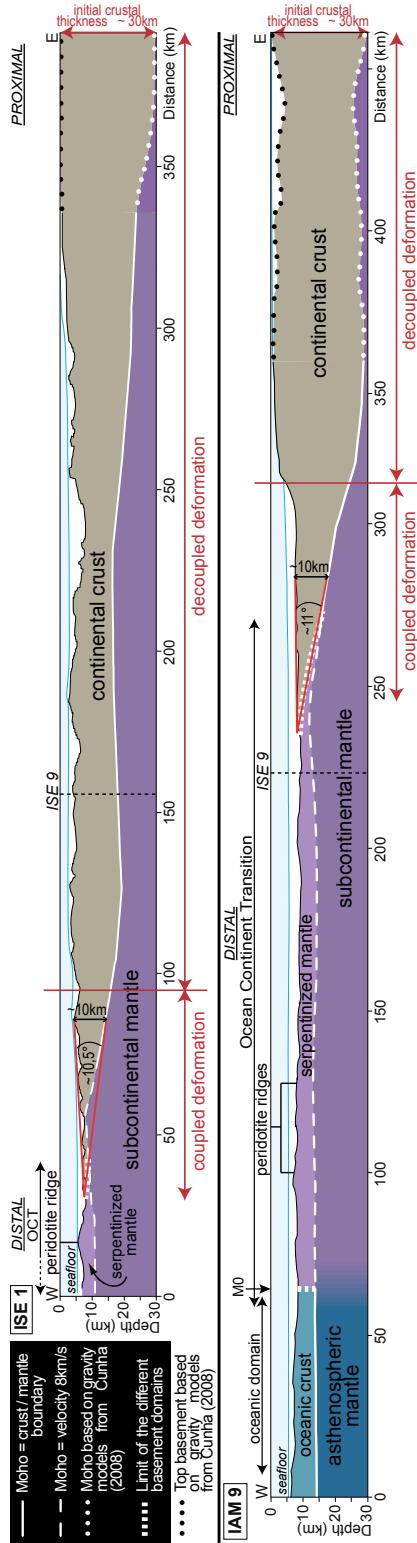


Figure 2. Seismic refraction lines ISE 1 (above: from Zelt et al. 2003) and IAM 9 (below; Dean et al. 2000). Lines show the architecture of the continental crust and the zones of decoupled/coupled deformation. Angle of the crustal wedge at the oceanward termination of the crust is indicated by the red triangle.

In the ISE 1 and IAM 9 seismic refraction sections (Fig. 2), the top of the crystalline basement can be identified. Based on the work of Dean et al. (2000) we can also identify the crust-mantle boundary and thus Moho topography. The petrological crust-mantle boundary corresponds to strong reflections, the “H” reflection in the Abyssal Plain and the “S” reflection in the deep Galicia margin (Reston et al. 1996). Mapping these reflections enables us to define the oceanward limit of continental crust (Fig. 3). The lack of evidence for both significant magmatic underplating and for surface erosion confirms that the observed crustal thickness shown in Fig. 2 is primarily related to extensional deformation. A key observation is that the zone of decoupled extension, accommodating crustal deformation in the ductile layer of the crust, is widely distributed in the ISE 1 seismic section and narrowly distributed in the IAM 9 seismic section, thus showing significant variations in width and total extension along strike. In contrast, the width of the brittle crustal wedge in the distal margin is surprisingly constant along the whole margin (Figs. 2 and 4).

The TGS seismic line shown in Fig. 3b is one of the rare seismic sections where the syntectonic stratigraphy can be mapped in the proximal margin and has been drilled at various locations along the hyper-extended distal margin. Previous studies by Alves et al. (2006) showed that the “syn-tectonic” sequence in the proximal margin can be defined by growth structures dated as Early Oxfordian to Berriasian. In contrast, time equivalent units drilled in the distal part of the section (ODP Sites 901, 1065) are clearly “pre-tectonic”, whereas the units showing growth structures have been dated as Berriasian to Aptian (e.g., unit A of Péron-Pinvidic et al. 2007). The “syn-tectonic” interval is thus diachronous and younger in the distal margin. Moreover, as shown by Péron-Pinvidic et al. (2007), the “syn-tectonic” sequence in the distal margin overlies exhumed crustal and mantle rocks, indicating that the crust had to be substantially thinned in the brittle regime when this sequence was deposited (Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009). These observations suggest that major thinning of the crust had to occur during or shortly after the Tithonian. Without drill hole data and only based on classical uniform rift models, the “syn-rift” sequences in the distal margin would have been interpreted as Early Oxfordian to Berriasian, which is the age determined along the proximal margin (Alves et al. 2006).

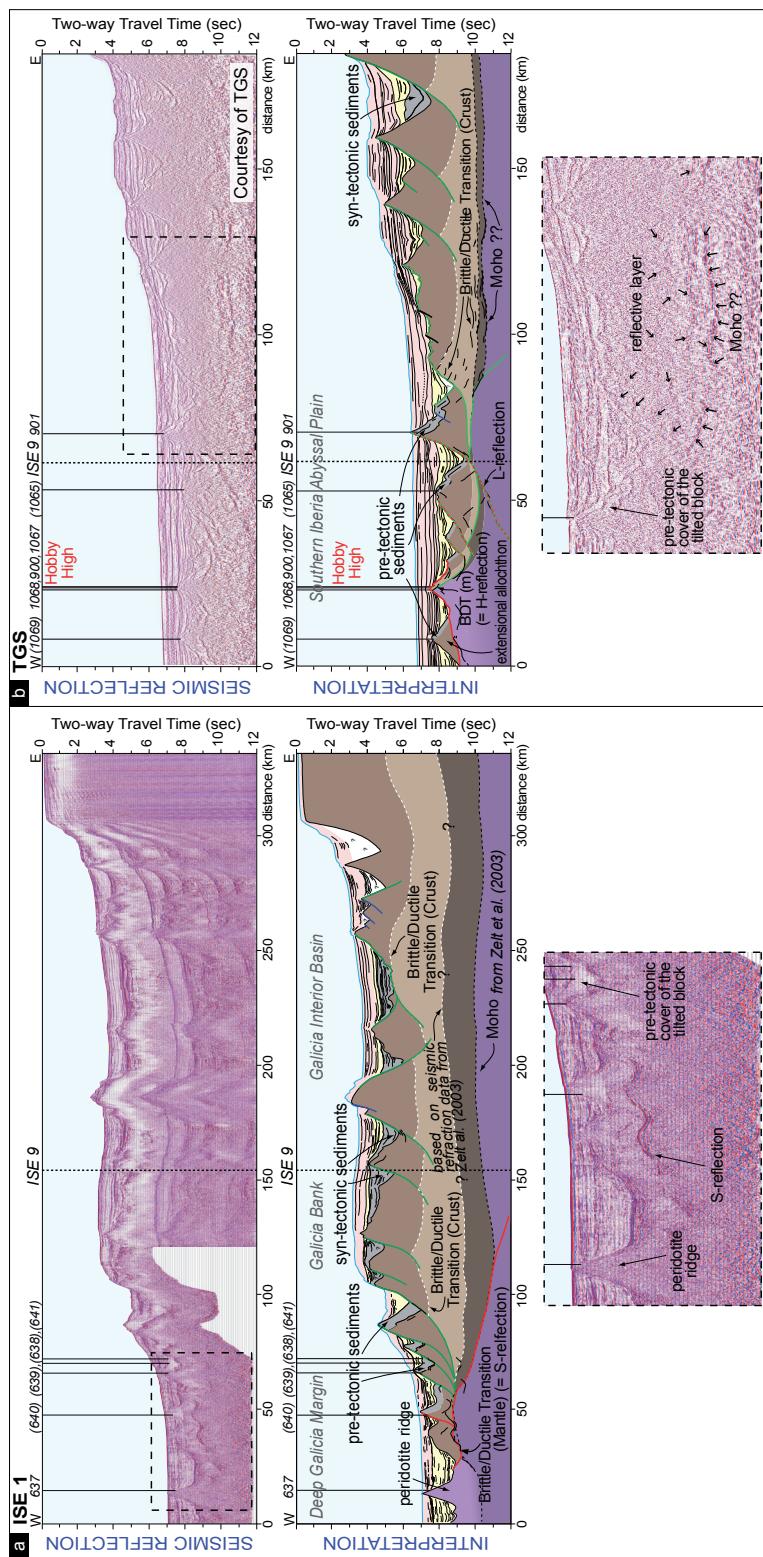


Figure 3. Seismic reflection lines and interpretations of ISE 1 line (a) and TGS line (b); (ISE 1: Egan and Meredith, 2007; TGS: courtesy of TGS). Sedimentary units were defined using ODP drilling results and seismic facies correlations based on the work of Péron-Pinvidic et al. (2007) and Alves et al. (2006).

STRUCTURES RELATED TO CRUSTAL THINNING

In the southern seismic section (TSG line, Fig. 3b), reflective layers between 9-10 secs (TWT) can be observed beneath upper crustal tilted blocks in both the proximal and distal margins. The size of the upper crustal blocks decreases oceanward, resulting in a smoother top-basement topography. In the proximal margin, the high-angle faults bounding the tilted blocks do not displace the lower crustal reflective layers (Fig. 3b). Therefore, we interpret the top of the reflective layer in Fig. 3b as a Brittle Ductile Transition located within the mid-lower crust ($BDT_{(C)}$) (Fig. 3b). Oceanward, the reflective layer ($BDT_{(C)}$) approaches the top of the basement and is eventually truncated by strong, downward concave reflectors. Along this reflector, the upper brittle crust wedges out and deeper crustal levels are exhumed and onlapped by sediments. This observation suggests the existence of a top-basement detachment fault responsible for the exhumation of the $BDT_{(C)}$ and the thinning of the crust to less than 10 km. Further oceanward, another strong reflector, the H-reflector, occurs beneath tilted blocks (e.g., ODP Site 1065), but rises beneath Hobby High where it intersects the top of the basement (Fig. 3b). Drilling of lower crustal rocks in the hanging wall block (ODP Sites 900 and 1067) and serpentinized mantle in the footwall block (ODP Site 1068) indicates that the H-reflector corresponds to the top of serpentinized mantle. Because high-angle faults bounding the tilted blocks between Site 1065 and Hobby High sole out in the H-reflector, we interpret this reflection as a Brittle Ductile Transition in the mantle ($BDT_{(m)}$) (Fig. 3).

In the ISE1 seismic section on the north Iberia margin, the structures related to crustal thinning are not well imaged (Fig. 3a). However, an oceanward decrease in the size of the tilted blocks, with two distinct, abrupt transitions is observed and analogous with the TGS section. We interpret the decrease in block size as related to structures that cut and exhume intra-crustal decoupling level(s) (e.g., $BDT_{(c)}$) and eventually transfers deformation into the mantle (e.g., $BDT_{(m)}$) leading to eventual mantle exhumation at the seafloor (Fig. 4).

Thus, despite the different total amount of extension accommodated along the two seismic lines shown in Figs. 2 and 3, the structures related to thinning are comparable. Moreover, both seismic lines are characterized by exhumed serpentinized mantle (see ODP Sites 637 and 1068) and strong reflections representing the crust-mantle boundary (e.g. “H” and “S” reflections; Reston et al. 1996) (Fig. 3).

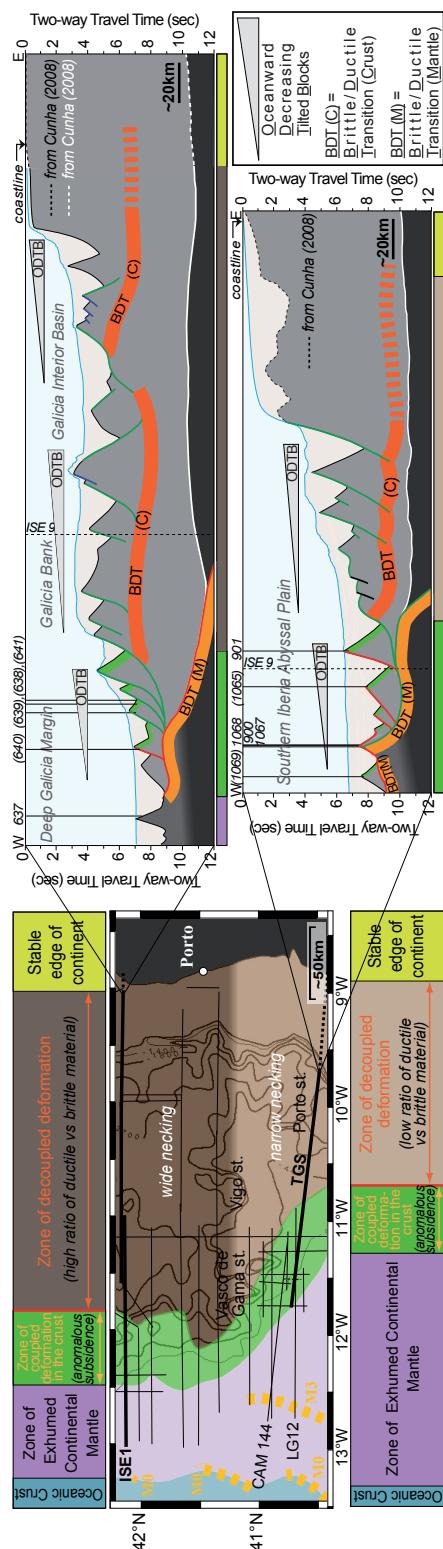


Figure 4. Map showing the different structural zones across the northwestern Iberia margin and two sections across the northern and southern parts of the map showing the main structural architecture along the margin. The occurrence of a structurally well-defined zone (in green) of constant width along the distal margin, corresponding to the transition from decoupled to coupled deformation and showing an anomalous subsidence history (see text for details), contrasts with a zone of variable extension (wide in the north and narrow in the south) in the proximal part of the margin.

DISCUSSION

Based on drill hole, refraction, and reflection seismic data from the Iberia margin, we show that the architecture and strain distribution related to crustal thinning changes over relatively short distances along the margin (Fig. 4). Our observations show that major mappable structural boundaries correspond to the location where structures cut and exhume decoupling level(s) in the crust (e.g., $BDT_{(c)}$) and eventually transfers deformation to deeper levels in the mantle (e.g., $BDT_{(m)}$; Fig. 4). In the TGS and ISE1 seismic sections (Fig. 3), this occurs at the location where the $BDT_{(c)}$ is exhumed from beneath tilted upper crustal blocks and where a new cycle of Oceanward Decreasing Tilted Blocks (ODTB) initiates (Fig. 4). Each of these cycles terminates with the exhumation of former decoupling horizons (e.g., BDT in Fig. 4). The major difference between the two seismic sections is related to the total amount of extension necessary to eliminate or “thin out” ductile layers in the crust. Therefore, a likely candidate to control extension width and total amount of extension leading to mantle exhumation is the relative ratio of brittle and ductile layers in the crust before the onset of rifting. This ratio depends mainly on the thermal, compositional or structural inheritance of the crust, which in the case of the Iberia margin, is controlled by the Variscan orogeny (Díaz and Gallart 2009). Deformation during final mantle exhumation depends mainly on the accessibility of fluids driving mantle serpentinization (Cannat et al. 2009) and resulting in a new decoupling horizon at the top of the mantle (e.g., $BDT_{(m)}$ in Fig. 4).

Our observations show that sequential faulting as described by Ranero and Pérez-Gussinyé (2010) may occur and can explain partly the evolution of the Iberia margin. Thinning, exhumation, and cooling of ductile levels (BDT in Fig. 4) during rifting eventually limits their capacity to decouple deformation and results in a transfer of brittle deformation to deeper crustal and mantle levels. This evolution from decoupled to coupled deformation is initially dependent on the inherited crustal structure and may explain the crustal architecture of magma-poor rifted margins. On a smaller scale, deformation in the brittle layers may be more complex and polyphase brittle faulting may explain deformation at a sub-seismic scale (e.g., Reston 2007). On a larger scale, the major control on extension in the crust is the presence of ductile layers and their interactions with brittle layers as discussed by Brun and Beslier (1996). However, in contrast to their model, the rheological evolution of these layers in magma-poor rifted margins depends, in particular during final rifting, on the access of fluids leading to the serpentinization and weakening of the uppermost mantle. On the scale of the Iberia margin, Whitmarsh et al. (1990) suggested the occurrence of a transform fault separating the more extended northern part (Galicia Bank) from the less extended southern part (Iberia

Abyssal Plain). However, this interpretation appears to be inconsistent with our data in which there is no evidence for such structures (see Fig. DR1 in the GSA Data Repository). The observation that the coupled deformation extends along the whole margin without showing changes in width, argues against a transform fault system (Fig. 4). However, how the strain is accommodated between domains of variable extension (e.g., northern and southern domains in Fig. 4) is as yet unclear.

Another still controversial point is related to the paleo-water depth of hyper-extended domains. Although the Tithonian shallow marine carbonates drilled at ODP Sites 639D are presently at a depth consistent with the limited thickness of underlying crust, their shallow depositional environment suggests that major subsidence post-dated major crustal thinning. Hypothesising the existence of dynamic topography to explain this delay, as proposed by Crosby et al. (2008), is rejected since there is no evidence for concomitant uplift and erosion of the proximal margins. Therefore, we assume that major crustal thinning was linked with depth-dependent thinning of the lithospheric mantle relative to the crust (Kusznir and Karner 2007; Huismans and Beaumont 2011). Thus, in contrast to previous models, we propose that progressive weakening of the mantle by lithospheric thinning and serpentinization may control the observed localization and migration of deformation towards the area of final breakup.

CONCLUSION

We investigated drill hole data and seismic reflection and refraction sections across the northwest Iberia margin with the aim to understand where, when and how the crust underwent extreme crustal thinning. Along the two sections presented in this study, rifting overprints thermally equilibrated Variscan lithosphere and results in exhumation of the subcontinental mantle. Despite these similarities, the two sections look surprisingly different, especially in terms of width. Based on mapping structures that cut intracrustal decoupling levels (e.g. BDT_(c) Fig. 4) that ultimately transfer deformation into the mantle, we were able to distinguish between decoupled and coupled extension on a crustal scale. The most interesting observation is that the decoupled extension phase varies significantly in width and total extension along the margin, while the coupled brittle phase is nearly the same along the margin. This leads to the conclusion that the different domains can characterize magma-poor rifted margins, which in turn are related to the tectonic and therefore rheological evolution of the margin. Key factors in controlling this evolution are the initial thermal state, inherited composition, and the access of fluids during the final stages of rifting.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors acknowledge TGS-NOPEC for the permission to publish the TGS seismic reflection line. We also would like to thank Patrick Unternehr, Garry Karner, Chris Johnson, Marco Beltrando and Patience Cowie for their comments on this work, and Per Terje Osmundsen, Tim Minshull and an anonymous reviewer for their constructive reviews. This work was supported by TOTAL.

REFERENCES CITED

- Alves, T. M., Moita, C., Sandnes, F., Cunha, T., Monteiro, J. H., and Pinheiro, L. M., 2006, Mesozoic–Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 90, p. 31-60.
- Beslier, M. O., 1996, Data report: Seismic line LG12 in the Iberia Abyssal Plain, Proc. ODP, Sci. Results, v. 149, p. 737–739.
- Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A. W., et al., 1987: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, v. 103, Ocean Drilling Program, College Station, Tex.
- Brun, J.P., Beslier, M.-O., 1996, Mantle exhumation at passive margins: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 142, p. 161-173.
- Cannat, M., Manatschal, G., Sauter, D., and Péron-Pinvidic, G., 2009, Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges?: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 341, p. 406–427.
- Crosby, A., White, N., Edwards, G., Shillington, D. J., 2008, Depth, age and dynamic topography of oceanic lithosphere beneath heavily sedimented Atlantic margins: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 273, p. 214-226.
- Cunha, T., 2008, Gravity anomalies, flexure, and the thermal and mechanical evolution of the West Iberia Margin and its conjugate of Newfoundland. PhD Thesis, Department of Earth Sciences, Oxford University.
- Dean, S.M., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B. & Louden, K.E., 2000, Deep structure of the ocean-continent transition in the Southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20' N: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 5859-5885.
- Díaz, J., and Gallart J., 2009, Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: A new compilation of deep seismic sounding results: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 173, p.181–190.
- Discovery 215 Working Group, 1998, Deep structure in the vicinity of the ocean-continent transition zone under the Southern Iberia Abyssal Plain: *Geology*, v. 26, p. 743 – 746.
- Egan, S.S., & Meredith, D.J., 2007, A kinematic modeling approach to lithosphere deformation and basin formation: application to the Black Sea. In Karner, G.D., Manatschal, G., & Pinheiro, L.M. (eds), *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*: Geological Society, London, Special Publications, v. 282, p. 173–198.
- Groupe Galice, 1979, The continental margin off Galicia and Portugal: Acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy, and structural evolution: *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, v. 47, Part 2, p. 633 – 662.
- Henning, A.T., Sawyer, D.S. & Templeton, D.S., 2004, Exhumed upper mantle within the ocean-continent transition of the Northern West Iberia margin: evidence from prestack depth migration

- and total tectonic subsidence analyses: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, B05103, 1029/2003JB002526.
- Huismans, R. S., and Beaumont, C., 2008, Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension: *The Geological Society of America*, v. 36, p. 1633-166.
- Huismans, R. S., and Beaumont, C., 2011, Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins: *Nature*, v. 473, p. 74-78.
- Kuszniir, N.J., and Karner, G.D., 2007, Continental lithospheric thinning and breakup in response to upwelling divergent mantle flow: Application to the Woodlark, Newfoundland, and Iberia margins. In Karner, G.D., Manatschal, G., & Pinheiro, L.M. (eds), *Imaging, Mapping, and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*: Geological Society, London, Special Publications, v. 282, p. 389–419.
- Lundin, E. R., and Doré, A. G., 2011, Hyperextension, serpentinization, and weakening: A new paradigm for rifted margin compressional deformation: *Geology*, v. 39, p. 347-350.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T.A. & Dean, S., 2007, Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia–Newfoundland margins: evidence for a complex breakup history: *Tectonics*, v. 26, TC2011, doi: 10.1029/2006TC001970.
- Péron-Pinvidic, G., and Manatschal, G., 2009, From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart?: *Petroleum Geoscience*, v. 16, p. 189-197.
- Ranero C.R., & Pérez-Gussinyé, M., 2010, Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins: *Nature*, v. 468, p. 294-297.
- Reston, T.J., Krawczyk, C.M., Klaeschen, D., 1996, The S reflector west of Galicia (Spain): evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup: *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 8075–8091.
- Reston, T. J., 2007, Extension discrepancy at North Atlantic nonvolcanic rifted margins: Depth-dependent stretching or unrecognized faulting?: *Geology*, v. 35, p. 367-370.
- Sawyer, D.S., Whitmarsh, R.B., Klaus, A., et al., 1994, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, v. 149, Ocean Drilling Program, College Station, Tex.
- Whitmarsh, R.B., Miles, P.R., and Mauffret, A., 1990, The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia, I. Crustal structure at 40°30'N: *Geophysical Journal International*, v. 103, p.509–531.
- Whitmarsh, R.B., Beslier, M.-O., Wallace, P. J., et al., 1998, Return to Iberia: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, v. 173, Ocean Drilling Program, College Station, Tex.
- Wilson, R. C. L., Manatschal, G., and Wise, S., 2001, Rifting along non-volcanic passive margins: Stratigraphic and seismic evidence from the Mesozoic successions of the Alps and western Iberia. In: Wilson, R. C. L., Whitmarsh, R. B., Taylor B., and Froitzheim N., *Non-volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence From Land and Sea*: Geological Society, London, Special Publications, v. 187, p. 429–452.
- Zelt, C.A., Sain, K., Naumenko, J.V. & Sawyer, D.S., 2003, Assessment of crustal velocity models using seismic refraction and reflection tomography: *Geophysical Journal International*, v. 153, p. 609–626.

Data Repository Item

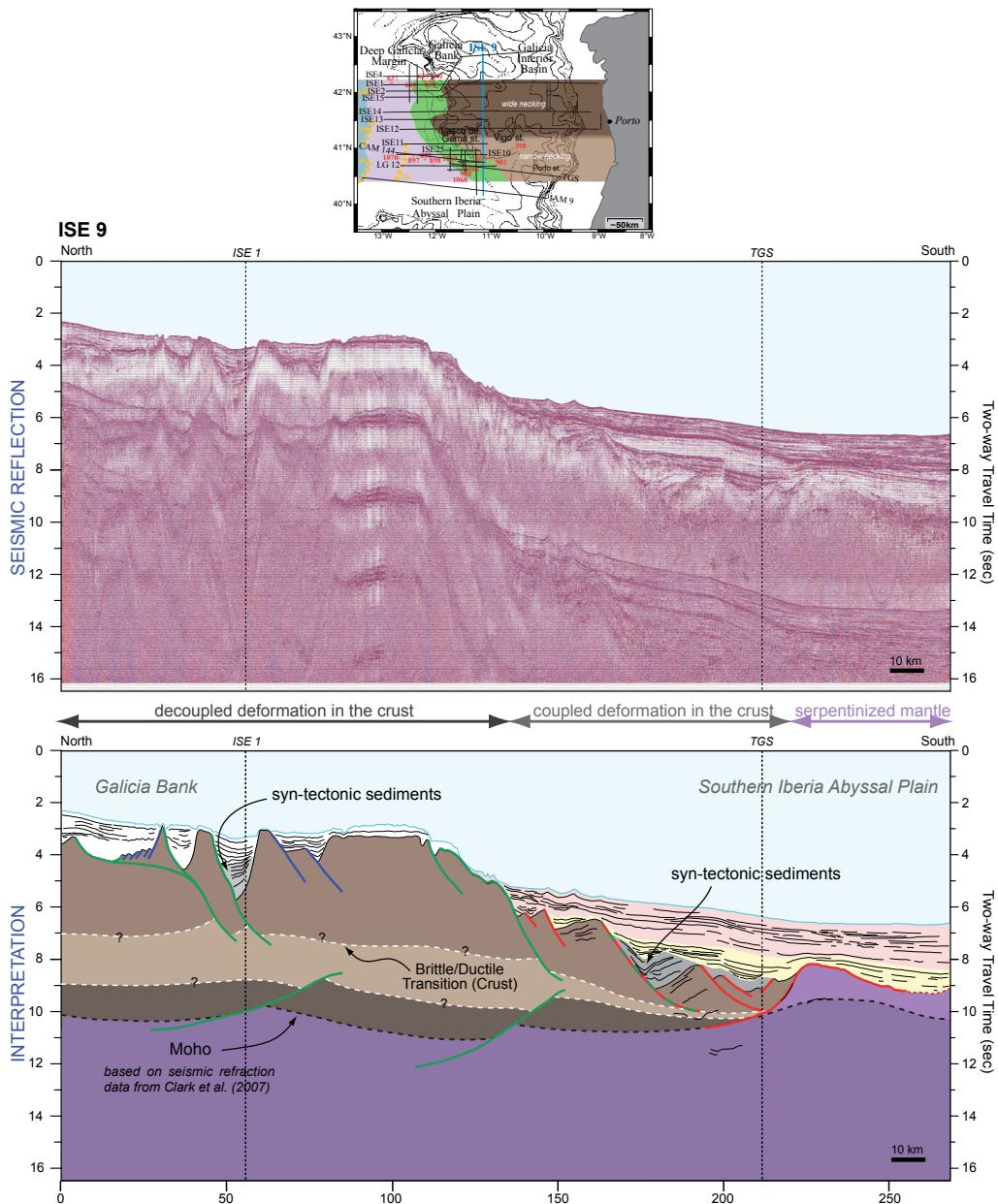


Figure DR1: Seismic reflection line ISE 9 and an interpretation of this line (for more details see Clark et al. 2007). The ISE 9 line is a North-South oriented line perpendicular to the other lines discussed in our work (for trace of the line see map above). Note that this line shows a similar crustal structure like the East-West directed lines shown in Fig. 3 and no evidence for a major transform fault limiting the Galicia Bank and the Southern Iberia Abyssal plain can be observed.

Reference cited:

Clark, S.A., Sawyer, D., Austin, J.A., Christeson, G.L., and Nakamura, Y., 2007, Characterizing the Galicia Bank-Southern Iberia Abyssal Plain rifted margin segment boundary using multichannel seismic and ocean bottom seismometer data: Journal of Geophysical Research, v. 112, B03408, doi:10.1029/2006JB004581.

C. Article n° 2

Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins

Emilie Sutra¹, Gianreto Manatschal¹, Geoffroy Mohn¹ and Patrick Unternehr²

¹IPGS-EOST/UDS-CNRS, 1 rue Blessig 67084 Strasbourg-Cedex, France

²TOTAL-Exploration Production/Projets Nouveaux, Place Jean Millier, La Défense 6,
92078 Paris La Défense, France

submitted in Geochemistry, Geophysics, and Geosystems (G³)

ABSTRACT

Many recent papers describe the structure of the Iberia and Newfoundland rifted margins, however, none of them propose kinematic restorations of the complete rift system in order to quantify the amount of extension necessary to exhume mantle and initiate seafloor spreading. In this paper, we use two pairs of cross sections considered as conjugate lines: one across the Galicia Bank-Flemish Cap and the other across the Southern Iberia Abyssal Plain-Flemish Pass. Both transects have been imaged by reflection and refraction seismic methods and have been drilled during ODP Legs 103, 149, 173 and 210. Drillings penetrated parts of the rift stratigraphy and the underlying basement. The cross sections can therefore be considered as the best documented conjugate transects across present-day hyper-extended, magma-poor rifted margins. The aim of this paper is three fold: 1) provide a detailed description of the crustal structure of the two conjugate sections; 2) discuss extensional structures and their ages; and 3) quantify the amount of strain and strain rate related to rifting in the southern North Atlantic. This paper represents an attempt to propose a more quantitative description of the extensional deformation associated with the formation of the Iberia-Newfoundland rifted margins. The use of two independent techniques of restoration enables us to compare the results, to discuss the limitations and problems in quantifying extensional deformation at hyperextended rifted margins.

1. Introduction

Magma-poor rifted margins are privileged sites to study extension leading to continental break-up. Across these margins, thanks to the absence of major magmatic additions, conservative models can be used to restore and balance crustal sections. However, little is known about how the crust thins and oceans form along these rifted margins and how the amount of extension can be described and quantified. This is mainly due to the fact that the strain evolution at rifted margins is poly-phase, furthermore the mechanisms leading to crustal thinning are yet little understood and reliable strain markers to describe crustal extension are difficult to find. A pre-requisite to describe and quantify extension in rifted margins is to have access to both refraction and reflection seismic data from conjugate margins, drill hole data, as well as to have a good assessment of the pre-rift stage and the kinematic evolution of the rift system. In cases where magma has been added to the crust or the kinematic transport direction changed during rifting, restoration models conserving mass (in 2D sections surface) are inappropriate and cannot be used. The Iberia-Newfoundland rift system, which is the type-example of a magma-poor rift system, is at present the only example that fulfils all these requirements.

In this paper we first describe the rift structures and their age in the two conjugated sections across the Iberia-Newfoundland rifted margins, restore these sections and quantify the total extension and the extension rates. The results enable to describe the kinematic evolution of this rift system and to quantify the amount of extension necessary to restore the sections back to their initial crustal thickness.

2. Geological context

The Iberia-Newfoundland rifted margins resulted from Triassic to Early Cretaceous rifting and final separation of the Iberia and North America plates leading to the opening of the southern North Atlantic. The rift architecture was controlled by the Variscan (Iberian margin) and Appalachian (Newfoundland margin) inheritance and the subsequent superposition of Late Triassic to early Jurassic and Late-Jurassic to Early Cretaceous rift events leading to the breakup of the southern North Atlantic [Tucholke *et al.*, 2007]. The combination of an exceptional data set with the relatively thin sedimentary cover, the absence of salt (at least in the northern and most distal part of the rift system) and the scarce syn- to post-rift magmatism make that the Iberia-Newfoundland rift system is at present the best imaged and studied rifted margin system worldwide. The study of this rift system resulted in a considerable advancement in the understanding and development of new concepts for deep-water rifted margins [Hopper

et al., 2004; Shillington et al., 2006; Van Avendonk et al., 2006, Lavier and Manatschal, 2006; Reston, 2009; Ranero and Pérez-Guissinyé, 2010; Huismans and Beaumont, 2011]. The most characteristic feature of the Iberia-Newfoundland rift system is the relative starvation of magma and sediments, and the exhumation of sub-continental mantle rocks at its most distal part. This Zone of Exhumed Continental Mantle also referred to as ZECM [Whitmarsh et al., 2001] does neither show continental nor oceanic characteristics [Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009]. Equally important, but less discussed is the occurrence of hyperextended continental crust, less than \leq 10 km thick and composed of brittle hydrated crust, and the existence of a necking zone marking the extreme basinward reduction of the continental thickness from \sim 30 km to \leq 10 km. The necking zone is well imaged in refraction seismic sections [Afilhado et al., 2008; Lau et al., 2006; Van Avendonk et al., 2009]. In this paper we describe and quantify the overall extension related to the formation of hyperextended crust and the formation of the ZECM prior to continental breakup.

3. Crustal structure of the Iberia-Newfoundland rifted margins

a. Conjugate sections

For this study, two sets of conjugated sections were chosen across the Iberia-Newfoundland rifted margins, one referred to as the “Northern” section corresponding to the SCREECH 1-ISE 1 transect and the other across the southern margin referred to as the “Southern” section, corresponding to the SCREECH 2 – TGS/LG12 transect (Fig. 2).

The Northern section:

Along the Northern transect, the SCREECH 1 and ISE 1 lines were both imaged as reflexion and refraction seismic lines allowing to estimate the present-day crustal thickness as well as to determine the first-order crustal structure. The SCREECH 1 line (Study of Continental Rifting and Extension on the Eastern Canadian shelf) was first published and discussed by Funck et al. [2003] and Hopper et al. [2004]. The ISE 1 line (Iberia Seismic Experiment) on the conjugate Galicia margin was acquired in 1997 and first published and discussed by Zelt et al. [2003] and Henning et al. [2004]. During ODP Leg 103 [Sibuet et al., 1979; Boillot et al., 1987a], Site 637 was drilled exactly along the trace of the ISE 1 section while Sites 638, 639, 640 and 641 drilled close to the section. In Fig. 2 the location of all ODP sites are projected and shown on the ISE 1 section.

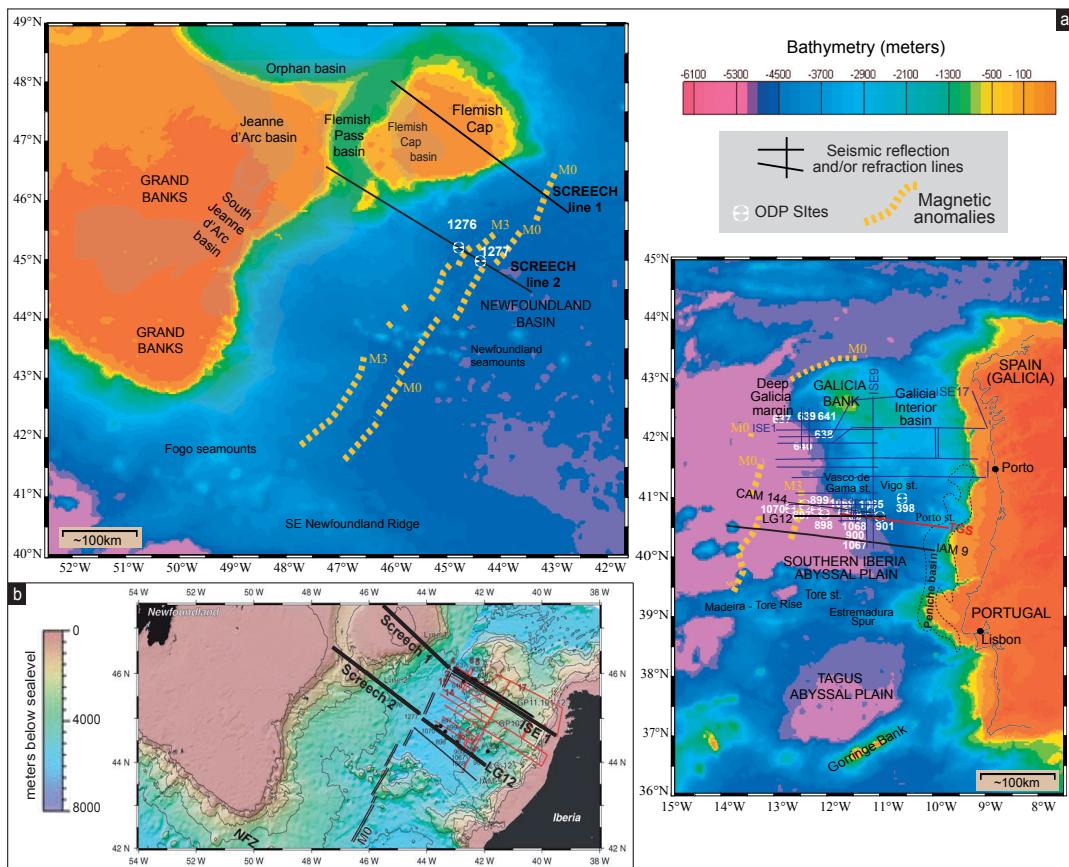


Figure 1. (a) Bathymetric maps of the Iberia-Newfoundland rifted margins with the location of the principal seismic reflection/refraction lines and drill hole data discussed in this paper. (b) Position of the seismic sections discussed in this paper within a restored bathymetric map of the Iberia-Newfoundland rift system at anomaly M0 (modified from Hopper et al. 2006).

The Southern section:

Along the Southern transect, the Screech 2 line was acquired during the same campaign as Screech 1 and was first published and described by *Schillington et al.* [2006]. This line connects the Flemish Pass Basin, the Beothuk Ridge and the Newfoundland Basin. The corresponding velocity model used in this paper is by *Van Avendonk et al.* [2006]. The Screech 2 line was drilled at Sites 1276 and 1277 during ODP Leg 210 [*Tucholke et al.*, 2004]. For the conjugate Iberian margin, we choose to associate the LG12 and the TGS lines, that image the Iberia Abyssal Plain and its continuation into the Peniche basin, the former imaging the ZECM and the most distal hyper-extended continental crust, the later imaging the more proximal parts of the hyperextended crust and the necking zone. The LG12 reflection line was acquired in 1990 and described by *Beslier et al.* [1996] and *Krawczyk et al.* [1996]. The TGS is an industrial acquisition that can be used here with the courtesy of TGS-NOPEC [*Sutra and Manatschal*, 2012]. Unfortunately the TGS/LG12 sections do not have an equivalent refraction profile, however, a gravity model along this transect was realized by *Cunha* [2008] in the Iberia Abyssal Plain. This model was used to describe depth of Moho along the composite line. Several drill holes of ODP Legs 149 [*Sawyer et al.*, 1994] and 173 [*Whitmarsh et al.*, 1998] sampled basement rocks along the TGS-LG12 section. Sites 898, 900, 901, 1067 and 1068 were drilled exactly along the LG12 transect (for localization see Fig. 2), while Sites 897, 1065 and 1069 are projected on the line.

b. Definition of stratigraphic and lithological units shown in the two transects

In the two conjugate sections across the Iberia-Newfoundland rifted margins we distinguished between sedimentary sequences, crustal rocks (continental and oceanic) and mantle rocks. The further subdivisions are based on geophysical and geological criteria described in the following sections.

The sediments have been subdivided, following the results of ODP drilling [*Wilson et al.*, 2001; *Péron-Pinvidic et al.*, 2007; *Tucholke and Sibuet*, 2007] in 3 major stratigraphic levels that are: Present-day to Albian (post-rift); Berriasian to Late Aptian (syn-tectonic in distal margin, post-tectonic in proximal margin) and Late Jurassic (pre-tectonic in distal margin, syn-tectonic in proximal margin) (for an overview see [*Péron-Pinvidic et al.*, 2007]). Older sediments are mapped as part of basement.

The continental crust has mainly been defined based on refraction seismic data and, on the more distal parts, using ODP drill hole data. The base of the crust was determined as the transition into velocity 8 km/s where the continental crust is thicker than 10 km. In the more distal parts, where the crust is < 10 km thick, mantle rocks can be serpentinized and consequently show velocities < 8 km/s. Therefore in these domains, we used reflection seismic and drill hole data to determine the base of the continental crust (for details see below). In this study we used the following two criteria to further subdivide the continental crust:

(1) Following *Christensen and Money* [1995] and *Rudnick and Gao* [2003], the continental crust is suggested to be stratified and can be subdivided into an upper crust showing an average granodioritic composition (e.g. predominantly quartzo-feldspatic rocks showing velocities of about 6 km/s) and a lower crust that is typically more mafic (e.g. feldspatic rocks with velocities of about 7 km/s). Thus, we mapped all crustal rocks with velocities of ≥ 7 km/s as mafic lower crust. We are aware that this is a crude simplification, since a continental crust is in reality much more complex.

(2) A second criteria used in this work to subdivide the crust is based on the bulk rheological behaviour of the crust. We distinguish, where possible, between brittle and ductile layers in the pre-rift continental crust based on the distribution of decoupling horizons imaged in seismic sections (e.g. Conrad reflections in [Zalán *et al.*, 2011]). Indeed, decoupling horizons should coincide with the location where “brittle” faults sole out in ductile layers and do not offset anymore pre-tectonic layers. Thus, where large high-angle faults bounding major rift basins can be imaged (e.g. Jeanne d’Arc Basin; [Tankard *et al.*, 1989]), the places where these faults sole out in the crust may correspond to the brittle-ductile transition. It is commonly accepted that the brittle ductile transition depends on the composition of the crust and the thermal gradient. In the case of a predominantly quartzo-feldspatic upper and middle crust this transition should occur at about 300°C corresponding to the temperature at which quartz becomes ductile [Stipp *et al.*, 2002]. In the case of a dominantly feldspatic crust, this transition is expected to occur at $\geq 500^\circ\text{C}$ ([Passchier and Trouw, 1996] and references therein). Thus, in a crust with velocities of about 6 km/s corresponding to a quartz dominated crust and a thermal gradient of 30°C/km, the brittle-ductile transition should be located at about 10 km depth. For the Iberia-Newfoundland rifted margins *Van Avendonk et al.* [2009] showed that the thermal gradient is higher on the Iberia margin comparing to the conjugate Newfoundland margin, which is compatible with the fact that the former is formed by a younger Variscan

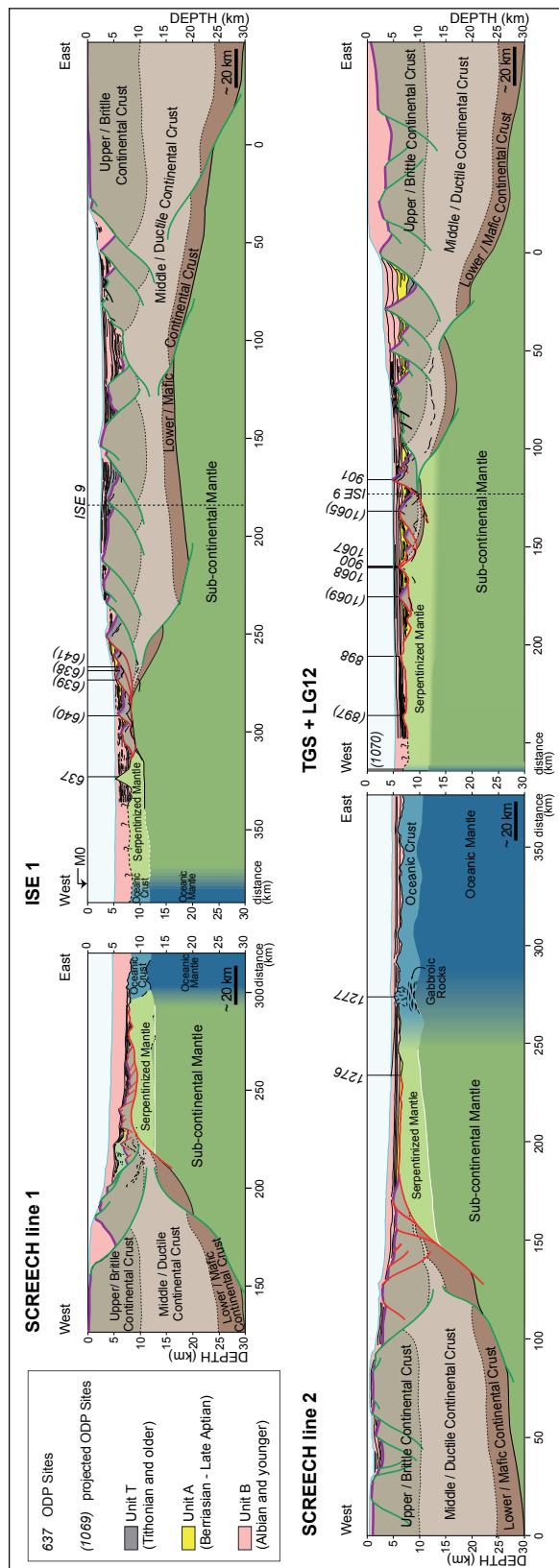


Figure 2. Interpreted sections across the two conjugated margins: the northern transect corresponds to the Screech1-ISE1 lines and the southern transect to the Screech2-TGS/LG12 lines. The interpretations are based on all available geophysical and drill hole data (see text for details). The continental limits of the lines are either cut or extended (using gravity modelling from Cunha 2008) to the location where crustal thickness reaches about 30 km.

lithosphere while the latter is formed by an Appalachian lithosphere [Keller and Hatcher, 1999]. This subdivision of the crust into upper brittle and middle ductile quartzo-feldspatic and lower mafic crust is a strong simplification. In reality the structure of the crust may be more complex and controlled by compositional and structural inheritance.

Mantle rocks are subdivided into serpentinized mantle and “fresh” mantle. Serpentinized mantle rocks occur in the ZECM but may also be present in the hyperextended domain below the thin crust. Serpentinized mantle is characterized by gradual transition of p-wave velocities ranging into 8km/s ([Minshull, 2009] and references therein). Based on refraction data [Chian et al., 1999] the serpentinization front is suggested to occur at about 6 km below the top of the basement, where the velocity reaches 8 km/s. However, as suggest by the study of Bronner et al. [2011], velocities between 7 and 8 km/s may also be explained by gabbro intrusions into mantle rocks, indicating that the ZECM may be more complex and that magma additions may be underestimated.

c. Nature of basement reflections

The interpretation of the nature of major basement reflections is, in particular in hyperextended domains, a matter of debate. In our interpretation we define the following reflexions: top-basement, top mantle and intra-basement reflections.

Top-basement reflections are commonly well defined in the less extended parts, i.e. in the proximal domain of the margin where they correspond to either a stratigraphic contact, or to high-angle faults showing classical tilted block geometries. In hyperextended domains where the crust is thinned to ≤ 10 km, the interpretation of the top basement is more difficult and the nature of this limit can be interpreted, as indicated by ODP drilling, either as a stratigraphic contact (Sites 901, 1065, 1069 and 638, 639, 640 and 641) or an exhumed top basement of continental (Sites 900 and 1068) or mantle origin (Sites 637, 1068, 889, 897, 1270 and 1277). Thus, the interpretation of top basement is, in contrast to the proximal margin, more complex. Over oceanic crust, the top of the basement is either made of mafic (accreted) or ultramafic (exhumed) rocks.

Top-mantle should, by definition, correspond to the transition to 8 km/s. In cases, where the crust is not strongly extended, it often corresponds to a reflection that occurs typically

at about 10 s within a time section. In hyper-extended domains, the interpretation of top mantle is again more difficult, since the nature of this limit may be either a tectonic or a primary lithological contact. Indeed, in hyper-extended domains, the top of the mantle can be serpentized [Manatschal *et al.*, 2006] and does therefore not correspond to a sharp Moho contact (e.g. velocity 8km/s). Indeed, in these domains seismic Moho is within the mantle and does not correspond anymore to a petrologic Moho. This is well documented in the ZECM in the Iberia Abyssal Plain, where the drilled mantle is heavily serpentized showing velocities ranging from 5 to 8 km/s [Minshull *et al.*, 2009]. In the two Iberia sections shown in Fig. 2, the crust-mantle boundary has been interpreted to correspond to a strong reflection, the “H” reflection in the Southern section and the “S” reflection in the Northern section [Reston *et al.*, 1996; Manatschal *et al.*, 2001]. Mapping these reflections enables to define the oceanward termination of the continental crust. On the Newfoundland margin exhumed mantle rocks have been drilled at Site 1277 along the Southern section. Apart from this drill hole we do not have further direct evidence for exhumed mantle rocks in the Newfoundland margin, however, in analogy with the Iberia margin, we interpret the strong continentward dipping reflections pinching out at the top of the basement as the limit between serpentized mantle and hyperextended continental crust. This interpretation is compatible with the refraction seismic data presented by Hopper *et al.* [2006] and Van Avendonk *et al.* [2006]. In the ZECM exhumed mantle can either be overlain by extensional allochthons of continental origin (e.g. block underlying Site 1069 in Fig. 2), sediments or basalts of either tholeiitic or alkaline composition [Manatschal, 2004].

Intra-basement reflections can be observed across the whole margin, but their nature, position and characteristics change across the margins. In the proximal margins, where the crust often preserves its initial thickness, reflectivity in the crust, if present, is complex and likely related to pre-rift, inherited structures. In the necking zone, where the crust thins to ≤ 10 km, reflectivity in the middle crust is often well developed and is referred to as “Conrad” [Zalán *et al.*, 2011]. In the hyperextended domain, intra-basement reflectivity is very prominent and reflections such as the “C”, “L”, “H” and “S” reflections can be determined [Krawczyk *et al.*, 1996; Whitmarsh *et al.*, 2000]. These reflections are interpreted as either the contact between upper and lower crust (e.g. C reflection; [Manatschal, 2004]), or the contact between hyperextended crust and serpentized mantle (e.g. “S-type reflection; Reston *et al.* 1996) or high-angle faults cutting into mantle (L and H reflections; [Manatschal *et al.*, 2001]). Within the exhumed mantle domain, reflections are rare, except for seismic line IAM 9 (for localization see fig. 2)

were such reflections were interpreted as faults [Reston and McDermott, 2011]. In contrast, intra-basement reflectivity in the oceanic crust is wide spread, and commonly interpreted as related to lithological boundaries (e.g. 3 layered oceanic crust [Penrose, 1972]).

d. Crustal architecture (Fig. 3)

The crustal architecture of rifted margins show strong variability along strike as well as between conjugated margins (see Fig. 3). One of the aims of this paper is to define domains in each of the section that can be mapped and correlated across the whole conjugated margins. In order to characterize them, we use accommodation space (water plus sediments), crustal thickness, stratigraphic and crustal architecture, geometry of rift structures, depth of penetration of faults and their relationship to intra-basement reflections. For the latter, two cases can be envisaged: 1) faults that sole out within the crust, indicating that upper crust and upper mantle are decoupled i.e. top-basement and moho topography are unrelated, or 2) faults that transect the whole crust indicating that upper crust and upper mantle are coupled, i.e. that top basement and top mantle are affected by one and the same fault. Therefore, in refraction and/or reflection seismic sections where top-basement and top-mantle can be observed, decoupled and coupled domains can be distinguished (Fig. 2). Where drill hole and good refraction and reflection seismic data exist the limit of the hyperextended continental crust to the ZECM is commonly well imaged.

The decoupled domain is characterized by fault-bounded basins (tilted blocks) affecting the brittle upper crust. Indeed, these high-angle normal faults sole out at mid crustal levels and do not affect Moho (e.g. Jeanne d'arc basin, Tankard et al. 1989). This observation enables us to suggest that deformation is, on the scale of the crust, decoupled. Within the decoupled domain, two sub-domains can be characterized:

1) A first sub-domain; referred to as “stretched domain”; corresponds to the part of the margin where brittle faulting can be mapped, but no major thinning of the mid-crustal ductile layers can be observed. In this sub-domain, rift basins form over a continental crust maintaining its original (pre-rift) crustal thickness. As a consequence top-basement and top mantle are, on a larger scale, parallel. Due to the lack of thinning, only little accommodation space is created across this domain after rifting.

2) A second sub-domain; referred to as “*necking domain*” corresponds to the zone where deformation is still decoupled on the scale of the crust, but in contrast to the stretched domain, top-basement and top-mantle are not anymore parallel, but converge oceanward. In this domain, fault-related topography decreases basinward as a function of the thinning of the brittle upper crust [Ranero and Pérez-Gussinyé, 2010; Sutra and Manatschal, 2012]. Oceanward, this domain is limited by the location where brittle faults transect the crust and penetrate into mantle. This location, referred to as “coupling or necking point”, limits the decoupled from the coupled domain and corresponds to the location where no ductile layers prevailed in the crust. This domain, also referred to as the crustal embrittlement [Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003] corresponds to the location where first coupling occurred, i.e. where faults cut for the first time across the whole thinned crust and penetrate the underlying mantle. In seismic sections the coupling point coincides with the location where intra-crustal reflectivity (e.g. Conrad [Zalán *et al.*, 2011]) increases in intensity and points towards the location where top basement and top mantle (Moho) converge (e.g. TGS line in Fig. 3). The continentward limit of the necking domain is more difficult to define. It coincides with the hinge zone, i.e. the location where the crust starts to thin and the accommodation space starts to increase. Along the Iberia margin, shape and width of the necking domain changes along strike. In the southern section (e.g. TGS-LG12 in Fig. 2) the necking domain shows a gradual narrow transition (single narrow neck), while in the northern section (e.g. ISE 1 in Fig. 2), the necking domain is wide and controlled by two necks (double neck) (for more details see [Sutra and Manatschal, 2012]). On the Newfoundland margin, a sharp neck can be observed in the refraction seismic lines. Comparing the shape and width of the necking domain on the conjugate margins, it appears that the necking domain is wider and more complex on the Iberia side.

The coupled domain, also referred to as hyperextended domain, corresponds to the zone where brittle faults cut through the complete thinned continental crust and penetrate into the underlying mantle. No remnant ductile layers prevail in the crust allowing faults to cut from the surface into mantle. This coupling is well illustrated on the TGS line and the ISE 1 lines (Fig. 3). In both lines, tilted blocks in the hyperextended domain decrease in size oceanward. These fault-bounded basins are underlain by a strong reflection, referred to as “H” reflection on the TGS-LG12 lines and the “S” reflection on the ISE1 line [Sutra and Manatschal, 2012]. The hanging wall and footwall of the “H” reflection have been drilled at Hobby High (see ODP Sites 900, 1067 and 1068 in the TGS-LG12 section in Fig. 2) indicating that the “H” reflection corresponds to the crust/mantle boundary (petrological Moho). Both “H” and “S”

reflections, in this work grouped as “S-type” reflection, are pinching out at the seafloor (e.g. TGS-LG12 and ISE1 lines in Fig. 2). Therefore the location where these “S-type” reflections reach the surface coincides with the wedging out of the continental crust and the exhumation of mantle at the seafloor. Further oceanward, continental crust may exist, but only as extensional allochthons overlying exhumed mantle (Manatschal et al. 2004) (see ODP Site 1069 in the TGS-LG12 section in Fig. 2). It is important to note that shape and width of the coupled domain are very similar along the whole Iberia margin [Sutra and Manatschal, 2012]. In contrast, the structures found in the coupled domain on the conjugate Newfoundland margin are very different. In the SCREECH 1 and 2 lines oceanward of the necking zone, continent and oceanward dipping reflections can be observed. Although this basement has not been drilled, refraction seismic studies [Hopper et al., 2006; Van Avendonk et al., 2006] suggest that this domain is made of continental crust highlighting an abrupt thinning of the crust. The crustal block, located between necking zone and exhumation domain, also referred to as “residual H-Block” [Péron-Pinvidic and Manatschal, 2010], does not have an equivalent on the conjugate Iberian margin. Therefore, it is important to realize, that the coupled domain is very differently expressed at the two margins, indicating that this part of the margin is asymmetric.

The exhumation domain shows in contrast to the coupled domain two major differences: 1) the top of the basement is not anymore formed by fault bounded basins but either by extensional allochthons or basement highs made of exhumed footwall (see ODP Sites 897, 898, 1070 in the TGS-LG12 section in Fig. 2), and 2) the basement is devoid of intra-basement reflections, except for some very deep, intra-mantle reflections imaged in the IAM 9 line [Dean et al., 2000; Pickup et al., 1996; Reston and McDermott, 2011]. This domain mainly formed by serpentized mantle (ODP Sites 637, 897, 898, 1070, 1277) shows a characteristic velocity structure, highlighting a downward increase in velocity, commonly interpreted to reflect a downward degree in serpentization [Minshull, 2009; Reston, 2009, 2010]. Magmatic rocks may, however, also occur, as indicated by the finding of basalt clasts in debris flows drilled at ODP Site 1068 [Whitmarsh et al., 1998]. Deeper crustal rocks can also be exhumed at the seafloor as shown by ODP drilling (ODP Sites 900 and 1067). Defining the domain of exhumed crustal basement is, however, difficult without drill hole information. Therefore we correlate the continentward limit of the exhumation domain with the pinching out of the “S-type reflection” at the seafloor. Oceanward, this domain is limited by the oceanic domain.

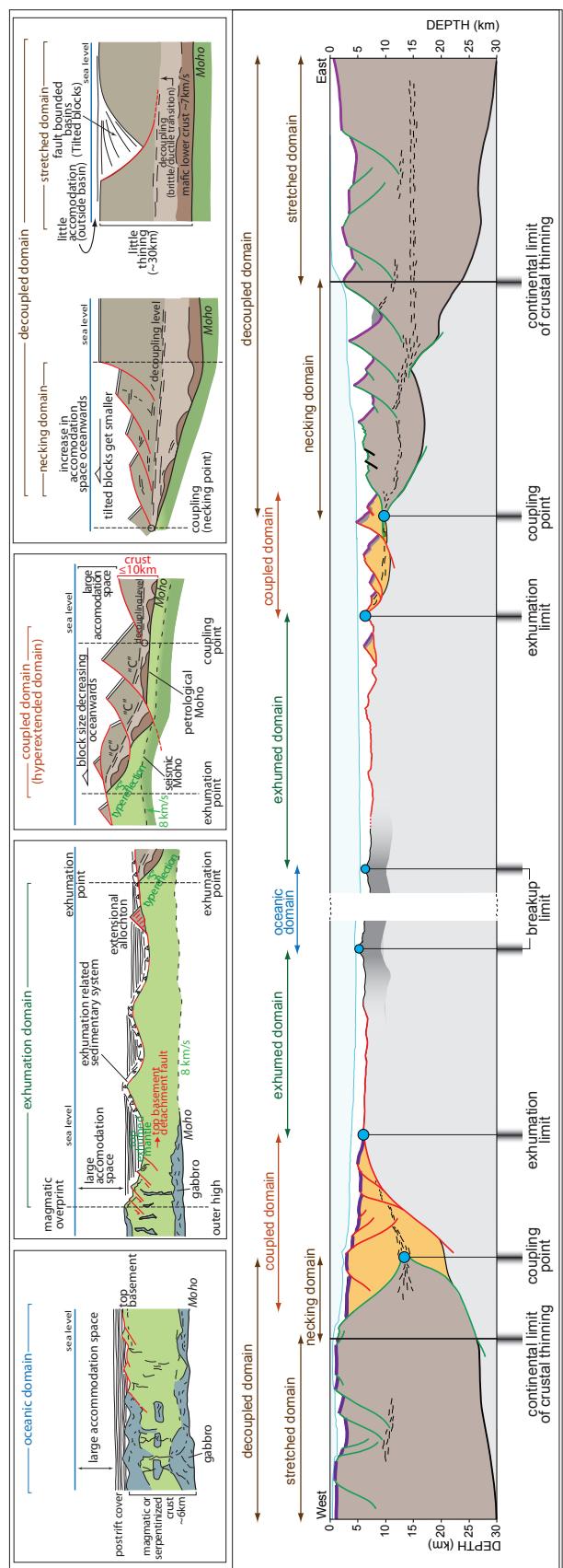


Figure 3. Section across the southern transect (Screech2-TGS/LG12) illustrating the different limits and domains defined in this work. For details and further explanations see text.

The oceanic domain is defined in reflection seismic sections by strong reflections in the lower crust parallel to top-basement. The reflectivity in the lower crust, often at about 6 km below top-basement, is characteristic and cannot be observed in the ZECM. These reflections may be interpreted as underplated gabbros or where the base of the crust does not show strong reflectivity as a serpentinization front. In the case of the Iberia margin, the velocity structure of the oceanic crust is different from the adjacent exhumation domain [Minshull, 2009]. Moreover, on magma-poor margins, the average depth of the top of oceanic crust is shallower than the top of the exhumed mantle. As a consequence, the transition between the exhumed mantle domain and the first oceanic crust is characterized by a ramp that is also referred to as the outer high (see fig.2 from Péron-Pinvidic and Manatschal, [2010]). In the past, the continentward limit of the oceanic domain was either defined by magnetic anomalies [Dunbar and Sawyer, 1989] or the seismic velocity structure [Whitmarsh *et al.*, 1986, 1990]. Here we follow the work of Bronner *et al.* [2011] and define the limit to first oceanic crust to occur at the outer high. Outer highs have been drilled at ODP Sites 1070 and 1277. At Site 1277, a post- to syn-exhumation sedimentary sequence was drilled, which is tilted continentward and onlapped by Albian sediments [Péron-Pinvidic *et al.*, 2007] (Fig. 4). Moreover, drilling showed evidence for poly-phase magmatic activity [Jagoutz *et al.*, 2007]. Refraction seismic data [Van Avendonk *et al.*, 2006] show that the crust thickens beneath the outer high. Bronner *et al.* [2011] reinterpreted the J magnetic anomaly overlying the outer high as an edge effect of a Latest Aptian-Earliest Albian excess magmatic event that resulted in magmatic underplating and continental breakup. Thus, the J-anomaly does not correspond, in their model, to a classical oceanic anomaly but to the continentward limit of the oceanic domain.

4. Time constraints and rift-evolution

Timing of rifting for the Iberia-Newfoundland rift system was recently reviewed by *Tucholke and Sibuet* [2007] and *Péron-Pinvidic et al.* [2007]. These authors highlighted the change of the age of the syn-rift sequences across the margins showing that the concept of a breakup unconformity is not applicable at the scale of the whole margin. *Bronner et al.* [2011] investigated the magnetic anomalies that were previously interpreted by *Sibuet et al.* [2007] as belong to the M-series. The new interpretation suggests that these anomalies do not correspond to seafloor spreading anomalies and consequently cannot be interpreted as isochrones. Thus, the classical approach used to establish timing of rifting, based on the identification of a syn-rift sequence, the age of the breakup unconformity and the first magnetic anomaly, does not work for the Iberia-Newfoundland rift system. In this study we used mainly drill hole data to establish the timing of rifting within the different domains of the margin.

Decoupled domain: Age constraints for rift activity in the decoupled domain, including the stretching and necking domains is based on the identification of syn-tectonic units ([*Alves et al.*, 2006] for the Iberia margin and [*Tankard et al.*, 1989] for the Newfoundland margin). In the proximal basins (e.g. Lusitanian basin) the last syn-tectonic sequence defined by growth structures are dated as Early Oxfordian to Berriasian [*Alves et al.*, 2006] (Fig. 4). However, onset of rifting is ill defined and it is not clear how the Triassic and early Jurassic rifting can be related to the Late Jurassic-Early Cretaceous event that resulted into continental breakup. It is also important to note that along both conjugate margins, rifting stopped in the decoupled domain before onset of mantle exhumation further outboard.

Coupled domain: The timing of rifting in the coupled domain is mainly constrained by ODP drilling in relation with reflection seismic imaging. Initiation of deformation in this domain is documented by the Tithonian sequence that was drilled at ODP Site 639D in the Northern section and at ODP Sites 901, 1065 and 1069 in the Southern section (Fig. 4). In all locations, the seismic images show that the Tithonian was tilted and pre-date brittle faulting in the coupled domain. As a consequence, major extension and block rotation in the coupled domain had to occur after deposition of the Tithonian sediments. This is in line with the observations reported by *Péron-Pinvidic et al.* [2007], *Tucholke and Sibuet* [2007] and *Whitmarsh et al.* [2001] showing that block rotation occurred during Early Cretaceous time affecting an already thinned crust.

Exhumation domain: The timing of exhumation is derived from the youngest sediments deposited on exhumed basement, giving a minimum age for this process. A maximum limit is given by cooling ages obtained from the crustal rocks belonging to the footwall rocks of the exhumation fault. The oldest dated sediments deposited over exhumed mantle in the Iberia margins are Aptian in age (Sites 897, 898, and 1070). However, these sediments are drilled on highs within the exhumation domain. Therefore, it is likely that exhumation had to initiate earlier. The basal unit described at ODP Site 1276 along the Screech 2 line [Tucholke *et al.*, 2004] overlies partially serpentized mantle rocks that are onlapped by the Albian sequence on the Western side of the outer high (see Fig. 2 from [Bronner *et al.*, 2011]). The Albian sequence is intruded by sills (drilled at ODP Site 1276) and dated at 105 Ma and 98 Ma [Hart and Blusztajn, 2006].

Accepting the idea that the Iberia margin was in a lower plate position relative to the Newfoundland margin during exhumation [Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009], the oldest sediments related to exhumation should be expected on the Iberia margin. The sediments drilled at ODP Site 1068 are made of debris flows containing continent derived basement clasts that yield Ar/Ar ages of ca. 142-133 Ma [Jagoutz *et al.*, 2007] (Fig. 4). These ages, interpreted as cooling ages (Ar/Ar on Plagioclase) are comparable with those obtained from the basement rocks drilled at ODP Sites 900 and 1067 [Manatschal *et al.*, 2001; Jagoutz *et al.*, 2007]. These results suggest that these rocks had to be exhumed after 133 Ma. Furthermore microfossils dated as Barremian in the sedimentary matrix [Wilson *et al.*, 2001] represent a minimum age for the exhumation of these rocks at the seafloor. This is in agreement with the observations of Péron-Pinvidic *et al.* [2007] along the CAM144 and LG12 seismic lines showing that the basal syn-tectonic unit range in age from Valanginian to late Aptian. Thus exhumation of crustal and mantle rocks had to occur during Valanginian time, at about 137 Ma [Manatschal *et al.*, 2001]. The present-day architecture of the ZECM was acquired during latest Aptian time, as indicated by Albian to Cenomanian sediments passively onlapping onto basement highs covered by Aptian sediments.

Oceanic domain: Onset of mantle exhumation

The age of breakup is still a matter of debate. In this study, we define the break-up as the moment when deformation and magmatic activity localized and remained localised in a steady state spreading centre. The ages proposed for breakup range from 112 [Boillot *et al.*, 1989] to 142 Ma [Srivastava *et al.*, 2000]. More recently Tucholke and Sibuet [2007] reinterpreted

the age of breakup based on mapping of a basin wide unconformity to occur at the Aptian/Albian boundary (about 112 Ma). The re-evaluation of the J-magnetic anomaly lead to the interpretation that continental breakup occurred at latest Aptian as the result of an excess magmatic event leading to continental breakup (for more details see [Bronner *et al.*, 2011]. At ODP Site 1277 that corresponds to the location of the J anomaly, drilling revealed the presence of alkaline magmatic veins dated at 113 ± 2 Ma [Jagoutz *et al.*, 2007]. At the same site also MOR gabbros were drilled that give ages of $\sim 127\text{-}129$ Ma [Jagoutz *et al.*, 2007]. This suggests that the serpentized mantle rocks with the MOR gabbros were formed and exhumed in an earlier stage and that breakup occurred much later, and was triggered by a magmatic event that is also responsible for the J-anomaly (see Fig. 4 from [Bronner *et al.*, 2011]).

Age of the major events

The data presented above enables us to determine the age of each major event associated with the evolution from decoupled to coupled deformation, first exhumation of mantle rocks and age of breakup within the Iberia-Newfoundland rift system.

The age of coupling is well defined across the deep Iberia margin determined by the onset of tilting of blocks over the coupled domain in latest Jurassic to earliest Cretaceous time, i.e. 145 Ma (Fig. 4). This age is relatively well constrained.

In contrary, the age of first exhumation is difficult to determine and it is mainly based on the drill hole data obtained from Hobby High (ODP Sites 900, 1067 and 1068). The ages show that first mantle exhumation had to occur during Valanginian to Hauterivian time (140 to 130 Ma).

The age of breakup is considered to occur at the Aptian-Albian boundary, i.e. at about 112 Ma [Tucholke and Sibuet, 2007; Bronner *et al.*, 2011]. We assume that this age is relatively well constrained.

The determination of the timing from decoupled to coupled deformation, onset of exhumation and breakup is controlled by the locations of ODP drill data (Fig. 4). Nevertheless, we assume that these events occurred almost simultaneous across the whole margin. This is supported by

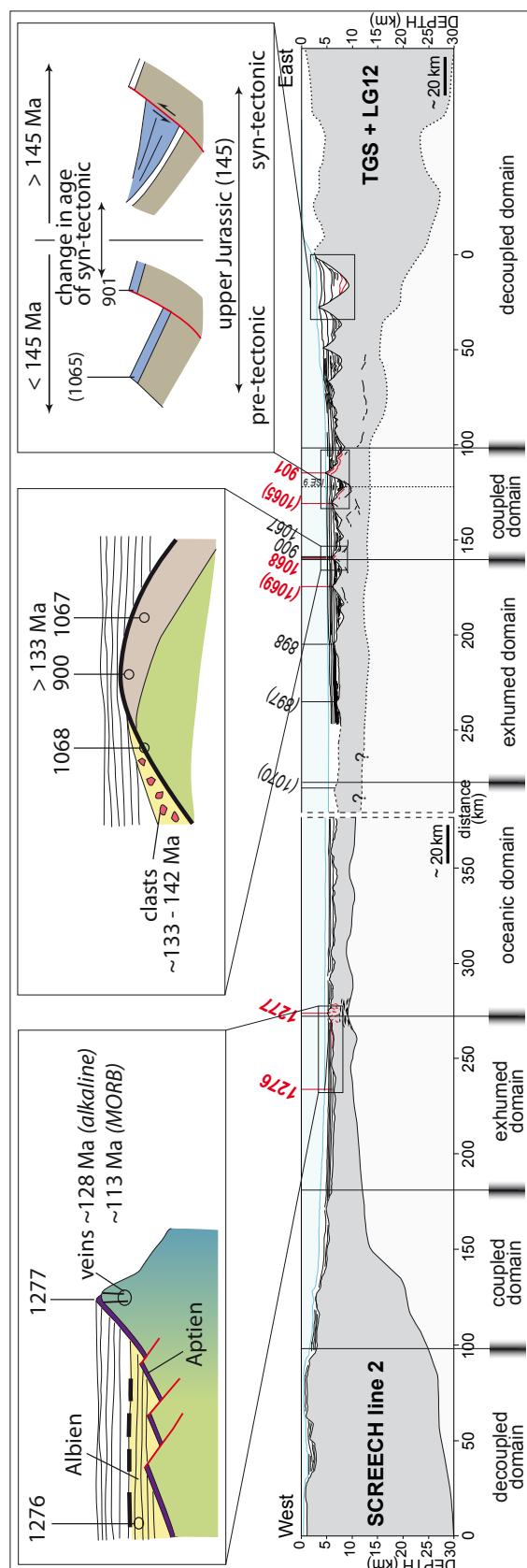


Figure 4. Key observations made across the southern transect (Screech2-TGS/LG12) that enable to define major limits of the domains and to get time constrains on the evolution of these domains during the formation of the margins (see text for details)

the time correlations that were made between the Southern and Northern sections using the data from the proximal wells [*Alves et al.*, 2006], the ODP sites for the deep margin [*Wilson et al.*, 2001] and the J-anomaly [*Bronner et al.*, 2011].

5. Restoration and quantification of crustal extension

a. Restoration of refraction seismic sections (areal balancing)

The simplest way to restore and quantify extension accommodated across rifted margins is by areal balancing of sections back to their initial crustal thickness.

The assumptions that are made in such a restoration are that:

- 1) top pre-rift and top mantle can be imaged across the whole margin
- 2) the crust was thermally equilibrated and had a constant thickness across the whole domain undergoing extension at the onset of rifting
- 3) the observed crustal thickness variations are primarily related to extensional deformation, i.e. that no significant amount of magma was added to the crust or erosion eliminated parts of the crust
- 4) kinematic transport direction remained constant and parallel to the restored section

For the sections considered in this study, these assumptions are reasonably well respected; (1) top-basement and top-mantle are well imaged thanks to seismic refraction and reflexion data, (2) the lithosphere can be considered to be thermally equilibrated (last orogenic events pre-date the rift event by more than 100 Ma and major thickness variations of the pre-rift sediments cannot be observed within the pre-rift sediments across the margin [Wilson *et al.*, 2001], (3) only very minor syn-rift magmatic activity has been found [Grange *et al.*, 2008; Müntener and Manatschal, 2006] and no evidence for erosion of the crust exists, and (4) previous studies show that the kinematic transport direction of extension was orthogonal, as indicated by major E-W trending transform systems bounding the Iberia-Newfoundland margin to the north and the south [Hopper *et al.*, 2006; Sibuet *et al.*, 2007].

In conclusion, we think that a conservative restoration model can be applied to quantify restoration of the Iberia-Newfoundland rift system. Thus, the total amount of extension can be obtained by simple areal balance of present-day sections across the margin.

The method enables to determine the width of the extended crust before onset of extension [Williams *et al.*, 2011]. In order to obtain this number, one needs to divide the present-day surface of the extended crust by the initial crustal thickness. To estimate the average extension factor along the section, one needs to assume that the crustal surface is preserved during rifting

within the section. In a practical way we: (1) determined the present-day crustal surface of the section by defining the top and the base of the continental crust, and (2) determined the pre-rift initial crustal thickness outside the extended domain in the undeformed crust (ca.30 km). The biggest uncertainty and limitation is the determination of the base of the crust, which depends on the velocity and gravity models used for the restoration. Moreover, the restoration is only transferring the final shape of the crust back into its initial shape without getting insights on when and where the deformation was accommodated.

The results are presented in Fig. 5 and show strong variations for the total extension of the continental crust along the two conjugate margins as well as along one and the same margin. The Iberia margin is more extended as its conjugate Newfoundland margin. The factor of global extension varies slightly along the same margin: from β 2.05 to 2.27 for the ISE1 and TGS-LG12 lines, and from β 1.97 to 1.52 for the Screech I and Screech II lines respectively. The total extension across the northern transect is in the order of 258 km (73km in NF / 185km in IB) and in the southern transect in the order of 234 km (72km in NF / 164km in IB). These results highlight an important difference in amount of crustal extension on the conjugate margins, but also a slightly higher total extension in the Northern section comparing to the Southern section.

b. Restoration of the crustal transects across the two conjugate margins

The second restoration proposed in this paper is based on a kinematic inversion of the rift structures in time. The aim is to quantify the amount of extension for each of the domains as well as to try to define rates for the different stages of the rift evolution. Thus, we restore the different domains of the margin, step by step by restoring a pre-rift marker horizon (ideally a pre-rift sedimentary unit) back to a continuous horizontal section.

Major assumptions made in this restoration are that:

- 1) the different domains defined in the sections formed in sequence, i.e. that they formed as the result of a progressive migration and localization of rifting towards the area of breakup
- 2) the limits between the domains, i.e. the coupling point, exhumation point and breakup point correspond to time events that can be localized in sections of the two conjugate margins
- 3) the pre-rift or pre-tectonic sequences can be defined accurately and used to restore the

initial width of the margin.

The assumption that the different domains formed as a sequence of events is supported by the observation that rift basins at the proximal margin are older than those at the distal margin. The idea that deformation develops from decoupled to coupled is compatible with previous observations made along the Iberia margin [Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003]. Both assumptions imply an oceanward migration of deformation and a younging of the syn-tectonic sequence in the same direction. One of the big unknowns is, how much the distal margin was thinned and extended already during the initial rifting stage. The error in defining pre-rift sections and in locating the limits of the domains is difficult to estimate and the restoration strongly depends on the geological interpretation.

The two restored sections with intermediate steps of extension are shown in Fig. 6. The restoration captures 3 stages in the rift evolution: 1) the decoupled stage, 2) the coupled stage, and 3) the exhumation stage. Restoration is mainly based on the definition of the coupling point and the exhumation point (edge of the continent) and the definition of pre-tectonic marker horizon (in the decoupled domain we used the Lower Jurassic-Triassic, in the coupled domain the Late Jurassic. The overall horizontal restoration (extension) is based on the assumption that all pre-tectonic layers were horizontal and continuous before rifting. In the exhumation domain the amount of extension is equal that of the horizontal distance between the point of first exhumation (edge of the continent) and the location where breakup occurred which coincides with the J-anomaly. This enables to calculate how much horizontal movement is necessary to restore our interpreted sections back to its pre-rift stage. It is important to note that this restoration does not represent an exact and unique result and that it depends on the interpretation.

The results obtained by this restoration are shown in Fig. 7. We determined the total amount of extension for each domain and for each section. The results show that the total extension in the Northern section is in the order of 248.4 km (71 km in Screech I and 177.4km in the ISE 1). In the southern section the total extension accommodated before breakup is in the order of 333.6 km (137.3km on Screech II and 196.3 km on TGS-LG12). It is interesting to note that the amount of extension accommodated in the crust is quite similar (162.4 km in the north and 153.6 km in the south) while the biggest difference is in the amount of exhumed mantle (86 km in the north and 180 km in the south). Another observation is that more extension in

the crust was accommodated on the Iberia margin (114.4 km in the north and 96.3 km in the south) in contrast to the Newfoundland margin (48 km in the north and 57.3 km in the south). The most interesting observation is that the amount of extension in the coupled domain is very constant across all 4 sections and ranges between 23 and 35 km, while the deformation in the decoupled domain is more heterogeneous, ranging from 22.3 to 82.4 km.

If we look at β values for the bulk extension of the crust we have $\beta = 2.02$ in the north and $\beta = 1.90$ in the southern section. β values are smaller for the Screech 1 and 2 sections (1.97 in the north and 1.77 in the south) and larger on the ISE 1 and TGS-LG12 (2.05 in the north and 2.27 in the south). If we compare the coupled and decoupled domains, we see that decoupled domains show values ranging from 1.30 to 1.42, while the coupled domains show higher values in the order of 1.60 and 1.85).

If we compare the total amount of extension obtained by areal restoration (see results above) and those obtained by restoration of the decoupled and coupled domain, the results give systematically values that are between 29 and 42% in excess of those obtained by the areal restoration. This shows that it is important to evaluate the errors bars of proposed restorations. Possible explanations to explain this misfit are discussed below.

c. Determination of strain rates for the whole rift event and for distinct phases

In the previous two sections we determined the timing of rifting and the amount of extension for each of the domains and the “limits” separating the domains. Using this data we can calculate strain rates. The values depend, however, strongly on the error bars that we need to include in our estimations. These error bars are, however, difficult to quantify. For the determination of the amount of extension, we can assume that the real values for the extension based on the restoration of pre-rift layers are underestimated and that the rates of extension are too low for the continental rifting. However, the aim is not to estimate exact values for each rifting event, but more to determine a range of velocities that can be assigned to each event and that can be used to see if rifting and spreading occurred under constant rates or if strain rates changed during rifting.

Fig. 7 shows a plot of timing versus accommodated amount of extension for each domain. The rates that are shown may correspond to maximum and minimum rates for the different

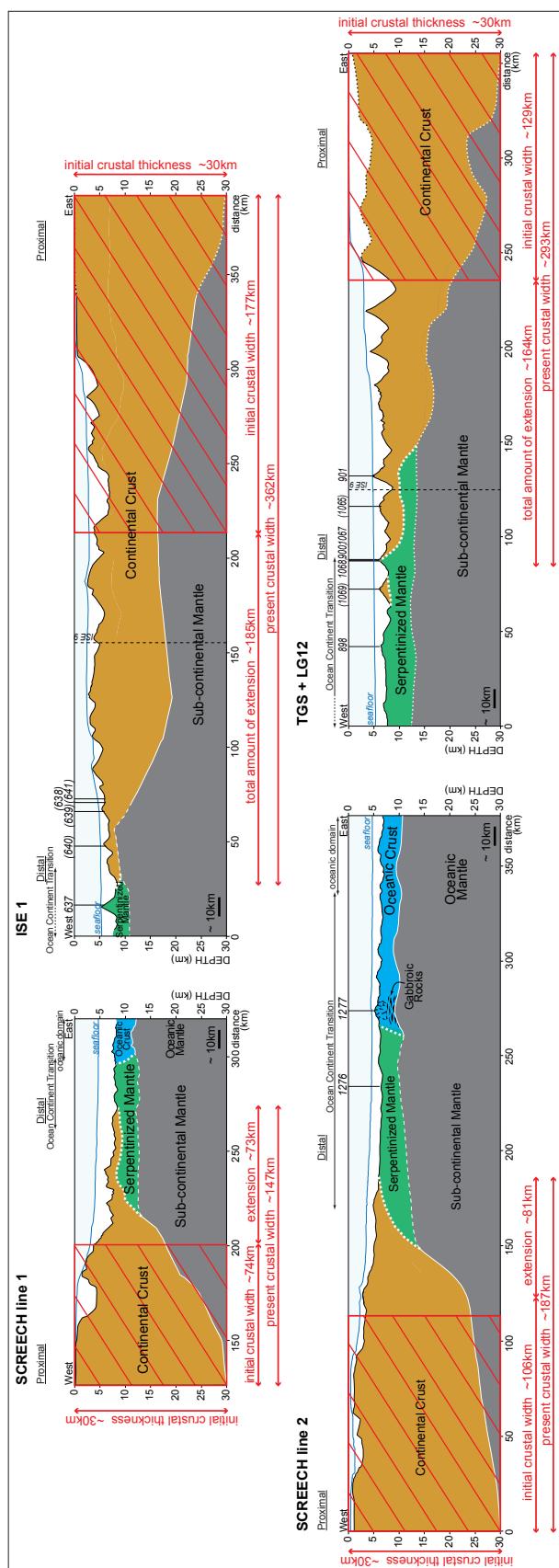


Figure 5. Schematic representation of the areal balancing method used to quantify the total extension of the continental crust. See text for further details on the used data, methods and results.

stages of rifting within the Iberia-Newfoundland rift-system. Rates for the decoupled domain are difficult to determine since onset of rifting is ill defined. However, assuming that rifting initiates in Oxfordian time (161Ma), as suggested by *Alves et al.* [2006], rates of 1.29 cm/yr are obtained for the northern transect and 1cm/yr for the southern section. Comparing the values obtained from the Iberia and Newfoundland margins, the values for the former are larger (0.75 to 1 cm/yr) comparing with those from the conjugate Newfoundland margin (0.26 to 0.3 cm/yr). Rates obtained for the coupled domain range between 0.76 and 1.95 cm/yr in the northern transect and between 0.96 and 2.56 cm/yr in the southern transect. Comparing the values obtained from the Iberia and Newfoundland margins, the average values for the former are larger (0.80 to 0.85 cm/yr) comparing with those from the conjugate Newfoundland margin (0.88 to 1.14 cm/yr). Rates obtained for mantle exhumation are much faster in the southern transect (1.94 to 3.10 cm/yr) comparing to the northern transect (0.92 to 1.50 cm/yr). Comparing the values obtained from the Iberia and Newfoundland margins, the average values for the Iberia margin are larger (0.88 to 1.42 cm/yr) comparing with those from the conjugate Newfoundland margin (0.52 to 0.90 cm/yr).

6. Discussion

a. Architecture of magma-poor rifted margins

The structural variability observed across magma-poor rifted margins enables to define different domains (Fig. 3). These domains can be characterised by crustal thickness, geometry of top-basement and top mantle reflections, accommodation space, stratigraphic and crustal architecture, geometry of the structures creating accommodation space and their relation to decoupling horizons in the crust or the underlying mantle.

Based on these characteristic mappable features we can define 4 domains and 2 sub-domains (Fig. 3). The different domains are assumed to be linked to the bulk rheology of the extending lithosphere, which changes as a function of extension, access of fluids and formation of magma. We describe furthermore “limits” that define the boundaries between the domains. These “limits” correspond to particular “events” in the time-space evolution of a rift system (Fig. 8). These “limits” correspond to the location as well as to the moment of: 1) coupling between a residual brittle crust and its underlying mantle, 2) first exhumation of sub-continental mantle, and 3) breakup and onset of seafloor spreading. In reality these “limits” may not always correspond to sharp boundaries but rather to zones in which case neither an exact age, nor an exact location can be determined. In an idealized rift system strain localizes through time, brittle-ductile transitions are simple and well-defined surfaces and breakup is instantaneous and controlled by emplacement of magma. In such an idealized rift system, the “limits” between the different domains may be considered to be sharp, well defined boundaries. An important assumption in our restoration is that the “limits” correspond to moments in the life-time of a rift system that results from a change in the mode of deformation. These changes in the mode of extension may explain why each of the domains show characteristic features and why it can be distinguished (Fig. 3). We propose, in line with the results of the dynamic models proposed by *Lavier and Manatschal [2006]* that the domains and related limits are the result of a sequential evolution of a rift system corresponding to a change in the mode of extension from stretching to thinning to exhumation and symmetric seafloor spreading. As a consequence, we assume that each of the domains and limits has a time equivalent domain and limit on the conjugate margin, an idea that needs to be further tested by future studies.

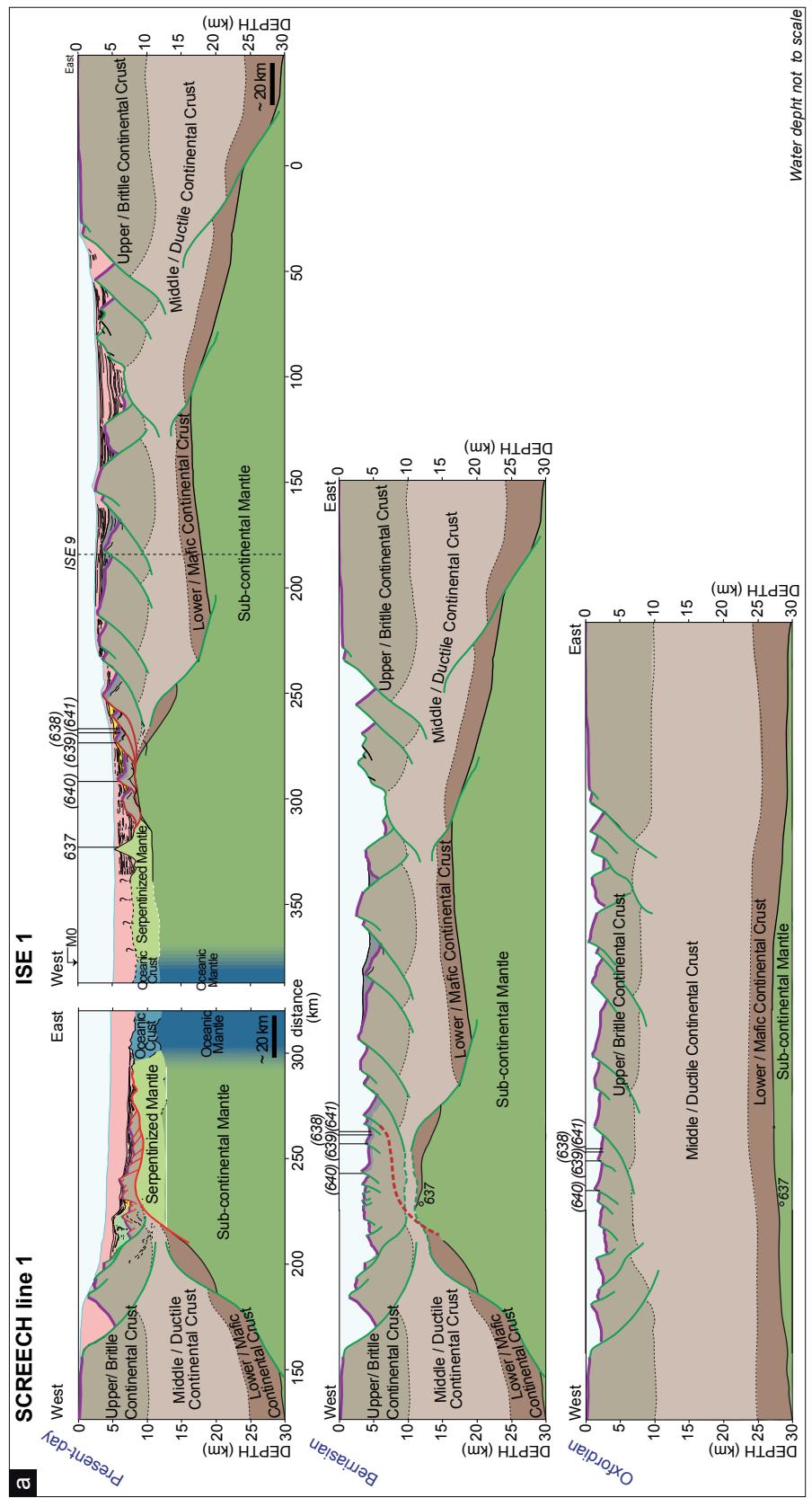
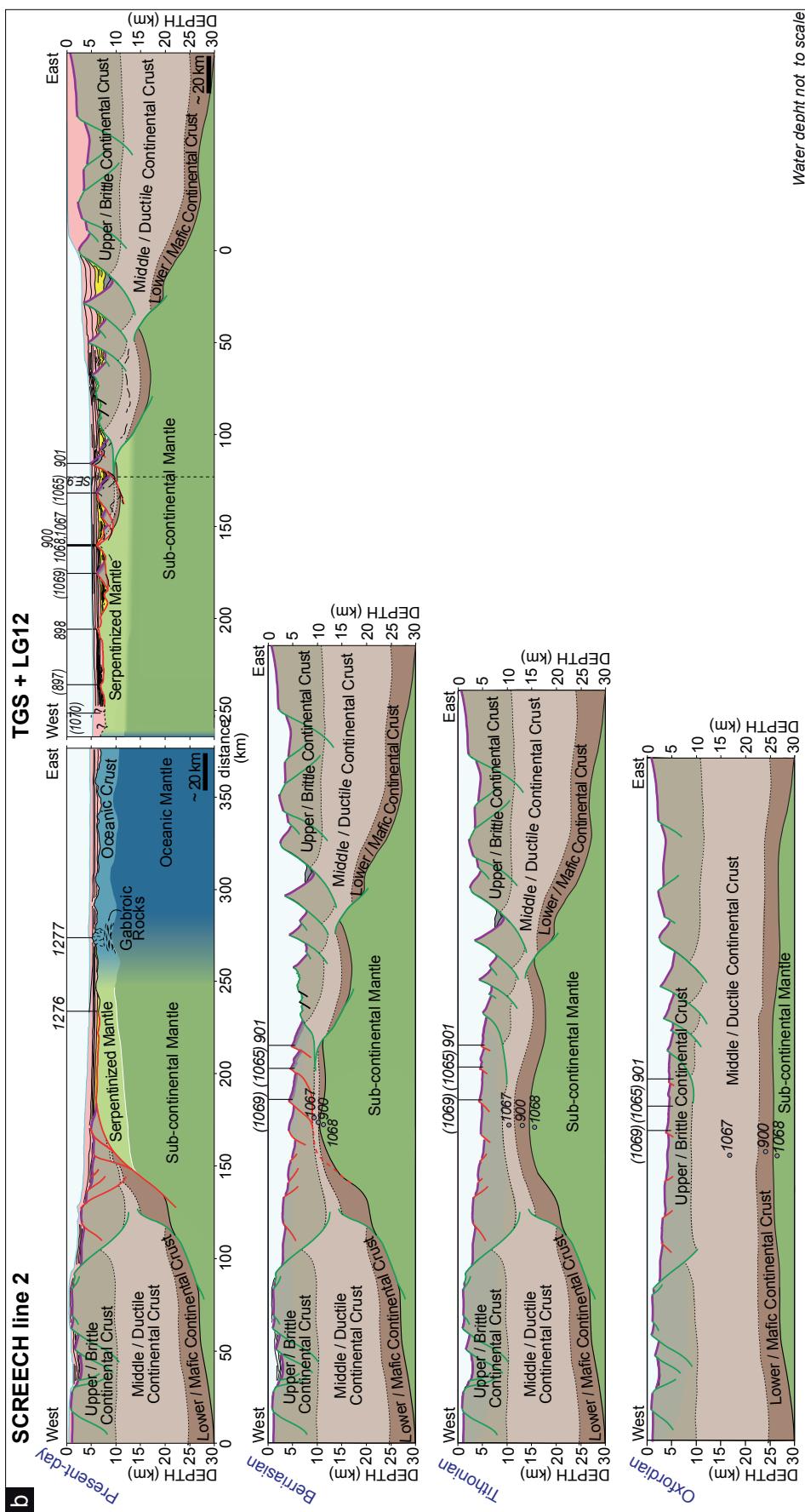


Figure 6. Kinematic restoration of the two pairs of conjugated sections ((a) the northern sections, (b) the southern sections) shown in Fig. 2. The restorations enable to determine the amount of extension for intermediate stages of the margin evolution. For further explanations see text



b. Symmetric vs. asymmetric rifting and importance of lithospheric and crustal inheritance

Symmetric vs. asymmetric rifting at magma poor-rifted margins

A major debate that persisted in the rifted margin community over more than two decades was related to the question if rifted margins are symmetric or asymmetric. *Huismans and Beaumont* [2008] showed in their experiments that rifted margins can be either symmetric or asymmetric, depending on strain rate and bulk rheology of the crust. Of major importance for the evolution of a rifted margin is the distribution of coupled vs. decoupled deformation on the scale of the crust. In this study we use the transition from decoupled to coupled deformation as a criteria to distinguish between two major domains in the margin, which are the decoupled and coupled domains (Fig. 3). The transition from decoupled to coupled deformation corresponds to a change from symmetric (pure shear) to asymmetric (simple shear) deformation on the scale of the crust. While the structures in the decoupled domain are very similar on both margins, those in the coupled domain are much more complex. On the two conjugate margins of the two transects these structures are very different and can be referred to as upper plate (residual Hanging wall Block (H-Block)) and lower plate (delaminated H-Block) (Fig. 8) (see *Lavier and Manatschal*, [2006] and *Péron-Pinvidic and Manatschal*, [2010]). The evolution of the coupled-brittle domain is shown in Fig. 8. We assume that the decoupled domain formed during the previous decoupled symmetric thinning in the hanging wall of two major conjugate fault systems, resulting in a H-Block [*Lavier and Manatschal*, 2006]. This H-Block, or keystone, will be affected by brittle faulting during the subsequent coupled deformation, resulting in two asymmetric blocks, one residual H-Block in the upper plate margin and a delaminated H-Block, formed by extremely thinned tilted blocks and an extensional allochthon on the lower plate margin. These two domains are separated by an exhumation domain, and after breakup, by the future oceanic domain. Thus, the coupled, hyperextended domain is the most complex and asymmetric part of the margin. The amount of delamination changes laterally along the margin, which makes that the detailed architecture of this domain can change along strike as shown along the Newfoundland margins (Fig. 2). In contrast, the adjacent oceanic and decoupled domains are more similar and controlled by large-scale pure-shear deformation. Thus, the question about asymmetry vs. symmetry is not only a question about different margins, but also about the time and rheological evolution of rifted margins. In our examples we see that the rift systems can change from symmetric

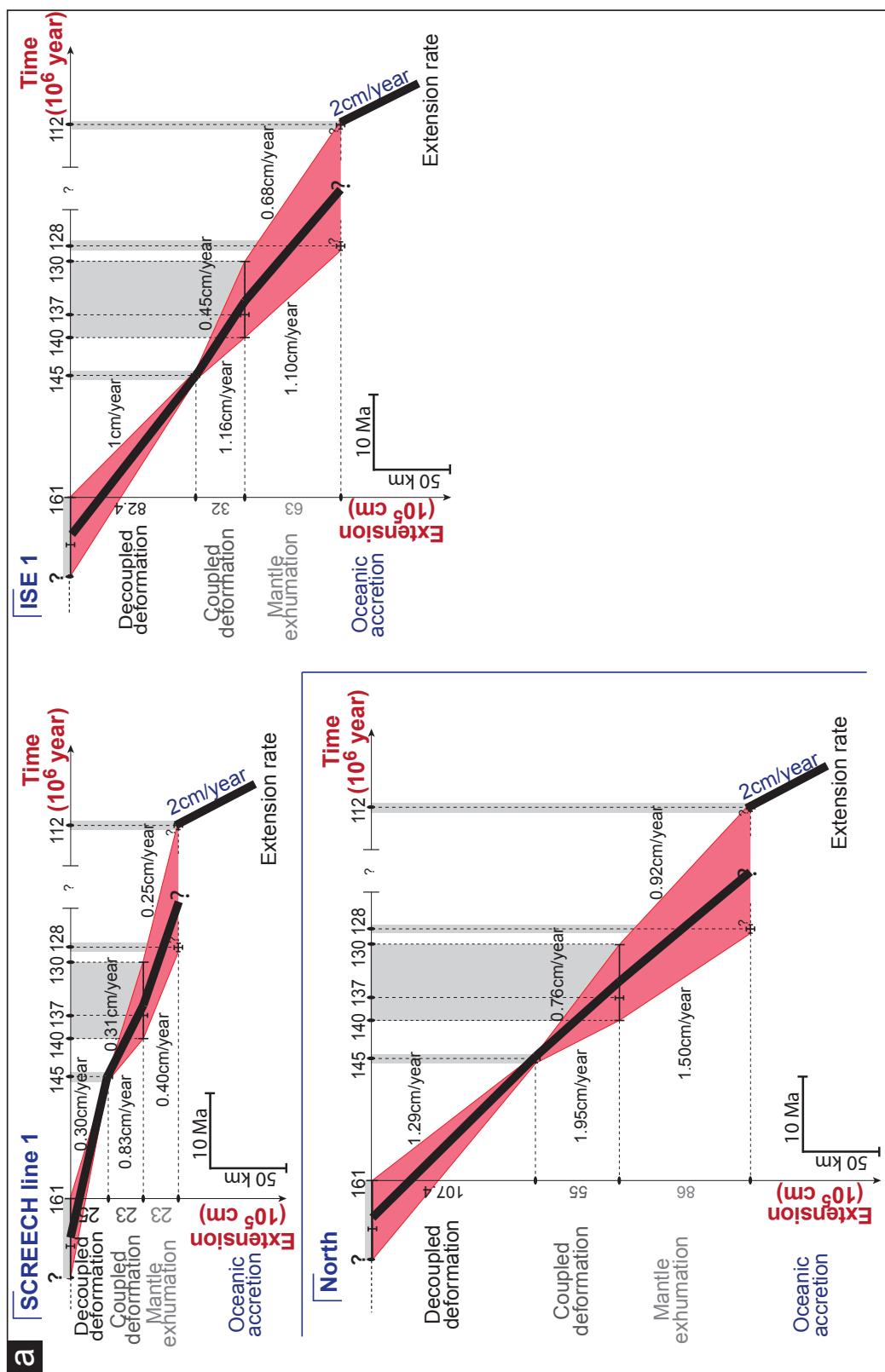
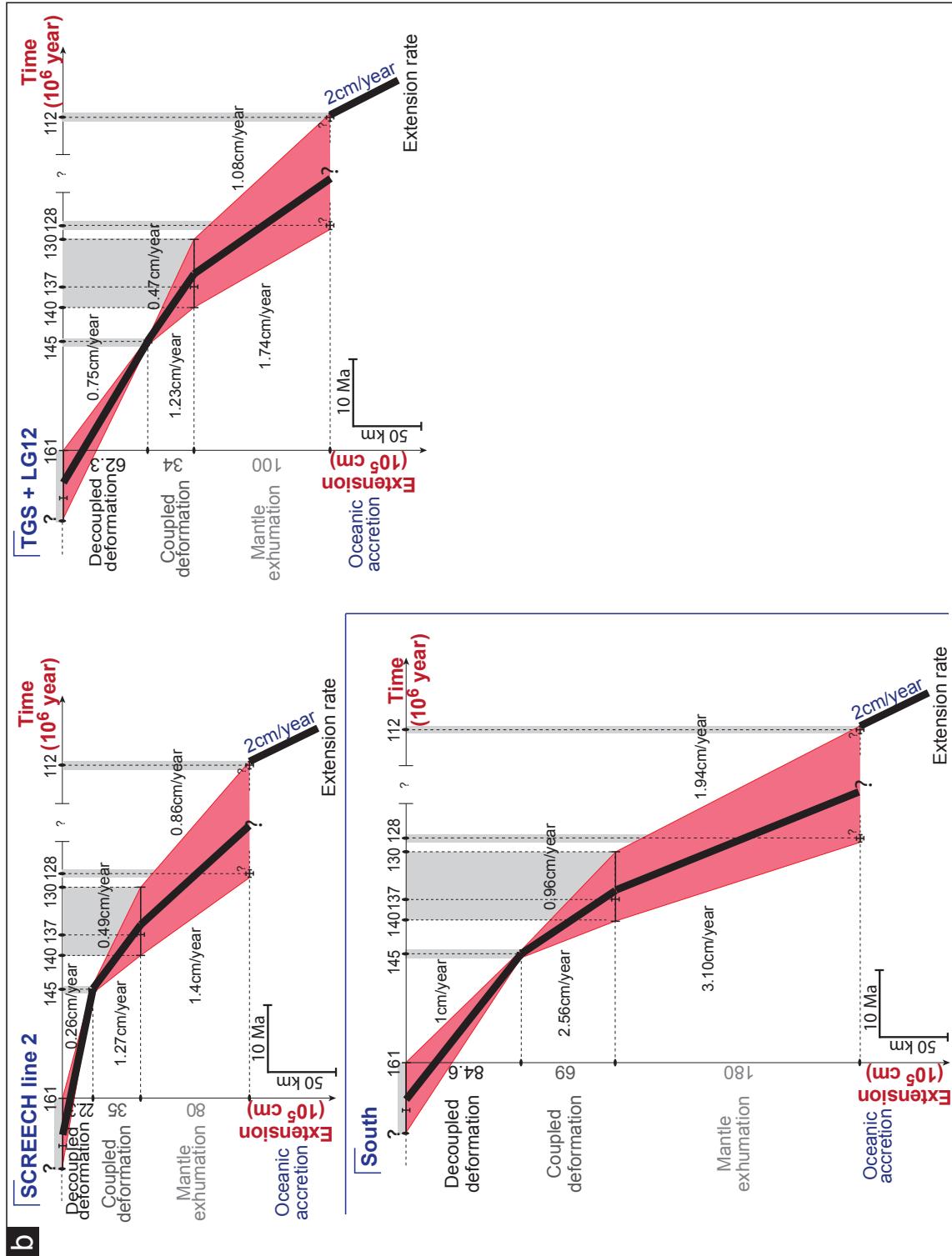


Figure 7. Diagrams presenting the results of the quantification of the extension along the different domains along the northern transect (a) and in the southern transect (b). See text for discussion of time constrains and quantification of extension and related error bars used to determine the extension rates



pure-shear to asymmetric simple-shear and back to pure-shear during ongoing rifting and subsequent continental breakup.

The implication of crustal vs. lithospheric inheritance.

The shape of the necking zone seems to be very variable across and along rift systems. In the example of the Iberia margin the geometry of the necking zone changes from a single narrow neck in the south to a wide double neck in the north. Moreover, the necking zone is much wider and better defined along the Iberia margin than on the conjugate Newfoundland margin. As discussed by *Sutra and Manatschal* [2012] width and shape of the necking zone may depend on the capacity of the crust to decouple deformation. Thus, the relative ratio between ductile and brittle layers, which depends on type of material, presence of fluids and temperature, altogether controlled by inheritance, may be a key parameter in controlling the shape of the necking zone. This idea, however, needs to be tested more rigorously because it would enable us to use the shape of the necking zone to make statements on the rheology of the extending crust. In the case of the Iberia-Newfoundland margins, this would suggest that the Newfoundland margin is made of stronger, less ductile crust comparing to the Iberia margin. This assumption is in line with the fact that the Newfoundland margin overprints an older and therefore likely colder lithosphere [*Van Avendonk et al.*, 2009].

One of the most interesting results presented in this paper is that the width of the coupled domain seems to be very constant along the margin, despite the fact that the architecture in the two margins is very different. This also contrasts with the results obtained from the adjacent decoupled crust (see discussion above) and exhumed mantle domain. We assume that this may be explained by the fact that within the coupled domain, the material is formed by hydrated residual brittle parts of the continental crust overlying a serpentinized mantle that may behave like a Mohr-Coulomb low friction material. Thus, we suggest that the hyper-extended crust is mainly controlled by the embrittlement and hydration during rifting rather than by inheritance.

The width of the domain of exhumed subcontinental mantle and its transition to first oceanic crust is quite different and marked by basement highs. These basement highs are tectonized and overlain by Aptian turbidites and debris flows at their top [*Wilson et al.*, 2001] and passively onlapped by Albian and younger sediments. Thus, age and origin of these highs are quite enigmatic. More recently, *Peron-Pinvidic et al.* [2007] and *Bronner et al.* [2011]

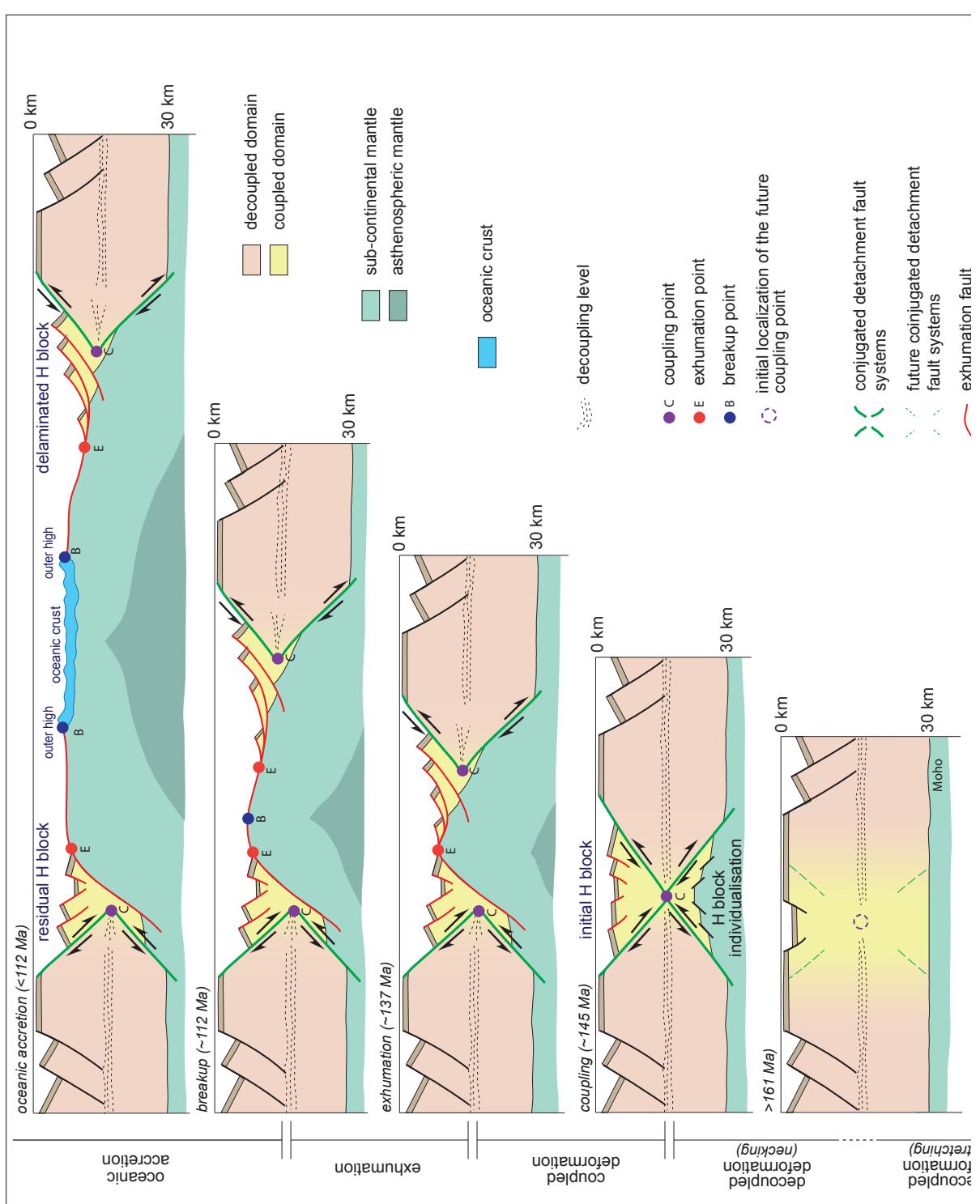


Figure 8. Conceptual restoration showing the time-space evolution of the Iberia-Newfoundland rift system. Note that the limits correspond to major “events” but also to mappable locations along margins limiting domains that show different evolutions of rifting. Note also that the limits defined on one margin have time equivalents on the conjugate margin. Another important point illustrated in this figure is the evolution from symmetric to asymmetric rifting that depends on the capacity of the crust to either decouple or couple deformation. The evolution of the coupled domain shows an evolution from a “symmetric” keystone (H-Block) to delaminated blocks that will eventually be split up between exhumed domains on the two future conjugate margins. In the final architecture of the margin one can define a residual H-Block in the upper plate margin and a delaminated H-Block in the lower plate margin within the coupled domain separated by an exhumed and an oceanic domain.

suggested that the formation of these highs was related to continental breakup dated as Latest Aptian. The authors suggest that breakup occurring during an excessive magmatic event in a previously exhumed mantle domain as indicated by the occurrence of MOR gabbros dated at 128 ± 3 Ma [Jagoutz *et al.*, 2007]. We concur with this interpretation and define the location of continental breakup at the outermost high that coincides with the position of the J magnetic anomaly.

Although the identification of different domains depends on the quality of the data, we believe that this subdivision is a major step forward in understanding the underlying processes active during rifting. Pre-requisites to define the different domains are access to high-quality reflection seismic data imaging to > 10 seconds and a relatively simple rift evolution (not out of sequence rifting or oblique extension, or major syn-rift magma). In particular in the case of magma-rich margins, the crust can be thickened, and decoupling may depend on the depth of intrusion of magmatic bodies. In this case the evolution of the margin is more complex and the architecture is the result of extension and magma-emplacement. Excess magma during rifting may also force the lithosphere to break in which case breakup may occur before the crust was thinned or exhumation may have started. Thus, in magma-rich margins, some modes of rifting may be suppressed and the margin may breakup at any stage.

c. Restoration and strain rates

In this study we proposed two different restoration techniques, one based on an areal balance and the other on the restoration of pre-rift layers back to their original horizontal position in the margin. Although the results of the two restorations are different, the values obtained for the single sections in the two transect give coherent values. Both methods show, that in order to thin the crust to zero and exhume mantle rocks, extension has to be in the order of $\beta = 2$. It is interesting to note that the areal restoration gives values that are constantly too high comparing with the results obtained from the restoration of pre-rift layers. While the former method is mainly based on the determination of the shape of the crust, i.e. top basement and top mantle, the later depends on the correct identification of pre-tectonic layers that were supposed to be continuous and sub-horizontal before onset of rifting. The areal balance is mainly controlled by the proximal margin, which has the thicker crust, but the lower extension. An overestimation of the initial crustal thickness strongly influences the final results. For the restoration of the pre-rift layers, the major error is the misidentification of the pre-rift layers. In the case of the Iberia-Newfoundland margin, the “pre-rift” layer used

in the decoupled domain is supposed to be Triassic to early Jurassic (pre-rift), while the “pre-rift” layer used in the coupled domain is Tithonian (drilled on the Iberia side and inferred on the Newfoundland side). Thus, pre-Tithonian extension in the coupled domain is not taken into account. Moreover, this technique does not really enable to define the amount of crustal thinning, since it is only restoring the length of a pre-tectonic marker horizon back to its pre-extensional stage. Thus, it is likely that this method is underestimating the total amount of extension. We suggest, that the real amount of extension may be somewhere in-between the two values obtained by the two different methods. More precise restoration methods, however, need to combine the two approaches, i.e. they need to combine an areal restoration by including pre-rift maker horizons. At the moment, we are not yet able to make such restorations, since the understanding of how brittle and ductile layers interact during rifting is not sufficiently well understood. The two major problems are that: 1) well defined, reliable strain markers are missing in hyperextended domains and, 2) brittle and ductile layers do not behave as “conservative” surfaces. Ductile material can become brittle as a consequence of cooling during thinning and exhumation. Brittle material may behave as semi-ductile (or macro-ductile) as a consequence of the breakdown and hydration of olivine and feldspar and the formation of low friction minerals such as serpentine and clay minerals. The formation of such low friction minerals may result in the development of a network of low frictional shear zones in the brittle domain [*Chester et al.*, 1985]. A major question that is yet unresolved is how much flattening this type of ductile to semi-ductile deformation may accommodate within hyper-extended domains.

One of the aims of this study was to restore and quantify the extensional deformation of two transects across the Iberia Newfoundland rift system. A key in determining amount and timing of the different stages of rifting is to be able to define width of domains and their limits and to be able to propose ages for these limits. As discussed in the previous section, we assume that extension results from the progressive localization of extension and that limits of domains correspond to changes in the mode of extension. Based on these assumptions, we determined rates of extension by measuring the total amount of extension of each domain accommodated during the time of its formation. To the values that we obtained we need, however, to add error bars that are, however, difficult to estimate. The values we obtained suggest that rates increase during rifting and approach during exhumation those of seafloor spreading (value from [*Minshull et al.*, 2001]). This increase in strain rates may be explained by either an increase of strain rates within the southern North Atlantic rift system, or by increasing localization of

rifting within the Iberia-Newfoundland rift system, while competing rift systems such as the Orphan rift stopped. An interesting aspect is that more mantle is exhumed in the southern transect comparing to the northern transect, which suggests that rates decrease northwards. This may be explained by a rotation of Flemish Cap at this stage, resulting in the formation of V-shaped basins on both sides of Flemish Cap [Sibuet *et al.*, 2007]. An alternative interpretation is that mantle exhumation occurred and was controlled by a polar rotation during progressive northward migration of a v-shaped basin.

7. Conclusions

In this paper we described, based on reflection and refraction seismic and drill hole data, two transects across two pairs of the conjugated Iberia-Newfoundland rift system. We propose, using a number of characteristics such as crustal thickness, geometry of top-basement and top mantle reflections, accommodation space, stratigraphic and crustal architecture, geometry of the structures creating accommodation space and their relation to decoupling horizons, a subdivision of the margins in 4 domains, referred to as decoupled, coupled, exhumed and oceanic domains. The limits separating these domains juxtapose parts of the margin, which show different isostatic, structural, magmatic and sedimentary evolutions during rifting. The limits correspond therefore not only to particular locations that can be mapped in a margin, but correspond also to major changes in the rheological, mechanical and magmatic evolution of the rift system indicated by a change in the mode of extension from decoupled to coupled, to exhumation to breakup and onset of seafloor spreading. Since these changes correspond to a sequential evolution associated with strain localization we assume that these limits have time equivalents on both conjugate margins and occur, across the margin simultaneously (Fig. 8).

A second goal of this paper was to restore the rift sections, to quantify the total amount of extension and to define the strain rates for two transects across the Iberia-Newfoundland rift system. We used two different restoration methods, an areal balancing and a kinematic inversion method. The results show that bulk crustal extension leading to mantle exhumation is in the order of $\beta = 2$ corresponding to a total extension that is in the order of about 200 km. The amount of extension depends, however, on the deformation mode. Extension in the decoupled domain is strongly variable across the rift-system and is strongly depended on the inherited ratio between ductile and brittle layers. In contrast, coupled domains show a very homogeneous strain distribution across the whole rift system. Exhumed mantle domains, in contrast, show strong lateral variations suggesting that these domains formed as V-shaped domains. How these lateral variations in strain and strain rate can be explained is yet unclear. Two end-member interpretations are possible: either that these changes reflect overall changes in total amount of strain and strain rates in the overall North Atlantic rift system, or that these changes are related to strain distribution and localization within this rift system.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors acknowledge TGS-NOPEC for the permission to publish the TGS seismic reflection line. This work was supported by TOTAL.

REFERENCES CITED

- Afilhado, A., L. Matias, H. Shiobara, A. Hirn, L. Mendes-Victor, and H. Shimamura, (2008), From unthinned continent to ocean: The deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38°N, *Tectonophysics*, 458, 9–50, doi:10.1016/j.tecto.2008.03.002.
- Alves, T.M., C. Moita, F. Sandnes, T. Cunha, J.H. Monteiro, and L.M. Pinheiro (2006), Mesozoic-Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90, 31-60, DOI:10.1306/08110504138.
- Anonymous (1972), Penrose field conference on ophiolites, *Geotimes*, 17, 24-25.
- Beslier, M. O. (1996), Data report: Seismic line LG12 in the Iberia Abyssal Plain, *Proc. ODP Sci. Results*, 149, 737–739.
- Boillot, G., E.L. Winterer, A. W. Meyer, et al. (1987a), *Proc. ODP Initial Reports*, 103, Ocean Drilling Program, College Station, Tex.
- Boillot, G., M. Recq, and SCENTIFIC PARTY ODP LEG 103 (1987b), Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain), *Tectonophysics*, 132, 335-342.
- Boillot, G., J. Girardeau, and J. Kornprobst (1989), Rifting of the West Galicia continental margin: a review, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 393-400.
- Bronner, A., D. Sauter, G. Manatschal, G. Péron-Pinvidic, M. Munschy (2011), Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins, *Nature Geosciences*, 4, 549-553, DOI: 10.1038/Ngeo1201..
- Chester, F.M., M. Friedman, J.M. Logan (1985), Foliated cataclasites, *Tectonophysics*, 111, 139–146.
- Chian, D., K. Louden, T.A. Minshull, & R.B. Whitmarsh (1999), Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect, *Journal of Geophysical Research*, 104-B4, 7443–7462.
- Clark, S.A., D. Sawyer, J.A. Austin, G.L. Christeson, and Y. Nakamura (2007), Characterizing the Galicia Bank-Southern Iberia Abyssal Plain rifted margin segment boundary using multichannel seismic and ocean bottom seismometer data, *Journal of Geophysical Research*, 112, B03408, doi:10.1029/2006JB004581.
- Christensen, N.I., W.D. and Money (1995), Seismic velocity and composition of the continental crust: A global view, *Journal of Geophysical Research*, 100, 9761-9788.
- Cunha, T. (2008), Gravity anomalies, flexure, and the thermal and mechanical evolution of the West Iberia Margin and its conjugate of Newfoundland, PhD Thesis, Department of Earth Sciences, Oxford University.
- Dean, S.M., T.A. Minshull, R.B. Whitmarsh, & K.E. Louden (2000), Deep structure of the ocean-continent transition in the Southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20' N, *Journal of Geophysical Research*, 105, 5859-5885.

-
- Discovery 215 Working Group (1998), Deep structure in the vicinity of the ocean-continent transition zone under the Southern Iberia Abyssal Plain, *Geology*, 26, 743 – 746.
- Dunbar, J.A. & D.S. Sawyer (1989), How preexisting weaknesses control the style of continental breakup, *Journal of Geophysical Research*, 94, 7278-7292.
- Funck , T., J.R. Hopper, H.G. Larsen, K.E. Louden, B.E. Tucholke, and W.S. Holbrook (2003), Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results, *Journal of Geophysical research*, 108, B11, 2531, doi:10.1029/2003JB002434.
- Grange, M., U. Schärer, G. Cornen, & J. Girardeau (2008), First alkaline magmatism during Iberia–Newfoundland rifting, *Terra Nova*, 20, 494-503.
- Groupe Galice (1979), The continental margin off Galicia and Portugal: Acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy, and structural evolution, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 47, 633 – 662.
- Hart, S.R. & J. Blusztajn (2006), Age and Geochemistry of the Mafic Sills, ODP Site 1276, Newfoundland Margin, *Chemical Geology*, 235, 222-237.
- Henning, A.T., D.S. Sawyer, & D.S. Templeton (2004), Exhumed upper mantle within the ocean-continent transition of the Northern West Iberia margin: evidence from prestack depth migration and total tectonic subsidence analyses, *Journal of Geophysical Research*, 109, B05103, doi: 10.1029/2003JB002526.
- Hopper, J.R., T. Funck, B.E. Tucholke, H.G. Larsen, W.S. Holbrook, K.E. Louden, D. Shillington, and H. Lau (2004), Continental breakup and the onset of ultraslow seafloor spreading off Flemish Cap on the Newfoundland rifted margin, *Geology*, 32, 93-96, doi: 10.1130/G19694.1.
- Hopper, J.R., T. Funck, B.E. Tucholke, K.E. Louden, W.S. Holbrook, and H.C. Larsen (2006), A deep seismic investigation of the Flemish Cap margin: implications for the origin of deep reflectivity and evidence for asymmetric break-up between Newfoundland and Iberia, *Geophys. J. Int.*, 164, 501-515, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02800.x.
- Huismans, R. S., and C. Beaumont (2008), Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension, *Geology*, 36, 163-166, doi: 10.1130/G24231A.1.
- Huismans, R. S., and C. Beaumont (2011), Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins, *Nature*, 473, 74-78, doi: 10.1038/nature09988.
- Jagoutz, O., O. Müntener, G. Manatschal, D. Rubatto, G. Péron-Pinvidic, D.B. Turrin, & I.M. Villa (2007), The rift-to-drift transition in the North Atlantic: A stuttering start of the MORB machine?, *Geology*, 35, 1087–1090, doi: 10.1130/G23613A.1.
- Jammes S., L. Lavier, G. Manatschal (2010), Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: from observation to modeling, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, Q10016. doi: 10.1029/2010GC003218.
- Keller, G.R., and R.D.Jr. Hatcher (1999), Some comparisons of the structure and evolution of the southern Appalachian–Ouachita orogen and portions of the Trans-European Suture Zone region, *Tectonophysics*, 314, 43–68.
- Krawczyk, C.M., T.J. Reston, M.O. Beslier, & G. Boillot (1996), Evidence for Detachment Tectonics on the Iberia Abyssal Plain rifted margin, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 149, pp. 603-615, eds Whitmarsh R.B., D.S. Sawyer, A. Klaus and D.G. Masson.

- Lau, K.W.H., K.E. Louden, T. Funck, B.E. Tucholke, W.S. Holbrook, J.R. Hopper, and H.C. Larsen (2006), Crustal structure across the Grand Banks–Newfoundland Basin Continental Margin – I. Results from a seismic refraction profile, *Geophys. J. Int.*, 167, 127–156, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02988.x.
- Lavier, L. and G. Manatschal (2006), A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins, *Nature*, 440, 324–328, doi:10.1038/nature04608.
- Manatschal, G., N. Froitzheim, M. Rubenach, & B.D. Turrin (2001), The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: Insights from the Iberia Abyssal Plain, in *Non-volcanic rifting of continental margins: a comparison of evidence from land and sea*, vol. 187, pp. 405–428, eds Wilson, R.C.L., R.B. Whitmarsh, B. Taylor, & N. Froitzheim, *Geological Society, London, Special Publications, Geol. Soc. of London*.
- Manatschal, G. (2004), New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps, *International Journal of Earth Sciences*, 93, pp. 432–466, doi: 10.1007/s00531-004-0394-7.
- Minshull, T.A., S.M. Dean, R.S. White, & R.B. Whitmarsh (2001), Anomalous melt production after continental break-up in the southern Iberia Abyssal Plain, in *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea.*, vol. 187, 537–550, eds Wilson, R.C.L., R.B. Whitmarsh, B. Taylor, & N. Froitzheim, *Geological Society, London, Special Publications, Geol. Soc. of London*.
- Minshull, T.A. (2009), Geophysical characterisation of the ocean–continent transition at magma-poor rifted margins, *C.R. Geoscience*, 41, 382–393, doi:10.1016/j.crte.2008.09.003.
- Montadert, L., D. G. Roberts, O. De Charpal, and P. Guennoc (1979), Rifting and subsidence of the northern continental margin of the bay of biscay, Texas A&M University, Ocean Drilling Program : College Station, TX, United States.
- Müntener, O. and G. Manatschal (2006), High degrees of melt extraction recorded by spinel harzburgite of the Newfoundland margin: The role of inheritance and consequences for the evolution of the southern North Atlantic, *Earth and Planetary Science Letters*, 252), 437–452, doi:10.1016/j.epsl.2006.10.009.
- Passchier, C.W., and R.A.J. Trouw (1996), Microtectonics, *Springer-Verlag Berlin 1996*, ISBN 3540587136. 289 pp. Hardback. DM 64.00.
- Pérez-Gussinyé, M., C.R. Ranero, and T.J. Reston (2003), Mechanisms of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia, *Journal of Geophysical research*, 108, NO. B5, 2245, doi:10.1029/2001JB000901.
- Péron-Pinvidic, G., G. Manatschal, T.A. Minshull, & S. Dean (2007), Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia–Newfoundland margins: evidence for a complex breakup history, *Tectonics*, 26, TC2011, doi:10.1029/2006TC001970.
- Peron-Pinvidic, G. and G. Manatschal (2009), The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view, *Int J. Earth Sci.*, 98, 1581–1597, doi: 10.1007/s00531-008-0337-9.
- Péron-Pinvidic, G. & G. Manatschal (2010), From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart?, *Petroleum Geoscience*, 16, 189-197, doi: 10.1144/1354-079309-903.

-
- Pickup, S.L.B., R.B. Whitmarsh, C.M.R. Fowler, & T.J. Reston (1996), Insight into the nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel seismic reflection profile, *Geology*, 24, 1079-1082.
- Ranero C.R., and M. Pérez-Gussinyé (2010), Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins, *Nature*, 468, 294-297, doi: 10.1038/nature09520.
- Reston, T.J., C.M. Krawczyk, D. Klaeschen (1996), The S reflector west of Galicia (Spain): evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup, *Journal of Geophysical Research*, 101, 8075–8091.
- Reston, T.J. (2009), The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis, *Tectonophysics*, 468, 6-27, doi: 10.1016/j.tecto.2008.09.002.
- Reston, T.J. (2010), The opening of the central segment of the South Atlantic: symmetry and the extension discrepancy, *Petroleum Geoscience*, 16, 199–206, doi: 10.1144/1354-079309-907.
- Reston, T.J. and K.G. McDermott (2011), Successive detachment faults and mantle unroofing at magma-poor rifted margins, *Geology*, 39, 1071-1074, doi: 10.1130/G32428.1.
- Rudnick, R.L., and S. Gao (2003), Composition of the Continental Crust, *Treatise of Geochemistry*, 3, 1-64.
- Sawyer, D.S., R.B. Whitmarsh, A. Klaus, et al. (1994), *Proc. ODP Initial Reports*, 149, Ocean Drilling Program, College Station, Tex.
- Shillington, D.J., W.S. Holbrook, B.E. Tucholke, J.R. Hopper, K.E. Louden, H.C. Larsen, H.J.A. Van Avendonk, S. Deemer, & J. Hall (2004), Data report: Marine geophysical data on the Newfoundland nonvolcanic rifted margin around SCREECH Transect 2, *Proc. Ocean Drill. Program Initial Rep.*, 210.
- Shillington, D.J., W.S. Holbrook, H.J.A. Van Avendonk, B.E. Tucholke, J. Hopper, K. Louden, H.C. Larsen, G.T. Nunes & ODP Leg 210 Scientific Party (2006) Evidence for asymmetric nonvolcanic rifting and slow incipient seafloor spreading from seismic reflection data on the Newfoundland margin, *Journal of Geophysical Research*, 111, B09402, doi: 10.1029/2005JB003981.
- Sibuet, J.C., W.B.F. Ryan et al. (1979), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 47, Part 2, Washington (U.S. Government Printing Office).
- Sibuet, J.C., S. Srivastva, M. Enachescu, & G.D. Karner (2007), Lower Cretaceous motion of Flemish Cap with respect to North America: implications on the formation of Orphan Basin and SE Flemish Cap / Galicia Bank conjugate margins, in *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*, vol. 282, eds Karner G.D., G. Manatschal & L.M. Pinheiro, Geological Society, London, Special Publication.
- Srivastava, S.P., J.C. Sibuet, S. Cande, W.R. Roest, and I.D. Reid (2000), Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins, *Earth and Planetary Science Letters*, 182, 61-76.
- Stipp, M., H. Stünitz, R. Heilbronner, S.M. Schmid (2002), Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental 1174 conditions, *Geological Society, London, Special Publications*, 200 (1), 171-190.

- Sutra, E., and G. Manatschal (2012), How does the continental crust thin in a hyper-extended rifted margin? Insights from the Iberia margin, *Geology*, 40, 139-142, doi:10.130/G32786.1.
- Tankard, A.J., H.J. Welsink, and W.A.M. Jenkins (1989), Structural styles and stratigraphy of the Jeanne d'Arc basin, Grand Banks of Newfoundland, in *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*, vol. 46, pp. 265-282, eds Tankard A.J. and H.R. Balkwill, AAPG Memoir.
- Tucholke, B.E., J.-C. Sibuet, A. Klaus et al. (2004), *Proc. ODP Init. Repts.*, 210, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Tucholke, B.E. & J.C. Sibuet (2007), Leg 210 synthesis: tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 210, eds Tucholke, B.E., J.-C. Sibuet, and A. Klaus.
- Van Avendonk, H.J.A., W.S. Holbrook, G.T. Nunes, D.J. Shillington, B.E. Tucholke, K.E. Louden, H.C. Larsen, & J.R. Hopper (2006), Seismic velocity structure of the rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland, Canada, *Journal of Geophysical Research*, 111, B11404, doi: 10.1029/2005JB004156.
- Van Avendonk, H., L.L. Lavier, D.J. Shillington, & G. Manatschal (2009), Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland, *Tectonophysics*, 468, 131-148, doi: 10.1016/j.tecto.2008.05.030.
- Whitmarsh R.B., F. Avedik and M.R. Saunders (1986), The seismic structure of thinned continental crust in the northern Bay of Biscay, *Geophysical Journal - Royal Astronomical Society*, 86 (2), 589-602.
- Whitmarsh R.B., P.R. Miles and M. Pinheiro (1990), The seismic velocity structure of some NE Atlantic continental rise sediments; a lithification index?, *Geophysical Journal International*, 101, 367-378.
- Whitmarsh, R.B., M.-O. Beslier, P. J.Wallace et al. (1998), Return to Iberia: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 173, Ocean Drilling Program, College Station, Tex.
- Whitmarsh, R.B., S.M. Dean, T.A. Minshull, and M. Tompkins (2000), Tectonic implications of exposure of lower continental crust beneath the Iberia Abyssal Plain, Northeast Atlantic Ocean : geophysical evidence, *Tectonics*, 19-5, 919-942.
- Whitmarsh, R.B., G. Manatschal, & T.A. Minshull (2001), Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading, *Nature*, 413, 150–154.
- Williams, S. E., J. M. Whittaker, and R. D. Müller (2011), Full-fit, palinspatic reconstruction of the conjugate Australian-Antarctic margins, *Tectonics*, 30, TC6012, doi: 10.1029/2011TC002912.
- Wilson, R. C. L., G. Manatschal, and S. Wise (2001), Rifting along non-volcanic passive margins: Stratigraphic and seismic evidence from the Mesozoic successions of the Alps and western Iberia, in *Non-volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence From Land and Sea*, vol. 187, pp. 429–452, eds Wilson, R. C. L., R. B Whitmarsh, B. Taylor and N. Froitzheim, Geological Society, London, Special Publication.
- Zalán, P.V., M.C.G. Severino, C.A. Rigoti, L.P. Magnavita1, J.A.B. de Oliveira, and A. Roessler Vianna (2011), An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of a South Atlantic Passive Margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil. *Search and Discovery Article #30177*.

Zelt, C.A., K. Sain, J.V. Naumenko, & D.S. Sawyer (2003), Assessment of crustal velocity models using seismic refraction and reflection tomography, *Geophysical Journal International*, 153, 609–626.

D. Extended Abstract

<http://metododirecto.pt/CM2010>
ISBN: 978-989-96923-0-5
Volume II - p. 27 - 37



The lesson from the Iberia-Newfoundland rifted margins: how applicable is it to other rifted margins?

Manatschal, G.⁽¹⁾, Sutra, E.⁽¹⁾ and Péron-Pinvidic, G.⁽²⁾

(1) IPGS-EOST, UdS-CNRS; 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, France

(2) NGU; Leiv Erikssons vei 39, N-7491 Trondheim, Norway

ABSTRACT

The Iberia-Newfoundland rifted margins represent a unique data set to study the structure and processes related to rifting and continental breakup in magma-poor rifted margins. The major observations made along these margins show that: 1) rifting is polyphase and deformation localizes and migrates towards the area of final breakup, 2) the mantle consists of inherited, infiltrated and depleted domains, and 3) magmatism includes infiltration, underplating, dikeing and extrusion of MOR and alkaline magmas before, during and after continental breakup. This complex polyphase evolution is recorded in the migration of syntectonic sedimentary sequences and a subsidence history, which is yet little understood. These observations enable us to propose and test new models for the formation of deep-water rifted margins and continental break-up. A key question is to what extend the observations and models derived from the Iberia-Newfoundland rifted margins can be compared with less explored rift systems.

KEYWORDS: Iberia-Newfoundland, magma-poor deep water rifted margins, hyper-extended crust, mantle exhumation, detachment faulting.

1. Introduction

Research into the formation of deep-water rifted margins is uncontestedly undergoing a paradigm shift. The discovery of exhumed continental mantle, hyper-extended crust and top basement detachment faults directly overlain by extensional allochthons or syn- and post-rift sediments offshore Iberia and Newfoundland is at the origin of new concepts for the formation of rifted margins. Direct access to pertinent geological and geophysical data sets through deep-sea drilling and seismic surveys is fundamental in defining the processes that control continental lithospheric thinning and breakup in magma-poor rifted margins. However, complete datasets exist only from very few margins and it is unclear to what extend the lesson from the Iberia-Newfoundland rifted margins can be used to interpret other rifted margins such as the Central and Southern Atlantic, the Australian and Arctic rifted margins. Despite the lack of ultra deep-water industry and academic drilling along most of these margins, the increasing number of high-quality deep-penetrating multichannel seismic surveys indicates that these margins share some first order similarities with the Iberia-Newfoundland rifted margins. This paper reviews the key structures, crustal architecture and rift processes proposed for the Iberia-Newfoundland rift system, which represents a benchmark dataset for less explored magma-poor rifted margins.

2. Geological context and data

The Iberia-Newfoundland rifted margins are conjugate, magma-poor rifted margins that resulted from the separation of the North America and Iberia plates (FIG.1). They belong to a Triassic to Lower Cretaceous rift system that includes several V-shaped hyper-extended rift basins such as Rockall Trough, Porcupine and Orphan basins. The importance of inherited Variscan and Caledonian structures as well as the polyphase nature of this rift system is discussed in Sibuet et al. (2007) and Péron-Pinvidic and Manatschal (2010). Rifting seems to have localized during Late Jurassic to

II CENTRAL & NORTH ATLANTIC CONJUGATE MARGINS CONFERENCE LISBON 2010

Re-Discovering the Atlantic, New winds for an old sea

Early Cretaceous time within several basins resulting in thin, less than 10 km thick crust and locale mantle exhumation. The age of final break-up in the southern North Atlantic is proposed, based on stratigraphic arguments, to occur in late Aptian to earliest Albian time (112 Ma) (Péron-Pinvidic et al. 2007, Tucholke et al. 2007). One major question is how final breakup is related and controlled by the previous rift-event.

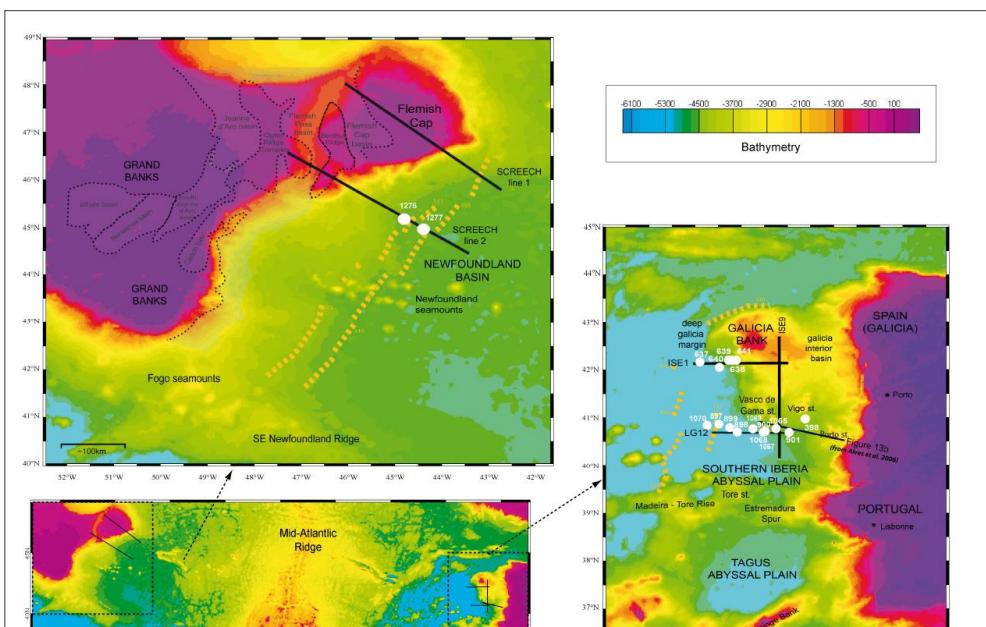


FIG.1 - Map of the southern North Atlantic showing the Iberia and Newfoundland rifted margins and the major seismic lines discussed in this paper.

In this paper we will mainly focus on the Iberia-Newfoundland rifted margins. These margins are at present the only ones where deep-sea drilling penetrated basement. 18 sites were drilled during DSDP Leg 47B and ODP Legs 103, 149, 173 and 210 (Sibuet, Ryan et al. 1979, Boillot et al. 1987, Sawyer, Whitmarsh, Klaus et al. 1994, Whitmarsh, Beslier and Wallace et al. 1998, Tucholke et al. 2007). These data combined with refraction and reflection seismic surveys (for a review see Shillington et al. 2006, van Avendonk et al. 2009, Péron-Pinvidic and Manatschal 2009) make that the Iberia-Newfoundland rifted margins are at present considered as the best studied rifted margins worldwide.

3. Key observations

The absence of important magmatic additions and salt, both of which can obscure the rift structures, enables to map rift structures and depositional systems using reflection and refraction seismic data. The nature of basement was determined based on ODP drill hole data. A first order observation that can be made along the Iberia-Newfoundland rifted margins is the occurrence of distinct domains referred to as the proximal margin, the necking zone, the distal margin, the ocean continent transition (OCT) and the oceanic crust. This contrasts to classical rift models, which distinguished only two major domains: a continental domain formed by tilted blocks and fault bounded rift basins and an oceanic domain formed by a classical three layered oceanic crust (FIG.2). The limit between the two was defined as a sharp contact, i.e. the ocean

continent boundary (OCB), corresponding to the location where breakup occurred (FIG.2).

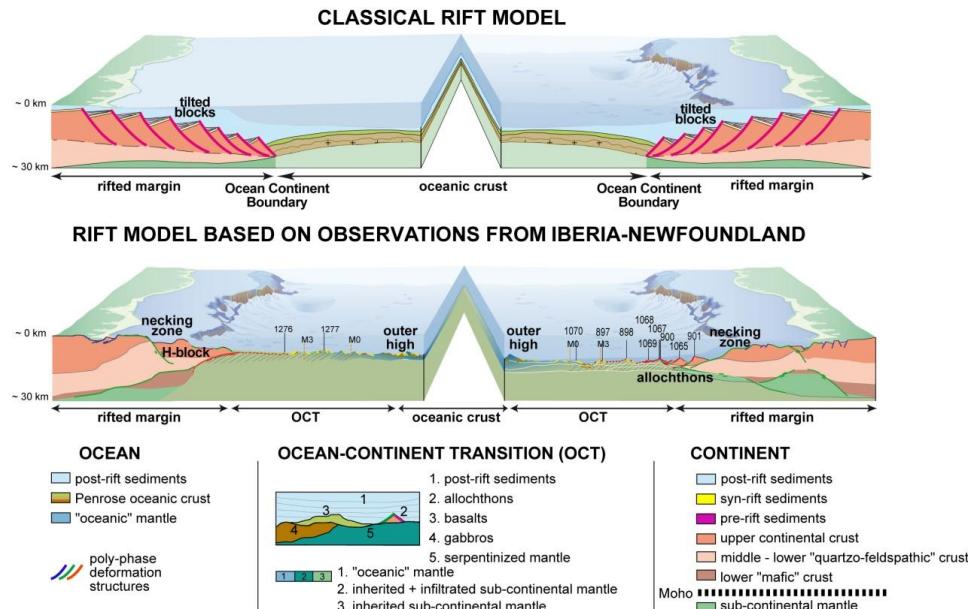


FIG.2 - Schematic three-dimensional representations of rifted margins: (a) Classical representation showing pre-, syn- and post-rift sediment architecture over uniformly stretched continental crust, affected by high-angle normal faults in the upper crust and ductile deformation in the lower crust, juxtaposed against a three layer Penrose type oceanic crust. (b) Representation of the structure of the Iberia-Newfoundland rifted margins as deduced from seismic sections and drill hole data. Major differences to the classical rift model are the occurrence of mantle exhumation along top-basement detachment faults in the OCT.

Rift domains observed along the Iberia-Newfoundland rifted margins (FIG.3)

The proximal margin is formed by fault bounded basins with normal faults soling out at mid-crustal levels indicating decoupling between upper crustal and mantle deformation. Moho topography is subdued and β -factors are typically less than 2. This domain corresponds to the continental shelf and is characterized by shallow marine sediments.

The necking zone is defined as a localized area where the crust thins to less than 10 km. This domain is yet little explored and no drill hole recovered basement rocks from the necking zone of the Iberia-Newfoundland rift system. Therefore, the necking zone is so far only defined by refraction seismic data. Reflection seismic data from the necking zone often show strong reflections at the top, within and at the base of the crust converging oceanwards. If these reflections are related to crustal thinning is not yet clear.

The distal margin is formed by hyper-extended crust, often less than 10 km thick. A strong reflection referred to as the "S" reflection (de Charpal et al. 1992; Hoffmann and Reston 1992), in the Iberia Abyssal Plain also referred to as "H" reflector (Krawczyk et al. 1996), is the most prominent feature on seismic sections. This prominent reflector truncates tilted blocks suggesting that it acts as a detachment onto which the overlying fault blocks ride. Analysis of the physical properties of these strong reflections (Reston 1996) showed that they represent a relatively sharp boundary

II CENTRAL & NORTH ATLANTIC CONJUGATE MARGINS CONFERENCE LISBON 2010
Re-Discovering the Atlantic, New winds for an old sea

between fractured crustal rocks and partially serpentinized peridotites. In the Iberia Abyssal Plain, the “H” reflection points oceanwards towards the seafloor, which allowed this structure to be drilled (FIG.3). ODP Sites 900 and 1067 drilled into the hanging wall of the reflection and recovered hydrated mid to lower crustal rocks while ODP Site 1068 penetrated serpentinized mantle rocks in the footwall, which supports the idea that the “H” and “S” reflections define the boundary between exhumed crustal and mantle rocks. The interface between these reflections and the top of the basement represents therefore the continentward limit of exhumed mantle. Seismic reflection images from the Iberia-Newfoundland distal margins show that the continental basement is unevenly distributed (FIG.3). While the Newfoundland margin preserves a well-defined block (e.g. H-Block of Lavier and Manatschal 2006), the conjugate is made of thin allochthons and tilted blocks. Péron-Pinvidic and Manatschal (2010) interpreted the crustal block on the Newfoundland margin as a residual block of a former H-Block and the tilted blocks on the Iberia margin as extensional allochthons resulting from the delamination of the H-Block during final mantle exhumation along top-basement detachment faults (for details and definition of the H-Block see FIG.4 in Péron-Pinvidic and Manatschal 2010). The top-basement detachment faults exhumed in their footwall lower crustal and mantle rocks to the seafloor. This is supported by ODP Sites 900, 1067, 1068 over Hobby High (FIG.3; see also for a review Manatschal et al. 2001). These drill hole data show that all basement and mantle rocks recovered from the distal margin are strongly altered, which is compatible with the low velocities obtained from the refraction seismic data from the Iberia margin (Chian et al. 1999).

The OCT is interpreted as the domain separating reflective hyper-extended continental crust and embryonic oceanic crust. The contact to the last identifiable continental crust corresponds to the location where the “S” and “H” type reflections (see above for discussion) intersect with the top of the basement. Oceanwards such strong intra-basement reflections are very rare. The contact to true oceanic crust occurs along a basement high referred to as outer high (for a definition see Péron-Pinvidic and Manatschal 2010). The basement in the OCT typically has a moderate velocity gradient ($\sim 0.2 \text{ s}^{-1}$) passing down from 5 km/s to close to 8 km/s and is characterized by weak ill-defined magnetic anomalies. Basement from the OCT has been sampled by dredging, by submersible and by drilling at ODP Sites 637, 897, 899, 1068 and 1070 on the Iberia margin and at ODP Site 1277 on the Newfoundland margin (for a review see Müntener and Manatschal 2006). The samples show that the anomalous crust in the OCT is formed by exhumed serpentinized subcontinental mantle that shows locally evidence for infiltration of the mantle by magmas. The observed downward increasing velocity gradient is therefore explained by downward decreasing serpentinization. However, velocities intermediate between 7 and 7.8 km/s occurring at the oceanward end of the OCT beneath the outer high at more than 6 km depth are too deep to be explained by serpentinization only. An alternative interpretation is that these domains at the transition between the OCT and the first oceanic crust are formed by underplated bodies or may correspond to zones of partly serpentinized mantle intruded with mafic magmas related to excess magmatic activity during continental breakup (e.g. Péron-Pinvidic et al. 2007 and FIG.3 in Jagoutz et al. 2007). All drill holes penetrating basement in the OCT recovered tectono-sedimentary breccias at the top of the basement. These breccias range from sedimentary (debris flows, olistostromes) to tectonic (cataclasites and gouges) to ophicalcites, the latter resulting from reaction of tectonized exhumed mantle rocks with seawater. Although several hypotheses have been put forward to explain the occurrence of these breccias [Whitmarsh and Sawyer 1996], at present these breccias are interpreted as being related to the exhumation of crustal and mantle rocks along

detachment faults. Drilling in the OCT also showed the existence of extensional allochthons made of continental crust (ODP Site 1069; Wilson et al. 2001). These extensional allochthons are interpreted to have formed while the mantle was pulled out from underneath the Newfoundland margin (for details see Péron-Pinvidic and Manatschal 2010). Important to note is also that magmatic rocks can locally occur in the OCT as MOR gabbros or basalts, the latter reworked in debris flows, or as alkaline magmas in veins and sills that pre-date as well as post-date continental breakup (Jagoutz et al. 2007).

The oceanic crust in the Iberia-Newfoundland rifted margins has not been drilled and therefore little is known about its nature. However, the nature of oceanic crust is well defined by reflection and refraction seismic data indicating that the oceanic crust is different and can therefore be distinguished from the crust forming the OCT (for more details see Whitmarsh et al. 2001).

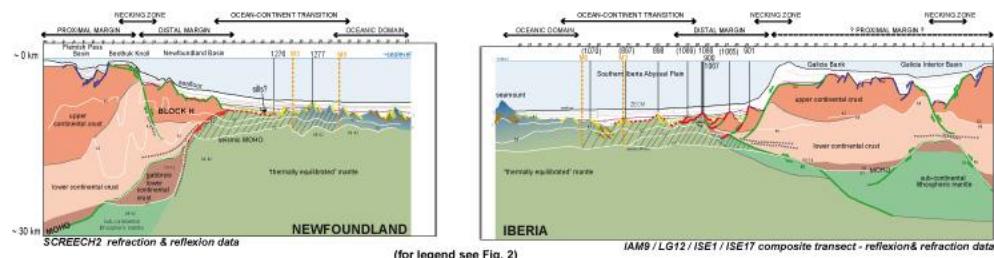


FIG.3 - Reconstructed section across the conjugate Iberia-Newfoundland rifted margins (modified from Péron-Pinvidic and Manatschal (2009)). The Iberia - Newfoundland composite transect is based on geophysical data (van Avendonk et al. [2006], Shillington et al. [2006], Pickup et al. [1996], Perez-Gussinyé et al. [2001]) and drill hole data (ODP Legs 103, 149, 173 and 210 Scientific Results). The section coincides with the Screech 2 reflexion /refraction profiles on the Newfoundland margin and integrates the IAM9; LG12, ISE1 and ISE17 lines on the Iberia margin (for location of the transects see map in FIG.1).

Stratigraphic record of the deep Iberia-Newfoundland rifted margins

At present little is known about depositional environments, sedimentary facies, age and subsidence and thermal history of pre- to syn-rift sediments of deep water rifted margins. Based on the drilling results and in particular due to the surprising similarity between the Lower Cretaceous sediments drilled at Sites 398 and 1276 on the Iberia and Newfoundland margins respectively (see FIG.12 in Shipboard Scientific Party 2004) it is possible to map and date the major seismic formations in the Iberia-Newfoundland rifted margins (Péron-Pinvidic et al. 2007). However, as discussed by Wilson et al. (2001) and Péron-Pinvidic et al. (2007), the determination of syn-rift stratigraphic intervals is difficult and remains a major difficulty. This is mainly due to the fact that drilling targeted mainly basement highs, which explains that true “syn-rift sediments” were only recovered from very few places along the Iberia-Newfoundland rifted margins.

4. Processes controlling rifting and continental breakup

The spatial and temporal evolution of rifting observed in the Iberia-Newfoundland rift system, shows a progressive localization and migration of rifting towards areas where the crust is thinned to less than 10 km and where mantle is exhumed at the seafloor (Péron-Pinvidic and Manatschal 2010). This is well shown by the distribution

II CENTRAL & NORTH ATLANTIC CONJUGATE MARGINS CONFERENCE | LISBON 2010
Re-Discovering the Atlantic, New winds for an old sea

of hyper-extended V-shaped rift basins in the southern North Atlantic. It is important to note that the subsequent continental breakup cross cut the previous rift structures. This leads to the question to what extend rifting controls continental breakup. In the Iberia-Newfoundland rift system it can be observed that deformation migrates and localizes during rifting. Lavier and Manatschal (2006) proposed that the migration and localization of rifting is related to a change in the mode of extension, which can also explain the different domains described in the previous chapter. While proximal margins are mainly affected by coupled pure shear extension (e.g. stretching phase of Lavier and Manatschal 2006), the evolution of the distal margins is more complex and controlled by thinning and exhumation processes involving detachment faulting. These structures, so far only drilled in the Iberia-Newfoundland rifted margins, are interpreted to result from the sequential overprint of stretching, thinning and exhumation phases (FIG.4).

In contrast to the stretching (pure shear) and exhumation (simple shear) modes that were defined by McKenzie (1978) and Wernicke (1985) the least understood processes that can not be explained by these two modes are related to the question of how the lithosphere thinned and finally ruptured.

Whitmarsh et al. (2001) showed evidence that major crustal thinning in the Iberia-Newfoundland rift system occurred during Late Jurassic (Tithonian). The major problem is that the thinning of the crust seems not to be accompanied directly by the expected subsidence as indicated by the relatively shallow water conditions indicated by the drilled Tithonian sediments (for more details see Wilson et al. 2001, Péron-Pinvidic and Manatschal 2009). A possible explanation could be that crustal thinning occurred simultaneously with the thermal uplift provided by the extreme thinning of the entire lithosphere (e.g. depth depended thinning of Kusznir and Karner 2007). In the case of the Iberia-Newfoundland rift system the distribution of subsidence during crustal thinning recorded in the Tithonian sediments may therefore provide indirect constraints on the amount of thinning of the lithosphere and the timing of infiltration in the lithospheric mantle described by Müntener and Manatschal (2006). However, in order to proof the link between magma infiltration during lithospheric thinning, strain localization, and the anomalous Tithonian subsidence history, further drilling along the Iberia and Newfoundland rifted margins is necessary.

Continental breakup occurs only after mantle rocks have been exhumed at the seafloor. In theory lithospheric stretching and thinning allows the underlying asthenospheric mantle to well up towards the surface, undergoing decompression melting according to the amount and rate of upwelling, coupled with the temperature and fertility of the asthenosphere (Bown and White 1995). In reality, this process may be more complex. During lithospheric thinning deformation processes may evolve as a function of changes in rheology due to changes in temperature and pressure or additions of magma and fluids (Pérez-Gussinyé and Reston 2001). This process may result in an increased coupling between crust and mantle, culminating in complete crustal embrittlement. Only when the entire crust becomes brittle, detachment faults can cut from the crust into mantle and exhume the latter at the seafloor. This happens in the Iberia-Newfoundland rift system when the crust is less than 10 km thick between Tithonian and Valanginian time (between 145 and 137 Ma). However, continental breakup occurs only in latest Aptian to earliest Albian time, i.e. at about 112 Ma, indicating a delay of 25 myr between first mantle exhumation and continental breakup. Classical rift models (FIG.1) can neither explain this delay, nor the existence of a wide OCT. This has major consequences for the interpretation of the breakup unconformity, magnetic anomalies and the occurrence of high-angle faults and sedimentary wedges in

the OCT. The new observations show that none of them can be used as stand alone criteria to determine continental breakup or to map the oceanward limit of continental crust. Recurrence of distributed tectonic extension and magmatic activity after mantle exhumation and even after onset of localized seafloor spreading within the OCT suggests that continental breakup is more complex as previously suggested and that OCTs do not behave like oceanic domains.

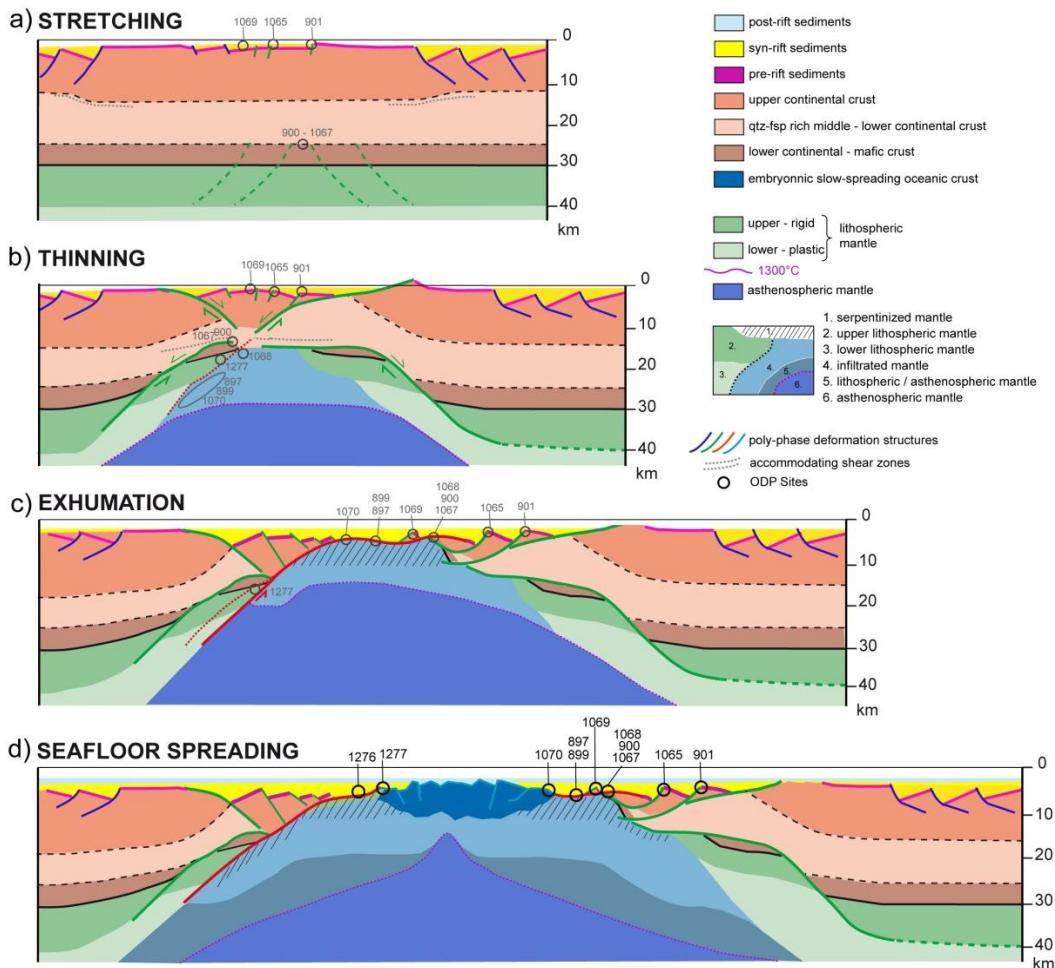


FIG.4 - Schematic conceptual model showing the evolution of rifting based on observations from the Iberia/Newfoundland rift system (modified from Péron-Pinvidic and Manatschal 2009). FIG.4.a. to 4.d. summarize the modes of extension leading to continental break-up. **(a)** The stretching mode is characterized by high-angle listric faulting associated with classical half-graben subsidence; continental crust is slightly stretched and sedimentary basins developed independently from each other, affecting a broad region. **(b)** The thinning mode is characterized by a conjugate decoupled system of detachment faults that accommodate exhumation of deeper crustal and/or mantle levels underneath Block H. The thinning mode is at the transition from distributed to localized extension. **(c)** The exhumation mode is characterized by detachment faults that cross cut the embrittled crust and exhume serpentized mantle rocks at the seafloor. **(d)** Final seafloor spreading is defined by the irrevocable localization of thermal and mechanical processes in a narrow zone corresponding to a proto-ridge. (The numbers shown on top of each figure refer to ODP Sites).

II CENTRAL & NORTH ATLANTIC CONJUGATE MARGINS CONFERENCE LISBON 2010

Re-Discovering the Atlantic, New winds for an old sea

5. Application of the lesson learned in Iberia-Newfoundland to other rifted margins

In the past, rifted margins have been classified as volcanic or non-volcanic rifted margins. These terms are a bit misleading as even non-volcanic rifted margins exhibit magmatism. The use of “magma-poor” and “magma-rich” may therefore be more appropriate for the description of rifted margins. However, given the difficulties in determining the thickness of igneous additions to the lithospheric mantle and crust, and to determine the precise rift duration, a practical definition of magma-poor margins may be the one where tectonic rather than magmatic processes dominate during final rifting. The Iberia-Newfoundland rifted margins can therefore be considered as the type example of a magma-poor rifted margin. Other examples of magma-poor rifted margins are found in every ocean. Reston and Manatschal (subm) estimate that they form more than 50% of the world rifted margins. Of particular interest is, due to its high potential in hydrocarbons, the South Atlantic rift system between Angola-Gabun and Brasilia. These margins are, however, poorly imaged. The thick sedimentary sequence and the occurrence of salt obscure the deeper parts of these margins. As a consequence, these margins are difficult to describe and interpretations of the crustal structures cannot be tested by drill hole data like in the case of the Iberia-Newfoundland rifted margins. Unternehr et al. (2010) showed by using reflection seismic sections that the S-Atlantic margins share many similarities with the Iberia-Newfoundland rifted margins suggesting that the underlying rift processes may be similar as well. The comparison of the published refraction seismic line of Contrucci et al. (2004) (FIG.5) with the section across the Iberia margin (FIG.3) also supports the similarity.

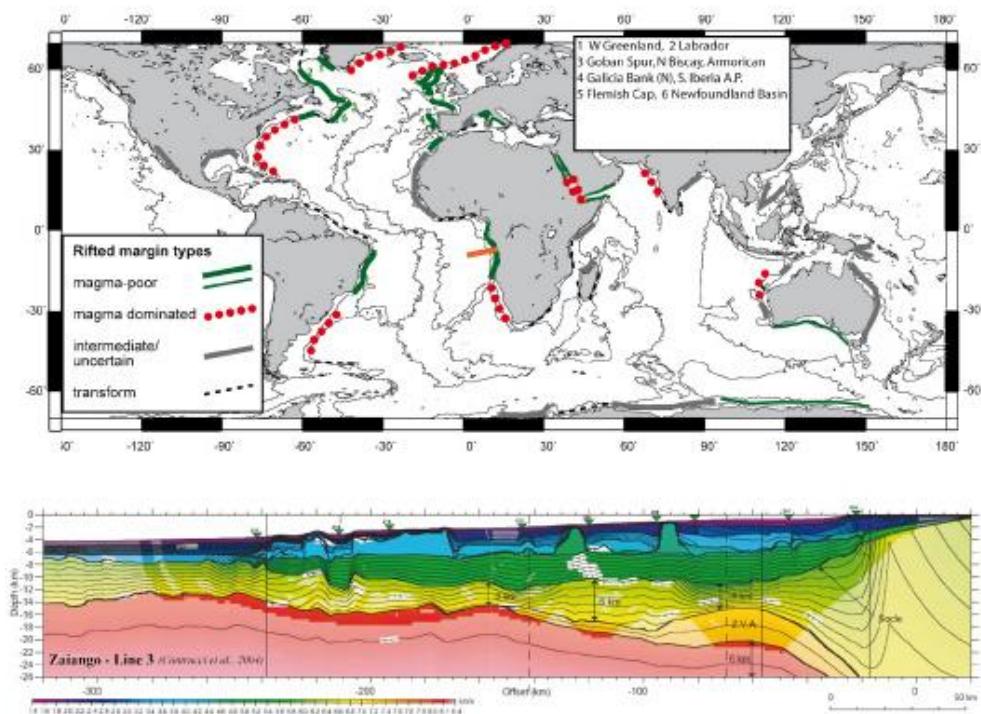


FIG.5 - Map showing the distribution of magma-poor and magma-rich rifted margins (from Reston and Manatschal subm) and seismic refraction line of Contrucci et al. (2004). Location is indicated in the map.

Although in detail it is difficult to interpret the nature of the crust and of the structures in a refraction seismic section, the line of Contrucci et al. (2004) shows a number of common features that are also characteristic for the Iberia margin. These similarities are: 1) extreme crustal thinning from ~30 km to a less than 10 km within a narrow necking zone; 2) subdued high-angle faulting over hyper-extended crust in the distal margin; 3) a zone of anomalous basement between continental crust and first true oceanic crust; 4) the existence of an outer high separating the oceanic crust from unequivocal continental crust; and 5) high velocity bodies in the necking zone and below the distal margin that may represent mafic lower crustal bodies.

6. Discussion and conclusions

This paper focused on the large-scale structure observed along the Iberia-Newfoundland rifted margins. The overall structure of this margin is interpreted to be the logical result of migration and localization of extension that is associated with a change in the mode of deformation from stretching to thinning to exhumation (FIG.4). The extreme thinning of the crust is interpreted to be the result of multiple phases of extension, some of which are difficult to be recognized on seismic data. This is particularly true for top-basement detachment faults. The localization of deformation is accompanied by complex mantle and magmatic processes that are identified along the Iberia-Newfoundland rifted margins by drill hole data. It is, however, difficult to link these processes with the overall strain and isostatic evolution of the margin during rifting. We believe, that many rifted margins may follow a similar pattern of development with two key differences:

- 1) The volume of melt during thinning may be different, in which case breakup may occur either earlier (the case of magma-rich margins) or fail (in cases of absence of magma). In the former case, the rift structures can develop in a different way and cannot be compared with structures observed along the Iberia-Newfoundland rifted margins.
- 2) The inheritance may be different, in which case the strain distribution and localization may evolve in a different way leading to wider or narrower necking zones and/or distal margins and OCT.

Other parameters may also control the rift evolution and final structure of rifted margins. However, despite the observed variability, it seems as if rift systems are formed by a limited number of architectural elements also referred to as building stones. These building stones show in many rifted margins very characteristic spatial and temporal relationships similar to those described from the Iberia-Newfoundland rifted margins.

References

- Boillot, G., Recq, M. & Scientific Party ODP Leg 103 (1987) - Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, 132, 335–342.
- Bown, J.W. & White, R.S. (1995) - Effect of finite extension rate on melt generation at rifted continental margins: *Journal of Geophysical Research*, 100, 18011–18029.
- Chian, D., Louden, K., Minshull, T.A. & Whitmarsh, R.B. (1999) - Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect. *Journal of Geophysical Research* 104-B4, 7443–7462.
- Contrucci, I., Matias, L., Moulin, M., Géli, L., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Aslanian, D., Olivet, J.L., Réhault, J.P. & Sibuet, J.C. (2004) - Deep structure of the west African continental margin (Congo, Zaire, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismics and gravity data. *Geophysical Journal International*, 158, 529–553.

II CENTRAL & NORTH ATLANTIC CONJUGATE MARGINS CONFERENCE LISBON 2010
Re-Discovering the Atlantic, New winds for an old sea

- De Charpal, O., Guennoc, P., Montadert, L. & Roberts, D.G., (1978) - Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. *Nature*, 275, 706-711.
- Hoffmann, H.J. & Reston, T.J. (1992) - The nature of the S reflector beneath the Galicia Bank rifted margin: preliminary results from pre-stack depth migration. *Geology*, 20, 1091-1094.
- Jagoutz, O., Müntener, O., Manatschal, G., Rubatto, D., Péron-Pinvidic, G., Turrin, D.B. & Villa, I.M. (2007) - The rift-to-drift transition in the North Atlantic: A stuttering start of the MORB machine? *Geology*, 35, 12, 1087-1090.
- Kuszir, N.J. & Karner, G.D. (2007) - Continental lithospheric thinning and breakup in response to upwelling divergent mantle flow: application to the Woodlark, Newfoundland and Iberia margins. In: G.D. Karner, G. Manatschal & L.M. Pinheiro (Eds.), *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*, vol. 282, Geological Society, London, Special Publication, 289-322.
- Krawczyk, C.M., Reston, T.J., Beslier, M.O. & Boillot, G. (1996) - Evidence for Detachment Tectonics on the Iberia Abyssal Plain rifted margin. In: Whitmarsh R.B., Sawyer D.S., Klaus A. and Masson D.G. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149, 603-615.
- Lavier, L. & Manatschal, G. (2006) - A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, 440, 324-328.
- McKenzie, D. (1978) - Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25-32.
- Manatschal, G., Froitzheim, N., Rubenach, M. & Turrin, B.D. (2001) - The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: Insights from the Iberia Abyssal Plain. In: Wilson R.C.L., Whitmarsh R.B., Taylor B. and Froitzheim N., 2001 (Eds). *Non-volcanic rifting of continental margins: a comparison of evidence from land and sea*, Geological Society, London, Special Publications, 187, 405-428.
- Müntener, O. & Manatschal, G. (2006) - High degrees of melt extraction recorded by spinel harzburgite of the Newfoundland margin: The role of inheritance and consequences for the evolution of the southern North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 437 – 452, doi:10.1016/j.epsl.2006.10.009.
- Pickup, S.L.B., Whitmarsh, R.B., Fowler, C.M.R. & Reston, T.J. (1996) - Insight into the nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel seismic reflection profile. *Geology*, 24, 1079 – 1082.
- Pérez-Gussinyé, M., Reston, T.J. & Morgan, J.P. (2001) - Serpentization and magmatism during extension at non-volcanic margins: the effect of initial lithospheric structure. In: Wilson R.C.L., Whitmarsh R.B., Taylor B. and Froitzheim N., 2001 (Eds). *Non-volcanic rifting of continental margins: a comparison of evidence from land and sea*, Geological Society, London, Special Publications, 187, 551 – 576.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T.A. & Dean, S. (2007) - Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history. *Tectonics*, 26, doi:10.1029/2006TC001970.
- Peron-Pinvidic G and Manatschal G, 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *Int J. Earth Sci.*, 98, 1581-1597.
- Péron-Pinvidic, G. & Manatschal, G. (2010). From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? *Petroleum Geoscience* (in press).
- Reston, T.J. & Manatschal, G. (subm) - Rifted margins: building blocks of later collision. Submitted to book on Arc-Continent Collision, ed. Dennis Brown (subm).
- Sawyer, D.S., Whitmarsh, R.B., Klaus, A. et al. (1994) - *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 149, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Shillington, D.J., Holbrook, W.S., van Avendonk, H.V., Tucholke, B.E., Hopper, J., Louden, K., Larsen, H.C., Nunes, G.T. & ODP Leg 210 Scientific Party (2006) - Evidence for asymmetric nonvolcanic rifting and slow incipient seafloor spreading from seismic reflection data on the Newfoundland margin. *Journal of Geophysical Research*, 111, B09402.
- Shillington, D.J., Holbrook, W.S., Tucholke, B.E., Hopper, J.R., Louden, K.E., Larsen, H.C., van Avendonk, H.J.A., Deemer, S. & Hall, J. (2004) - Data report: Marine geophysical data on the Newfoundland nonvolcanic rifted margin around SCREECH Transect 2. *Proc.Ocean Drill. Program Initial Rep.*, 210.
- Shipboard Scientific Party (1987) - Introduction, objectives, and principal results: Ocean Drilling Program Leg103, West Galicia margin. Boillot G., Winterer E.L., Meyer A.W. et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 103, 3 – 17.

CENTRAL & NORTH ATLANTIC CONJUGATE MARGINS CONFERENCE
Re-Discovering the Atlantic, New winds for an old sea LISBON 2010

- Shipboard Scientific Party (2004) - Leg 210 summary, in: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports 210, edited by B.E. Tucholke, J.C. Sibuet, A. Klaus et al., pp. 1-78, College Station, TX.
- Sibuet, J.C., Srivastva, S., Enachescu, M. & Karner, G.D. (2007) - Lower Cretaceous motion of Flemish Cap with respect to North America: implications on the formation of Orphan Basin and SE Flemish Cap / Galicia Bank conjugate margins, In: G.D. Karner, G. Manatschal & L.M. Pinheiro (Eds.), Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup, vol. 282, Geological Society, London, Special Publication.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S. & Manatschal, G. (2007) - Exhumed mantle forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Researches*, 112, B06105, doi:10.1029/2005JB003856.
- Sibuet, J.C., Ryan, W.B.F. et al. (1979), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 47 Part 2, Washington (U.S. Government Printing Office).
- Tucholke, B.E. & Sibuet, J.C. (2007) - Leg 210 synthesis: tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift, Tucholke, B.E., Sibuet, J.-C., and Klaus, A. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Volume 210.
- Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G. & Sutra, E. (2010) - Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. *Petroleum Geoscience* (in press).
- Van Avendonk, H.J.A., Holbrook, W.S., Nunes, G.T., Shillington, D.J., Tucholke, B.E., Louden, K.E., Larsen, H.C. & Hopper, J.R. (2006) - Seismic velocity structure of the rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 111, B11404, doi:10.1029/2005JB004156.
- Van Avendonk, H., Lavier, L.L., Shillington, D.J., & Manatschal, G. (2009) - Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland: Tectonophysics, doi:10.1016/j.tecto.2008.05.030.
- Wernicke, B. (1985) - Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108 – 125.
- Whitmarsh, R.B., Beslier, M.O., Wallace P.J. et al. (1998) - Proceedings of the ODP, Initial Reports, 173, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Whitmarsh, R.B. & Sawyer, D.S. (1996) - The ocean-continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental rifting to seafloor spreading processes, in: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 149, edited by R.B. Whitmarsh, D.S. Sawyer, A. Klaus and D.G. Masson, pp. 713-733, College Station, TX.
- Whitmarsh, R.B., Manatschal, G. & Minshull, T.A. (2001) - Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413, 150–154.
- Wilson, R.C.L., Manatschal, G. & Wise, S. (2001) - Rifting along non-volcanic passive margins: Stratigraphic and seismic evidence from the Mesozoic successions of the Alps and western Iberia, In: G.D. Karner, G. Manatschal & L.M. Pinheiro (Eds.), Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup, vol. 282, Geological Society, London, Special Publication, 429–452.

CHAPITRE 2 :

LES MARGES OUEST-AFRICAINE

ET BRÉSILIENNE

Chapitre 2 : les marges ouest-africaine et brésilienne

A. Introduction

1. Situation géographique et géomorphologique

Séparées par la dorsale lente médio-atlantique comme le sont les marges Ibérie-Terre Neuve, les marges ouest-africaine et brésilienne se situent de part et d'autre de l'Océan Atlantique Sud (Fig. 1). L'océan Atlantique Sud peut être divisé en quatre segments (Moulin et al. 2005) délimités entre eux par des zones de fractures (Fig. 1) :

- Le segment équatorial est limité au Nord par la latitude d'environ 10°N et au Sud par la zone de fracture de la Romanche, fosse océanique majeure dont les failles transformantes cisaillent la dorsale médio-atlantique au point le plus étroit entre le Brésil et l'Afrique de l'Ouest.
- Le segment central est bordé par la fosse Romanche et la zone de fracture du Rio Grande.
- Le segment sud s'étend de la zone de fracture du Rio Grande jusqu'au système de fracture reliant les îles Malouines au Cap des Aiguilles.
- Le segment des Malouines correspond alors à la zone au Sud de cette dernière zone de fracture des Malouines.

Le long des différents segments plusieurs grands ensembles géomorphologiques peuvent être décrits (Fig. 1).

Le long de la marge ouest africaine s'étendent du Nord vers le Sud le Bassin de Guinée et le Bassin de l'Angola séparés par les monts sous-marins de St Helena. La ride de Walvis limite ensuite le Bassin de l'Angola dans sa partie Sud avant de laisser place au Bassin du Cap bordé au Sud par la ride des Aiguilles.

Du côté conjugué Sud-américain deux grands bassins se sont également développés : le Bassin Brésilien et le Bassin Argentin, entre lesquels s'élève la ride du Rio Grande.

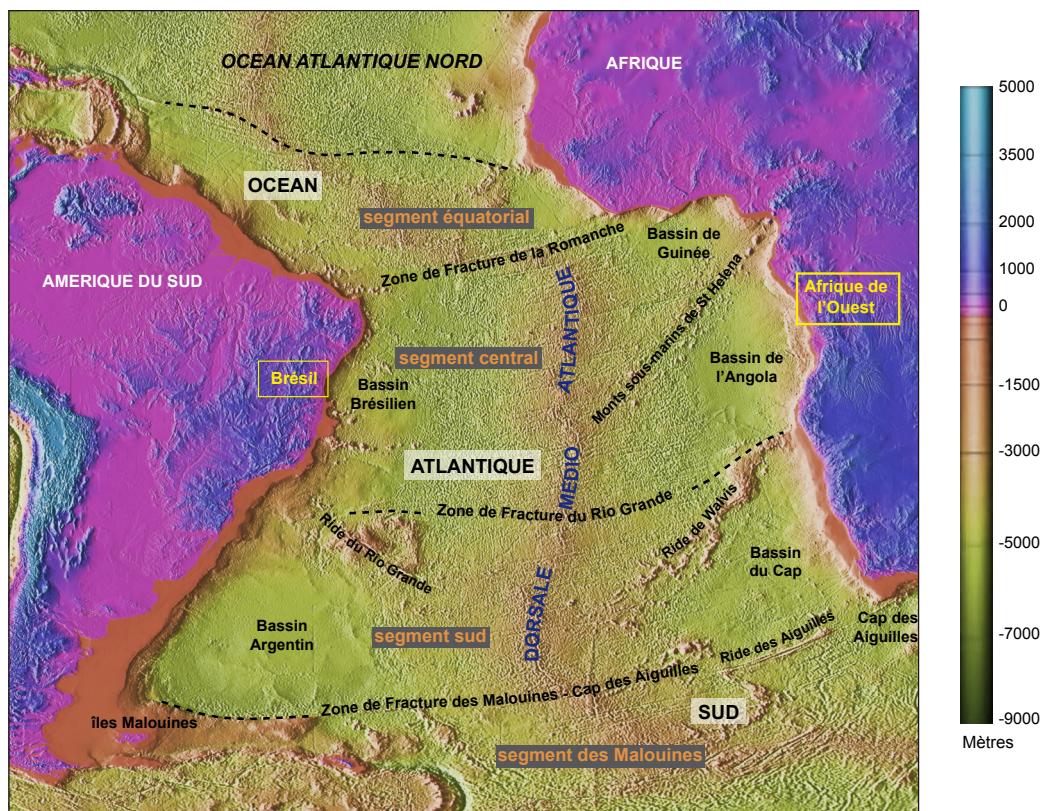


Figure 1. Carte bathymétrique de l’Océan Atlantique Sud montrant sa division en segments par des zones de fracture et indiquant la localisation des marges ouest-africaine et brésilienne au sein du segment central.

Dans le cadre de cette thèse, la zone d’étude privilégiée des marges Sud-Atlantiques se situe au sein du segment central et s’étend sur environ 1500km du Nord au Sud de chaque côté de l’Atlantique (Fig. 2). La marge ouest-africaine considérée borde les côtes du Gabon, du Congo et de l’Angola, sa marge conjuguée se situant quant à elle au large des provinces brésiliennes d’Espirito Santo, Campos et Santos. Une zonation géomorphologique plus fine à l’échelle du segment central permet de délimiter les bassins du Gabon, du Congo et de Cuanza le long de la marge ouest-africaine, ainsi que les bassins de Sergipe-Alagoas, le bassin d’Espirito Santo séparé de l’océan par les Bancs d’Abrolhos, ainsi que les bassins de Campos et de Santos pour la marge brésilienne (Fig. 2).

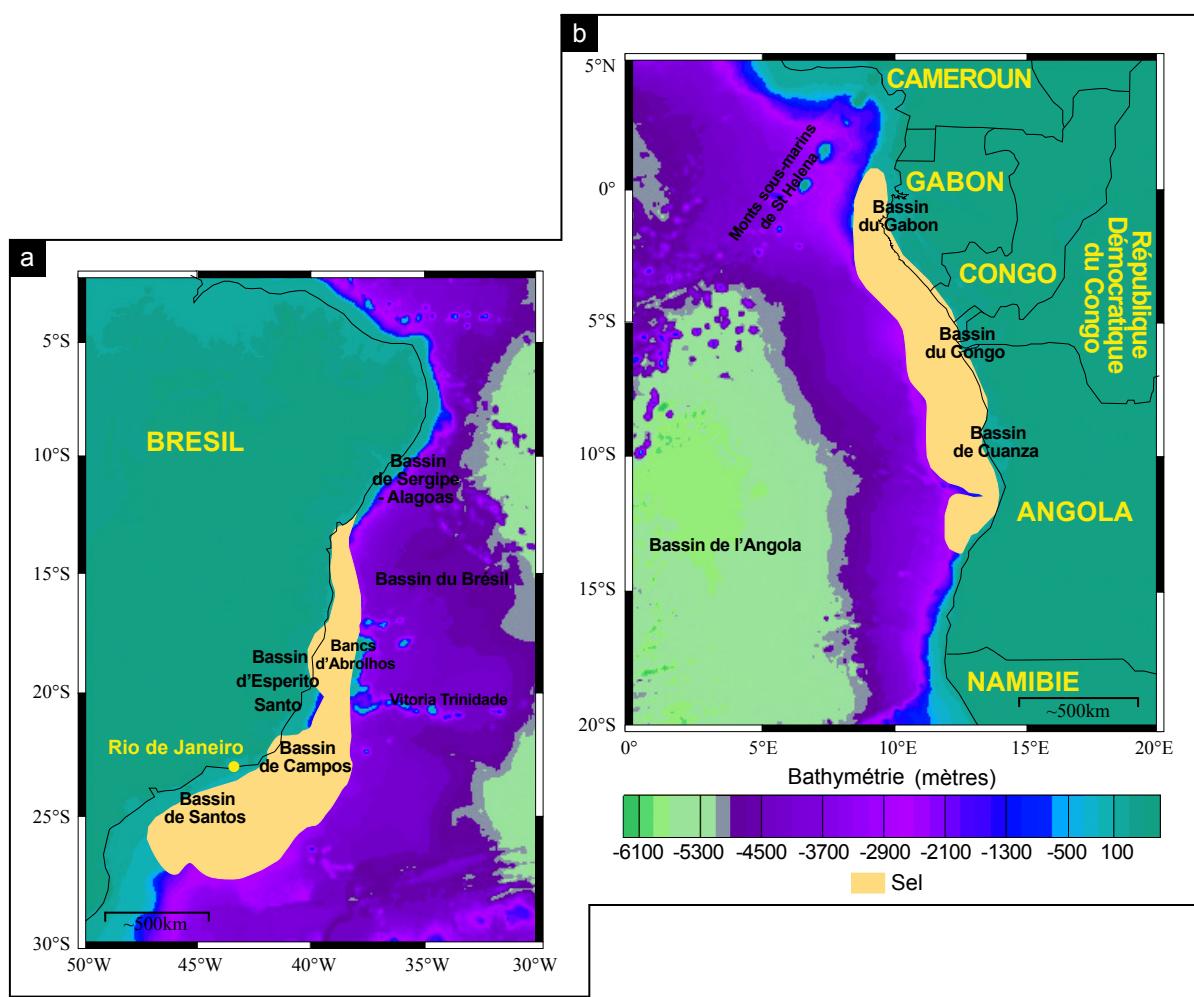


Figure 2. Cartes bathymétriques des marges brésilienne (a) et ouest-africaine (b) avec localisation des principaux bassins.

2. Contexte géologique

a. L'héritage de l'orogène panafricain

Les héritages structuraux semblent influencer de manière plus ou moins forte la mise en place et l'évolution des structures de rift. Dans le cas des marges Sud-Atlantiques les structures préexistantes de l'orogène brésilien/panafricain qui s'est étendu de l'Afrique équatoriale à l'Amérique du Sud (Fig.3) paraissent avoir joué un rôle différent suivant l'échelle considérée. Le système de rift ouest-africain semble suivre les principales directions des nappes panafricaines à l'échelle du continent (Popoff 1988 ; Unternehr et al. 1988 ; Fairhead and Binks 1991 ; Maurin and Guiraud 1993) cependant les anciennes zones de contact entre nappes ne paraissent pas avoir influencé la mise en place et la géométrie du système de rift (Maurin and Guiraud 1993). A petite échelle les failles crétacées auraient réactivé les zones mylonitiques panafricaines (Maurin et al. 1986) alors que l'héritage panafricain aurait finalement influencé la localisation des principales branches du rift ouest-africain au sein de ses domaines internes. A la suite de cet évènement panafricain le socle a connu une longue période de magmatisme, du Cambrien au Crétacé Inférieur, qui pourtant ne semble pas avoir affecté de façon majeure l'évolution du rift ouest-africain.

b. Le rifting mésozoïque: du Jurassique au Crétacé

L'ouverture de l'Océan Atlantique Sud ainsi que la formation des marges ouest-africaine et brésilienne, résultent du processus de rifting continental entre l'Amérique du Sud et l'Afrique débutant à la fin du Jurassique Supérieur (~150-140 Ma) (Teisserenc & Villemin 1990 ; Kampunzu & Popoff 1991; Nürnberg & Müller 1991; Binks & Fairhead 1992; Davison 1999). L'évolution de ce rifting est décrite généralement comme polyphasée, fonction du temps et de l'espace (Karner et al. 1997), comprenant deux (Kusznir & Karner 2007) ou trois (Karner & Driscoll 1999) grands épisodes. Selon l'étude la plus récente (Kusznir & Karner 2007), la première phase s'étend du Berriasien au Barrémien (145-126 Ma) et se caractérise par une activité tectonique importante entraînant créant ainsi des blocs basculés et des zones de failles majeures au sein de la marge ouest-africaine (Kusznir & Karner 2007). Les bassins associés à ces basculements sont progressivement remplis par un apport sédimentaire important constitué de conglomérats, de dépôts clastiques, et d'argiles (Moulin et al. 2005). La seconde phase, du Barrémien à l'Aptien (125-112 Ma), montre une activité tectonique plus faible mais reste liée au développement de basins offshore comme ceux situés au large du Gabon et est associée au dépôt de sédiments lacustres scellés par une fine couche de sédiments marins

(Moulin et al. 2005).

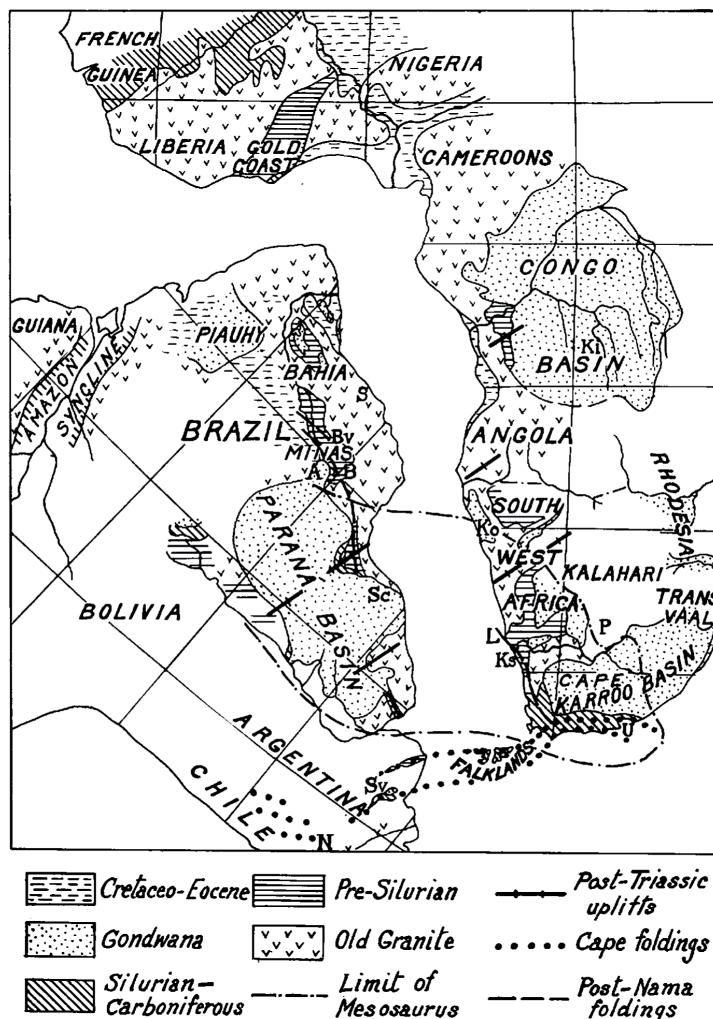


Figure 3. Carte tectonique présentant la première comparaison géologique détaillée de l'Afrique et de l'Amérique du Sud (du Toit 1927 dans de Wit et al. 2008).

c. La phase de dépôt salifère

Suite à la période de rifting principale décrite précédemment, les marges de ouest-africaine et brésilienne ont connu une phase de dépôt salifère et/ou évaporitique vers la fin de l'Aptien (~117-112 Ma) d'une épaisseur de moins d'un kilomètre (Teisserenc & Villemain 1990). La présence de sel caractérise le segment central au sein duquel se situent les marges conjuguées étudiées dans cette thèse (Fig. 3-2). Le long de la marge brésilienne deux périodes de dépôt de sel ont été mises en évidence dans les bassins (Ojeda 1982), où elles apparaissent séparées par une séquence clastique épaisse (Moulin 2003). Cependant, si les formations salifères sont identifiables et très largement étendues dans le segment central, les conditions de leur mise

en place restent débattues. Le mode de dépôt de la couverture salifère serait lié soit à une régression marine, soit à un contexte de bassin confiné semblable à celui qu'a connu la Mer Méditerranée. Un événement de type Messinien implique un niveau marin local plus bas que le niveau général puisque le bassin de dépôt est isolé, et donc le non dépôt du sel sur la plateforme continentale. La présence ou non de sel sur la plateforme continentale des marges africaine et brésilienne est aujourd’hui encore discutée. Alors que Karner and Gombôa (2007) favorise l’hypothèse d’une régression marine d’échelle régionale, d’autres auteurs (Henry et al. 1995 ; Jackson et al. 2000 ; Davison 2007) privilégient quant à eux une séparation des bassins par l’accretion de hauts de socle. Pour autant l’état actuel des données ne permet pas de trancher clairement en faveur de l’une ou l’autre hypothèse.

La chronologie de mise en place du sel fait elle aussi l’objet de discussions. En effet le breakup, c’est-à-dire la rupture lithosphérique laissant place à la phase d’accretion océanique, aurait eu lieu aux environs de ~112 Ma dans le segment central (Torsvik et al. 2009), donc au moment du dépôt de la couverture salifère. Déterminer si le sel s’est déposé avant ou après le breakup reste crucial pour une meilleure contrainte des reconstructions cinématiques. Si le sel est pré-breakup, donc déposé avant le début de l’accretion océanique, alors le remplissage sédimentaire précédent le sel est également pré-breakup et le socle sous-jacent doit être de type continental ou subcontinental (tel que du manteau exhumé) (Moulin et al. 2005 ; Torsvik et al. 2009). Si le sel est post-breakup (Davison 2007), il s’est probablement déposé en partie sur un socle de nature non-continentale ce qui remet en cause l’hypothèse de continuité des bassins salifères entre l’Afrique et l’Amérique du Sud (Karner et al. 1997). Davison (2007) propose d’ailleurs un développement des bassins salifères africains et brésiliens diachrone. La présence de sel sur la croûte océanique est donc très débattue car un dépôt salifère nécessite un environnement très peu profond, alors que la mise en place de la croûte océanique suppose des profondeurs nettement plus importantes. Cependant toutes ces hypothèses reposent en premier lieu sur la définition du breakup et la détermination de son âge qui peuvent différer selon les auteurs.

d. Marges volcaniques ou non volcaniques?

Les marges de l’Atlantique Sud ont connu une période de magmatisme crétacé dont la répartition est asymétrique à l’échelle des marges conjuguées. La province magmatique s’étendant du Parana, pour le Brésil, à l’Etendeka pour l’Afrique est la plus large au sein de l’Atlantique Sud (Fig. 4). Située dans le segment sud, elle se caractérise par une mise en place du magma très rapide entre 133 and 130 Ma (Torsvik et al. 2004) alors que la surface couverte

par le magmatisme brésilien est nettement plus grande que celle de la marge ouest-africaine (Piccirillo et al. 1990 ; Renne et al. 1992 ; Peate 1997). Ces importantes coulées magmatiques et la présence de Seaward Dipping Reflector (SDR) identifiés tout le long du segment sud (Blaich et al. 2009) entraînent une interprétation des marges de l'Atlantique Sud située sous la zone de fracture du Rio Grande de type magmatique.

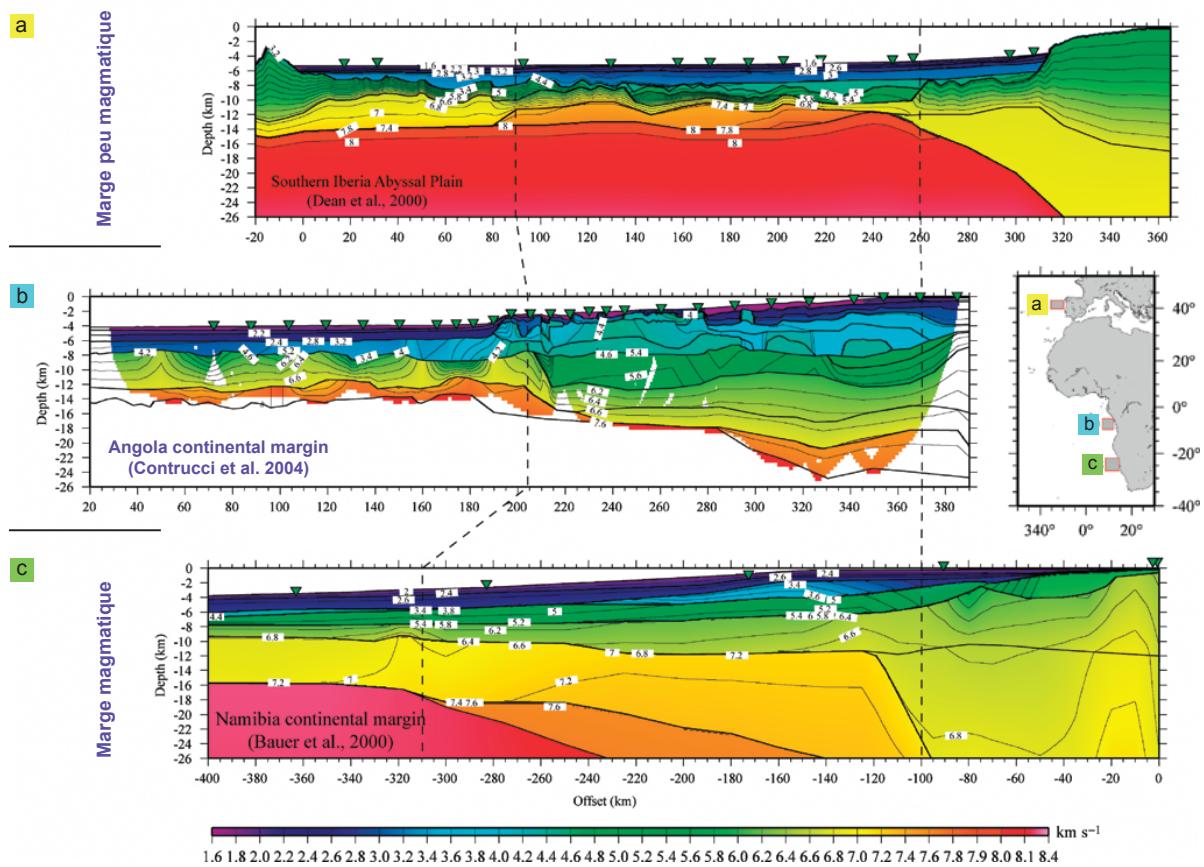


Figure 4. Comparaison de lignes de sismique réfraction d'une marge type peu magmatique (Dean et al. 2000) (a), de la marge ouest-africaine (Contrucci et al. 2004) (b) et d'une marge type magmatique (Bauer et al. 2000) (Contrucci et al. 2004).

Le contraste avec le segment central au Nord de cette zone est très marqué du fait que de nombreux auteurs interprètent ce segment central comme non volcanique (Contrucci et al. 2004 ; Moulin et al. 2005 ; Aslanian et al. 2009). Pourtant des SDR seraient également identifiés au large du segment central du Brésil jusque dans les bassins de Campos et Santos (Torsvik et al. 2009) ainsi qu'au niveau de la marge conjuguée du Gabon (Meyers et al. 1996 ; Jackson et al. 2000). Dans le bassin Nord-Est brésilien de Sergipe-Alagoas, des réflecteurs divergents dans la partie profonde de la marge correspondraient aussi à des SDR marquant la

transition de la croûte continentale à la croûte océanique (Mohriak et al. 1995 ; Mohriak et al. 1998) Toutefois la présence de SDR au sein du segment central reste très controversée, surtout le long de la marge ouest-africaine, étant donné que leur identification claire et indéniable n'est pas possible sur les données considérées dans ces études. Zalán et al. (2011) présentent alors la marge brésilienne le long des bassins d'Esperito Santo, Campos et Santos, comme un exemple type de marge passive peu magmatique. Pour ces auteurs qui ont bénéficié d'un jeu de données récent de très haute qualité, l'existence de faciès sismiques représentant des SDR est quasi nulle et lorsqu'elle est effective ne constitue qu'une exception locale.

Le degré de magmatisme des marges du segment central de l'Atlantique Sud reste donc très incertain bien qu'elles se situent à proximité des coulées magmatiques importantes du segment sud, et il n'apparaît pas possible de qualifier les marges du segment central de volcaniques, mais d'avantage de marges peu volcaniques en raison de la faible quantité de magmatisme syn-rift clairement identifiable.

3. Les données

Les marges ouest-africaine et brésilienne ne disposent pas d'un jeu de données aussi complet que celui des marges Ibérie-Terre Neuve. Contrairement à ces dernières, aucun forage profond, c'est-à-dire échantillonnant le socle des marges, n'est disponible. Les seuls forages existants étant des puits pétroliers confidentiels et inaccessibles, ainsi que certains forages DSDP du Leg 40 (Caron 1978) et ODP du Leg 175 (Wefer, G., Berger, W.H., Richter, C., et al., 1998) situés sur la bordure Est du bassin de l'Angola mais qui n'atteignent pas le socle. Des données de sismiques réflexion, réfraction, ainsi que gravimétriques ont quant à elles pu être étudiées au cours de cette thèse.

a. La sismique réflexion

Les lignes de sismique réflexion considérées sont issues de l'industrie pétrolière. Plus de 160 profils ont été fournis par Total couvrant les marges conjuguées du segment central (Fig. 5). Il s'agit de lignes GXT (GX Technology) de haute résolution/pénétration migrées en profondeur imageant ainsi le socle jusqu'à 25km. Le nombre élevé de lignes sismiques acquises crée un maillage très fin permettant d'obtenir une bonne corrélation entre les différentes lignes. Cependant, malgré leur haute qualité toutes les lignes ne permettent pas de rendre compte de la structure des marges conjuguées de manière semblable. En effet la couche salifère très présente le long du segment central des marges Sud-Atlantiques masque fréquemment les réflexions sous-jacentes plus profondes, créant de nombreux artefacts et multiples.

b. La sismique réfraction

La sismique réfraction n'est pas une donnée très répandue au sein des marges de l'Atlantique Sud. Les seules coupes disponibles de bonne qualité sont celles issues de la campagne Zaïango réalisée en 2000 à l'aplomb de la marge ouest-africaine et dont les lignes principales sont présentées par Contrucci et al. (2004), à savoir les profils Zaïango 3, 7+11, et 14 (Fig. 5b). Du fait du masque créé par l'enveloppe salifère sur les données de sismique réflexion, les coupes de réfraction apparaissent essentielles afin d'apporter d'avantage de contraintes autour des structures sédimentaires et de socle, et notamment pour déterminer la position du Moho et sa géométrie qui reste un renseignement essentiel dans l'étude du type de déformation affectant les marges. Cependant ces profils n'imagent qu'une partie de la marge ouest-africaine étudiée dans cette thèse qui s'étend jusqu'à la limite Sud de l'Angola alors qu'aucune donnée récente de réfraction n'est disponible le long de la marge conjuguée brésilienne.

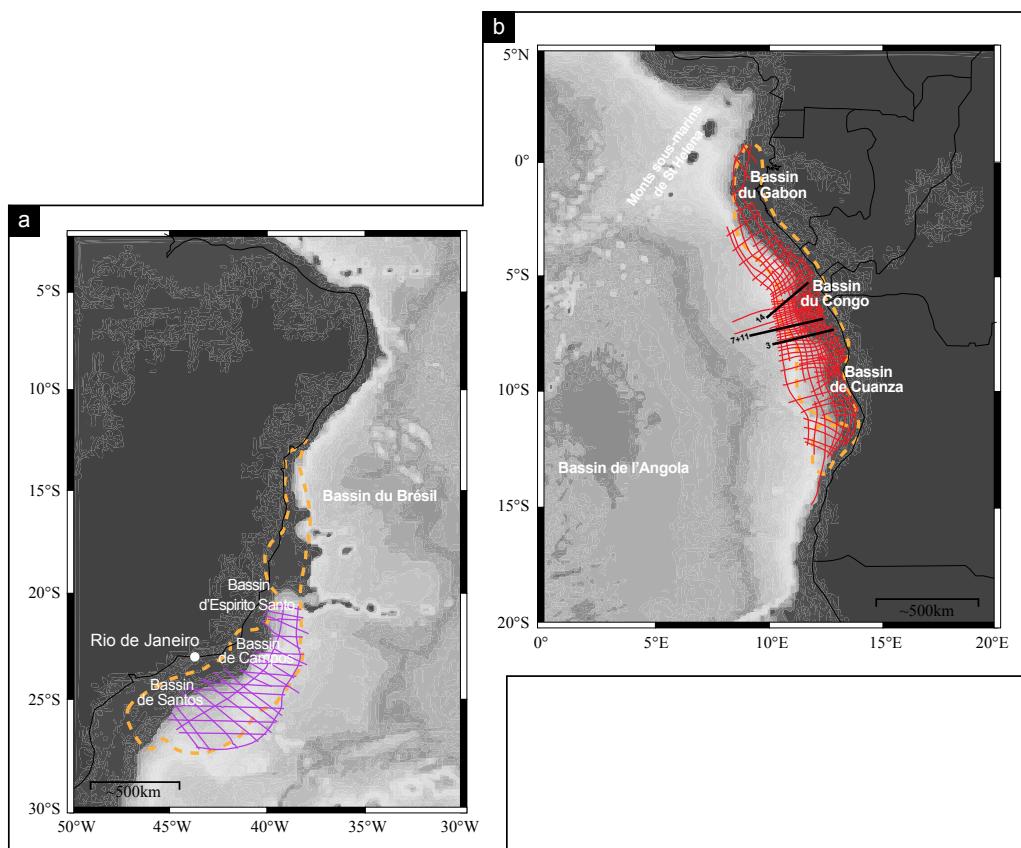


Figure 5. Plan de position des lignes sismiques le long des marges brésilienne (a) et ouest-africaine (b). Les traits pointillés jaunes délimitent les bassins salifères. Les traits continus indiquent les lignes de sismique réflexion (en violet, GXT Brésil ; en rouge, GXT-Afrique) et de sismique réfraction (en noir, profils Zaïango 3, 14, 7+11). *Localisation des lignes GXT d'après ION geophysical/GX Technology (http://www.iongeo.com/Data_Library/Interactive_Map/).*

c. Les anomalies gravimétriques

Afin de contraindre au mieux les marges Sud-Atlantiques des cartes gravimétriques ont été fournies par Total. Des données de même nature ayant également été étudiées pour les marges Ibérie-Terre Neuve qui sont des marges extrêmement bien contraintes structuralement et stratigraphiquement, il est alors possible de comparer les observations réalisées sur ces deux marges grâce à ces cartes (cf. Chapitre 3 – Discussion).

4. Evolution des interprétations

a. Interprétation sismique

Le nombre très restreint de données publiquement accessibles ainsi que l'écran créé par la couverture salifère ont naturellement limité le développement des connaissances au sein des marges de l'Océan Atlantique Sud. En effet, la disponibilité de données géophysiques de bonne qualité et de forages profonds échantillonnant aussi bien les sédiments que le socle, est indispensable afin de contraindre temporellement et spatialement ces marges passives. Les connaissances issues de l'étude du jeu de données complet des marges passives non volcaniques Ibérie-Terre Neuve permettent de tester la reproductibilité de ces observations au sein d'autres marges et de développer de nouveaux concepts d'évolution tectonique. Les découvertes majeures réalisées ces dernières années dans les marges Ibérie-Terre Neuve (cf. Chapitre 1, A. 4. a)) ont permis de développer une nouvelle vision des marges passives peu magmatiques, pouvant être constituées de croûte continentale fortement amincie ou encore de roches mantelliques exhumées. Bien que les données des marges ouest-africaine et brésilienne ne permettent pas de confirmer par forage la présence ou l'absence notamment de roches profondes exhumées, leurs interprétations récentes tiennent compte de l'état actuel des connaissances des marges.

Les marges conjuguées de l'Atlantique Sud ont tout d'abord été interprétées comme étant issues d'un processus de rifting extensif simple faisant des bassins Nord-brésiliens (Sergipe-Alagoas par exemple) et du Gabon des archéotypes de bassins de marges passives classiques (Asmus and Porto 1972 ; Brink 1974 ; Ponte et al. 1977 ; Reyre 1984 ; Asmus 1984). La suggestion dans un modèle de reconstruction de l'Atlantique Sud de la présence d'une zone de cisaillement active dans le Nord de l'Atlantique Sud au cours du Crétacé (Rabinowitz and LaBrecque 1979) a ensuite conduit à de nouvelles interprétations faisant intervenir une faille transformante (Cohen 1985 ; Lana 1985 ; Milani 1987). L'interprétation

des données des marges ouest-africaine et brésilienne a ainsi évolué, s'adaptant aux modèles de reconstruction de l'Océan Atlantique Sud proposés. L'acquisition en 2000 des données de sismique réflexion et réfraction ZaïAngo a permis l'accès à des données de meilleure qualité et nouvelles. La combinaison de la réflexion et de la réfraction a alors rendu possible l'interprétation des séquences sédimentaires et des structures de socle profondes telles que le Moho (Contrucci et al. 2004 ; Moulin et al. 2005), montrant une croûte continentale qui semble s'amincir rapidement de 30 à 5 km sur moins de 50 km de distance (Moulin et al. 2005) (Fig. 6a). Une couche de forte vitesse est mise en évidence (Fig. 6a) par le modèle de vitesse et est interprétée par Contrucci et al. (2004) et Moulin et al. (2005) comme pouvant être du manteau serpentinisé, des roches crustales métamorphiques de haut degré, ou encore un sous-plaquage de corps mafique ou ultra-mafique. Cependant les structures intra-socle restent non décrites. En 2010 Unternehr et al. utilisent de nouvelles données industrielles de sismique réflexion de haute résolution et de longue écoute, proposant cette fois une interprétation complète de l'architecture de sections des marges conjuguées Angola (Fig. 6b)-Campos mais l'absence de données de forages profonds reste un point clé et rend le jeu de données, malgré leur qualité croissante, insuffisant pour pouvoir établir un modèle tectonique unique de ces marge Sud-Atlantiques. En 2011, Huismans and Beaumont proposent alors un modèle de formation des marges du segment central de l'Atlantique Sud (fig. 7), montrant que leur architecture ne peut être expliquée par une extension uniforme de la lithosphère mais implique un phénomène d'extension dépendant de la profondeur. La lithosphère y est présentée à travers deux niveaux résistants séparés par une croûte visqueuse peu résistante permettant le découplage des lithosphères supérieure et inférieure sur de larges zones au cours de l'extension. Dans ce modèle la rupture de la lithosphère inférieure intervient avant celle de la lithosphère supérieure plus tardive, ce qui correspond à l'ordre inverse des marges de l'Atlantique Nord (Huismans and Beaumont 2011).

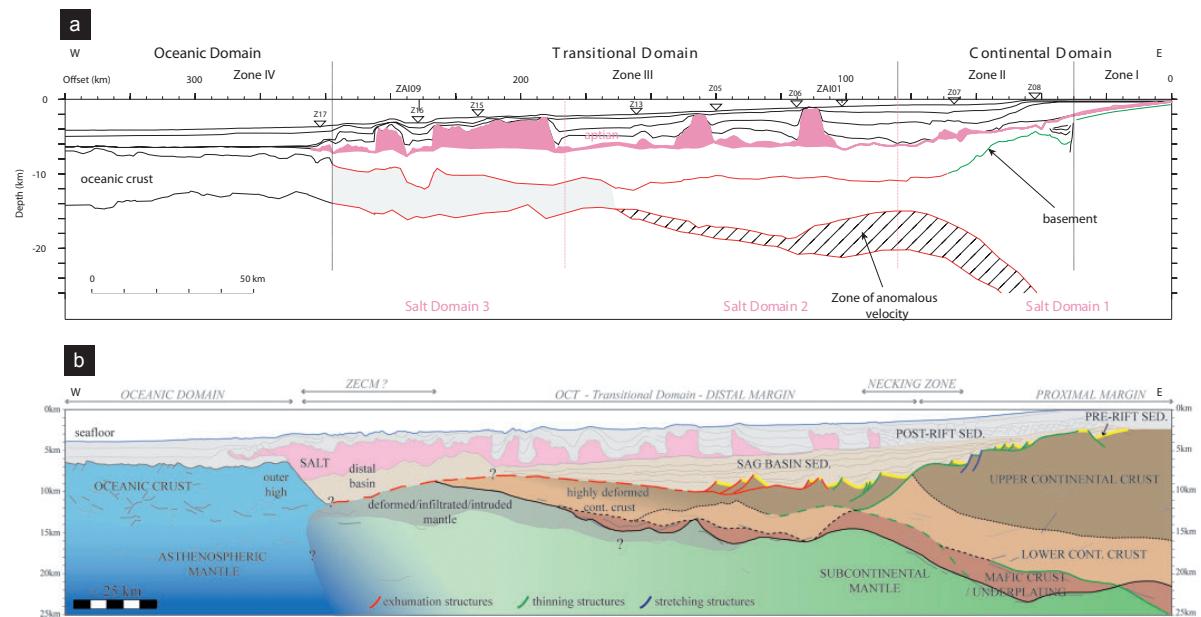


Figure 6. (a) Interprétation de la ligne sismique Zaïango 3 de la marge ouest-africaine combinant la réfraction et la réflexion pour mettre en évidence un amincissement crustal très rapide et la présence d'une couche de hautes vitesses (Moulin et al. 2005). (b) Interprétation de la marge angolaise basée sur la sismique réflexion de haute résolution GXT montrant une croûte continentale s'aminçissant à l'extrême faisant appel à des systèmes de détachements importants (Unternehr et al. 2010).

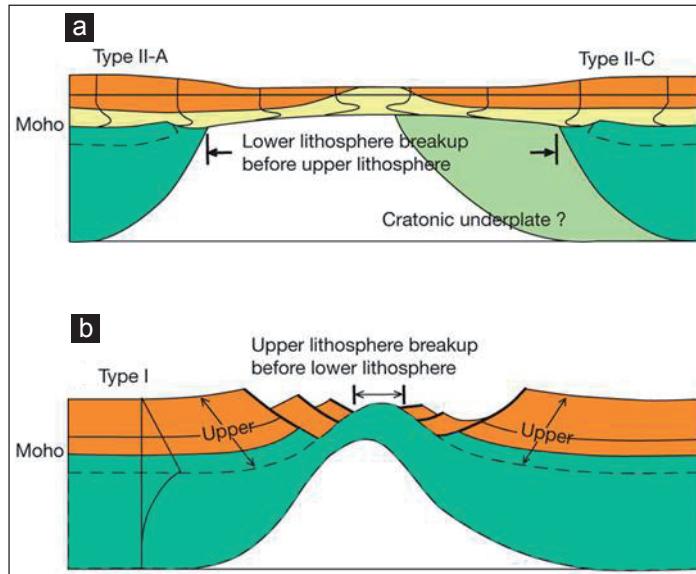


Figure 7. Modèle d'extension lithosphérique proposé pour les marges de l'Atlantique Sud, montrant la rupture de la lithosphère inférieure précédant la rupture de la partie supérieure (a), processus inverse des marges Ibérie-Terre Neuve (b) (Huismans and Beaumont 2011).

b. Reconstruction paléogéographique

Le manque de données et l'occultation des structures profondes par la couverture salifère influencent donc l'interprétation de l'architecture des marges passives ouest-africaine et brésilienne, et par conséquent les reconstructions paléogéographiques de l'Atlantique Sud également. De nombreuses tentatives de fermeture de l'Océan Atlantique Sud ont vu le jour. Deux grands types de modèles ont été mis en avant, l'un permettant des déformations intra-plaques alors que l'autre n'en implique aucune.

La reconstruction la plus simple consiste à « recoller » les marges ouest-africaine et brésilienne grâce à leurs géométries qui apparaissent tout à fait complémentaires au premier abord. Pourtant cette reconstruction conduit à des recouvrements des plaques ou à des lacunes. Cette fermeture de l'Océan Atlantique Sud purement géométrique ne permet aucune déformation intraplaque mettant en jeu des plaques rigides (Bullard et al. 1965 ; Rabinowitz & LaBrecque 1979 ; Vink 1982). Etant donné l'impossibilité de refermer l'océan sans engendrer de problèmes de recouvrements ou de lacunes dépendant de la position du pôle de rotation des plaques (Unternehr et al. 1988), de nouveaux modèles ont été proposés.

Ces nouvelles reconstructions mettent en jeu un phénomène de déformation au sein même des plaques. Si les différentes reconstructions s'accordent sur la nécessité de la déformation intraplaque, elles divergent en revanche sur la localisation de cette déformation. Certains auteurs ne déforment que le continent africain (Pindell & Dewey 1982 ; Fairhead 1988 ; Guiraud & Maurin 1992) alors que d'autres considèrent qu'il est nécessaire de déformer également la plaque Sud-américaine pour obtenir une meilleure fermeture de l'Atlantique Sud (Curie 1984 ; Unternehr et al. 1988) ou introduisent le principe de segmentation des plaques les découpant ainsi en sous-plaques (Nürnberg & Müller 1991 ; Guiraud & Maurin 1992 ; Gueguen 1995). L'amélioration des reconstructions produites par la prise en compte de déformations intraplaques reste pourtant insuffisante. L'assemblage des plaques en position pré-ouverture suivant ces modèles implique une quantité de mouvement nécessaire à la fermeture des lacunes trop importante (Moulin 2003) alors que les observations géologiques témoignant d'une déformation intraplaque en Amérique du Sud sont quasiment inexistantes (Moulin 2003). Plus récemment Moulin et al. (2007) proposent à nouveau une reconstruction de l'Atlantique Sud impliquant une déformation intraplaque en Afrique et en Amérique du Sud, prenant en compte l'ensemble des contraintes géologiques et structurales nouvellement acquises. Cette reconstruction met en évidence une zone incompressible dans la partie Nord de l'Atlantique Sud, et montre qu'en prenant en compte des valeurs maximales de

déformation intraplaque, seuls 90 à 100 km de mouvement horizontal sont possibles alors que les modèles considérant le volume crustal constant nécessitent au moins 235 km (Aslanian et al. 2009). Dans la même lignée, Torsvik et al. (2009) réinterprètent la position des limites océan-continent des marges de l'Atlantique Sud et proposent un modèle de reconstruction rendant compte au mieux de l'histoire géologique et paléomagnétique de l'Atlantique Sud (Fig. 8). En 2010 Moulin et al. proposent à nouveau une reconstruction paléogéographique, qui contrairement au modèle de Torsvik et al. (2009) ne se base pas sur la position estimée de la limite océan-continent, ou de façon plus réaliste la zone de transition océan-continent, mais considère seulement la position de la première croûte continentale à l'épaisseur normale le long des marges, et donc ne prend pas en compte les parties étirées de la croûte.

L'ensemble des modèles de reconstruction proposés, bien qu'étant de mieux en mieux contraints, souffrent toujours de l'absence d'anomalies magnétiques sur une période d'environ 37 Ma correspondant à la phase magnétique calme du Crétacé au cours de laquelle le segment central se serait ouvert.

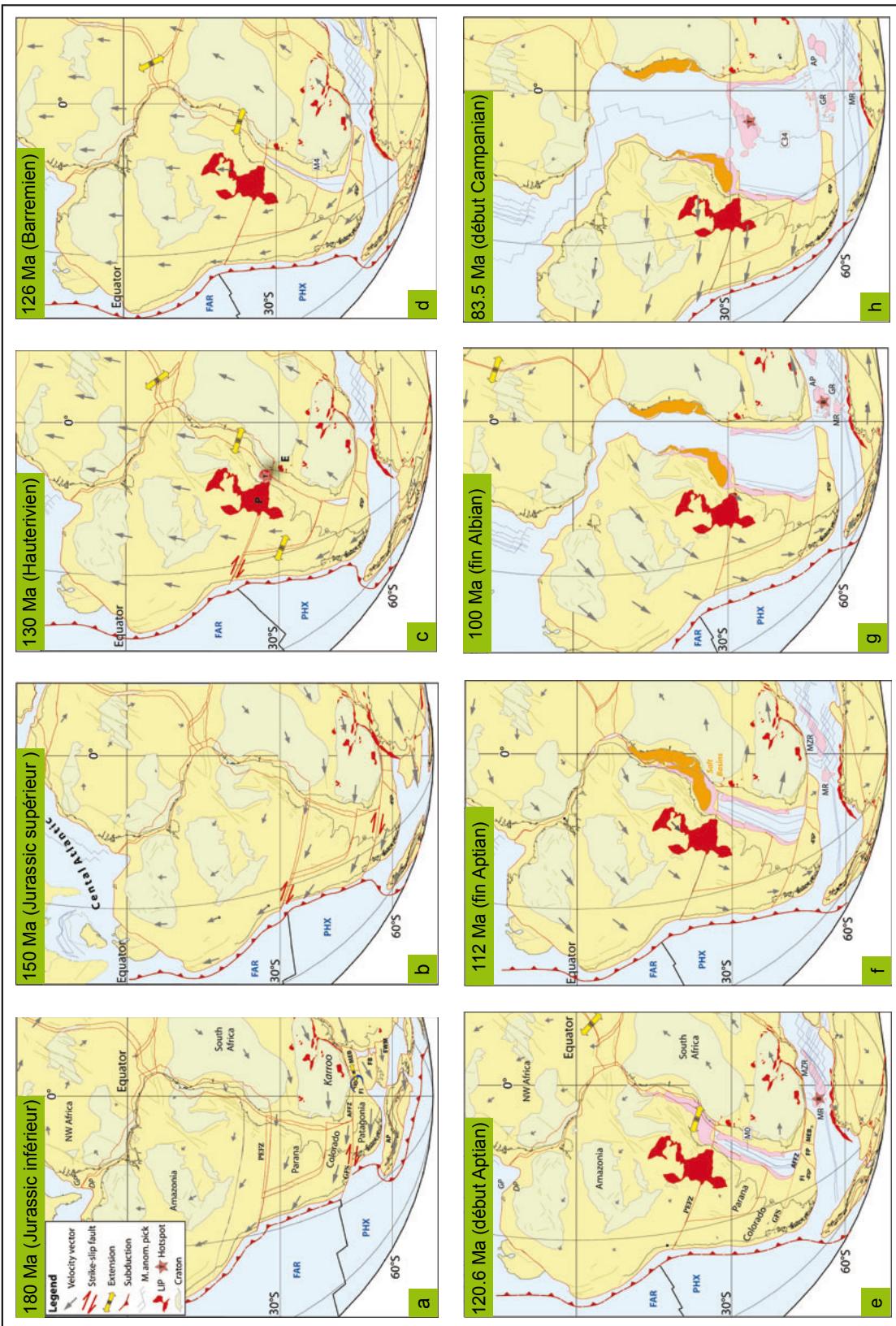


Figure 8. Reconstruction paléogéographique du Jurassique inférieur (180 Ma) (a) au début du Campanien (83,5 Ma) (h) basée sur une réinterprétation des limites continent-océan et de bassin salifère aptien (Torsvik et al. 2009).

5. Problématique

Les marges passives ouest-africaine et brésilienne du segment central de l’Océan Atlantique Sud, considérées comme peu volcaniques, ne disposent à ce jour malheureusement d’aucune donnée de forage profond. L’interprétation des données géophysiques de sismique réflexion étant fortement limitée par une couche salifère très étendue, seul l’échantillonnage des roches profondes pourrait lever le doute sur la nature du socle et permettre des datations afin d’apporter d’avantage de contraintes temporelles le long de ces marges. En effet l’évolution des connaissances au sein des marges de l’Atlantique Sud est dépendante de l’acquisition de nouvelles données toujours de meilleure qualité et de l’absence de certaines, rendant cette progression bien plus lente que dans les marges au jeu de données plus complet. Faute de pouvoir pallier aux problèmes de données des marges de l’Atlantique Sud il est possible de considérer les marges passives dont l’évolution tectonique est aujourd’hui aussi bien contraintes temporellement que spatialement en tant que « modèle ». Les marges passives montrent toutes une complexité qui leur est propre, en raison notamment de leur héritage tectonique aussi bien structural, thermique, que compositionnel, ainsi qu’en raison d’une évolution géodynamique complexe bien souvent à travers plusieurs phases. Le but n’est donc pas de s’approprier les connaissances des marges contraintes pour les appliquer purement et simplement à celles qui le sont moins. L’avancée de la compréhension des marges Ibérie-Terre Neuve de l’Atlantique Nord représente l’opportunité de pouvoir tester de nouveaux concepts, modèles, sur la base d’observations robustes. De telles différences de contraintes et donc de connaissances entre marges appartenant pourtant à la même catégorie des marges passives continentales non volcaniques, conduisent à plusieurs questions :

Les nouvelles données de sismique réflexion permettent-elles une meilleure interprétation des marges Sud-Atlantiques malgré l’effet d’écran dû à la large présence de sel ?

Les enseignements tirés de l’étude des marges passives Ibérie-Terre Neuve sont-ils applicables aux marges conjuguées ouest-africaine et brésilienne ?

Des éléments « types » peuvent-ils être définis de manière similaire au sein de ces deux couples de marges passives ?

Dans quelle mesure peut-on confronter les observations de ces marges dont l’héritage tectonique est différent ?

B. Apport des données

Pour des raisons de confidentialité, le contenu des pages 137 à 154 ne peut être présenté.

C. Article n° 3

Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model

Patrick Unternehr¹, Gwenn Péron-Pinvidic^{2,*}, Gianreto Manatschal³ and Emilie Sutra³

¹TOTAL-Exploration Production/Projets Nouveaux place Jean Millier, La Défense 6, 92078 Paris la Défense Cedex, France

²Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), Geological Survey of Norway, Leiv Eirikssons vei 39, N-7491 Trondheim, Norway

³IPGS-EOST / UoS-CNRS, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, France

*Corresponding author (e-mail: Gwenn.Peron-Pinvidic@ngu.no)

ABSTRACT: The discovery of giant hydrocarbon reservoirs in the pre-salt sequence of the deep-water Brazilian rifted margin together with the new acquisition of high-quality reflection and refraction seismic surveys across many rifted margins worldwide has attracted the interest of industry and researchers to deep-water rifted margins. For the first time, the new data sets enable the imaging and description of the pre-salt structures, which indicate that deep-water rifted margins are very different from what classical models had predicted thus far. Instead of the expected fault-bounded basins and a sharp ocean–continent boundary, the new data suggest the existence of a sag basin lying on hyper-extended crust with little indication for brittle high-angle faulting, a transitional domain between continental and oceanic crust showing neither characteristics of oceanic nor continental material, and very asymmetrical distal conjugate rifted margins. These observations raise significant doubts on the validity of the classical concepts used in rheology, mechanics and isostasy to explain extensional systems leading to seafloor spreading. They also require new concepts and more data in order to understand how these rifted margins evolved in time and space. This has important implications for the exploration and evaluation of petroleum systems in the frontier areas of hydrocarbon exploration.

In this study we publish two multi-channel seismic sections across the Angola and conjugate Brazilian rifted margins that we consider as ‘type’ sections for hyper-extended magma-poor rifted margins in the South Atlantic. The aim of this study is to discuss various possible interpretations and models to explain the high-resolution seismic images presented in this paper.

KEYWORDS: rifting, margin, hyper-extended crust, OCT, South Atlantic

INTRODUCTION

The observation of hyper-extended (less than 10 km thick) crust stretching over more than 100 km with little evidence for brittle high-angle faulting, overlain by salt and shallow marine carbonates, questions the validity of the basic concepts of rheology, fault mechanics and isostasy. Moreover, the occurrence of transitional domains showing neither the characteristics of oceanic nor continental crust has important implications for plate kinematic reconstructions and understanding of the processes, timing and evolution of continental breakup. These observations are not currently understood and cannot be explained with classical McKenzie (1978) or Wernicke (1985) type rift models. We therefore need to go back to basic observations and original data sets. However, there are only very few complete data sets available from deep-water magma-poor rifted margins. The most complete data set from a present-day conjugate pair of rifted margins is the Iberia–Newfoundland one. This is the only example from which we have access to drill hole data penetrating basement and from

which complete refraction and reflection seismic data sets are available from both conjugate margins and are in the public domain.

The most important results from the Iberia–Newfoundland rifted margins are: (1) the discovery of mantle exhumation and magma starvation during final rifting (Boillot *et al.* 1980); (2) the recognition of hyper-extended crust and top-base detachment faults (Whitmarsh *et al.* 2001); (3) the observation of shallow-marine sediments deposited over thinned crust (Kunkh & Urquart 2001; Péron-Pinvidic & Manatschal 2009); and (4) the understanding of the polyphase nature of rifting (Manatschal 2004). Similar observations, but not supported by drill hole data, are also reported from the Central Atlantic (Labails *et al.* 2007), the NW and south Australian margins (Beslier *et al.* 2004; Cathro & Karner 2006), and many other rifted margins worldwide.

A complementary data set, assembled over more than one century, is available from the ancient Alpine Tethys rifted margins preserved in the Alps (for a review see Manatschal *et al.* 2007). The mapping of the Alpine fossil rifted margins has

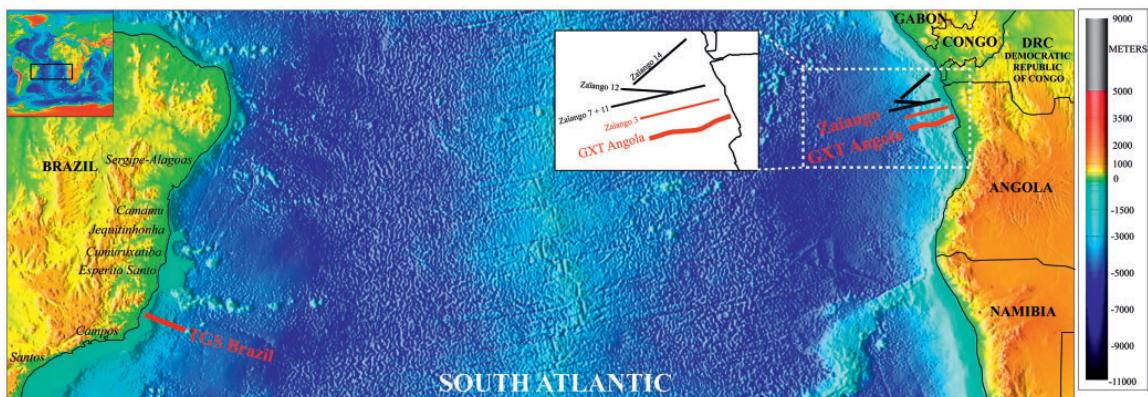


Fig. 1. Bathymetric map of the South Atlantic showing the position of the seismic sections discussed in this paper.

enabled the demonstration of the existence of upper and lower crustal and mantle rocks in the footwall of spectacularly exposed extensional detachment faults and their relation to extensional allochthons, syn- and post rift sediments and extrusive magmatic rocks in the hanging wall of these structures. Unlimited sampling has permitted the determination of the conditions, timing and kinematics of deformation during final rifting and subsequent mantle exhumation. The results from the Alpine Tethys margins support the interpretations made for the Iberia–Newfoundland margins, indicating that rifting is polyphase and that the transition between extended continental crust and oceanic crust comprises exhumed and serpentinized subcontinental mantle rocks.

Based on the data sets from the Alps and Iberia–Newfoundland, a polyphase conceptual model was first proposed by Whitmarsh *et al.* (2001). This model served as a basis for a numerical model developed by Lavier & Manatschal (2006). One of the developments in this model was that it added a thinning mode to the two well known pure and simple shear modes. The thinning mode can explain extreme and symmetrical crustal thinning with subdued high-angle faulting. In a later part of this paper, we propose that this thinning stage may explain parts of the evolution of the hyper-extended South Atlantic rift system preceding continental breakup.

The study presented here results from a project in which we mapped the crustal structure of the South Atlantic along the West African margin from Angola to Gabon (10° S – equator) and, locally, also along the Brazilian margin. The aim was to constrain the basement and sediment architecture of these margins based on the mapping of the ION-GXT long offset depth migrated seismic lines provided by TOTAL. We focus on a previously unpublished GXT multi-channel depth-migrated seismic section across the Angola margin referred to as the Angola GXT seismic line (see Figs 1 and 2) and a (TGS-NOPEC) time migrated line from the Brazilian margin (Fig. 3). These lines are not conjugate lines; we consider them as ‘type’ lines that summarize in an exemplary way the various structures observed along the magma-poor hyper-extended rifted margins in the South Atlantic. In many examples we can find these two ‘types’ of margins forming the conjugate margins. The high-resolution seismic imaging enables the determination of the precise architecture of the two margins, the identification of the structures related to the major thinning and exhumation of continental crust and subcontinental mantle and to determine the location of first accretion of oceanic crust.

TECTONIC SETTING

The South Atlantic rifted margins result from continental rifting and breakup between South America and Africa. They underwent several rifting phases identified in the sedimentary architecture of the margins (see Karner *et al.* 2003; Contrucci *et al.* 2004; Moulin *et al.* 2005; Aslanian *et al.* 2009; Torsvik *et al.* 2009). However, the exact timing of these rift phases is still debated. The main rift episode is thought to last about 30 Ma from Berriasian to early Albian ($c. 140$ – 110 Ma) (Teisserenc & Villemain 1989). A first stage dated as Berriasian to mid-Barremian ($c. 144$ – 127 Ma) corresponds mainly to growth faulting and sedimentary filling related to the formation of offshore basins. A second stage dated as mid-Barremian to late Aptian ($c. 127$ – 117 Ma) corresponds stratigraphically to unfaulted sedimentary layers indicating shallow water environmental conditions. This first sedimentary sequence is usually called the ‘pre-salt’, or ‘sag-basin’ sequence (Karner *et al.* 2003). A subsequent late syn-rift phase is associated with shallow water evaporite/salt deposits in the late Aptian. The transition to seafloor spreading and the development of early Albian carbonates is inferred to occur at about 112 to 110 Ma (Karner *et al.* 2003; Moulin *et al.* 2005).

Structurally, Contrucci *et al.* (2004) and Moulin *et al.* (2005) characterized the architecture of the West African margin with a $c. 300$ km wide offshore domain of thin continental crust juxtaposed to oceanic crust along an ocean–continent boundary. Some rare faulted sedimentary basins are described on the continental slope and are associated with the early syn-rift phase (Moulin *et al.* 2005). These small basins represent the floor of an almost undeformed sedimentary sequence also referred to as a sag sequence, which is overlain by salt deposits, the latter strongly affected by gravitational deformation. Basement structures are difficult to constrain given the transparent seismic facies induced at these depths by the overlying salt layer. With the benefit of refraction data, an enigmatic lower-crustal body, displaying high velocities (7.2 – 7.8 km s $^{-1}$), has been defined underlying the necking zone at the limit between the proximal and distal part of the rifted margin (Contrucci *et al.* 2004). These authors interpreted this layer as representing serpentinized material, high-grade metamorphic crustal rocks or a mixture of underplated mafic and ultramafic material.

From the structural point of view, the margins show well defined necking zones separating slightly extended, < 25 km thick crust in the proximal margins from hyper-extended,

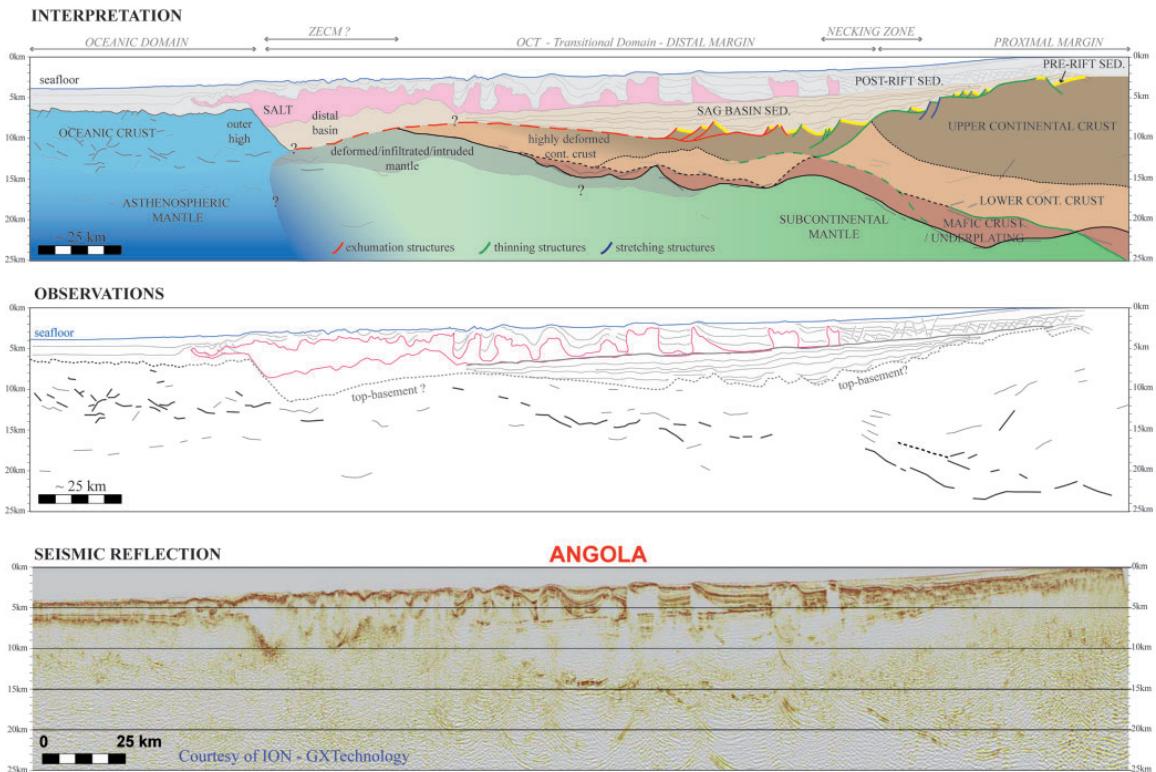


Fig. 2. Angola GXT seismic line. From bottom to top, a depth migrated reflection seismic line, a line drawing and a geological interpretation of one and the same line are shown.

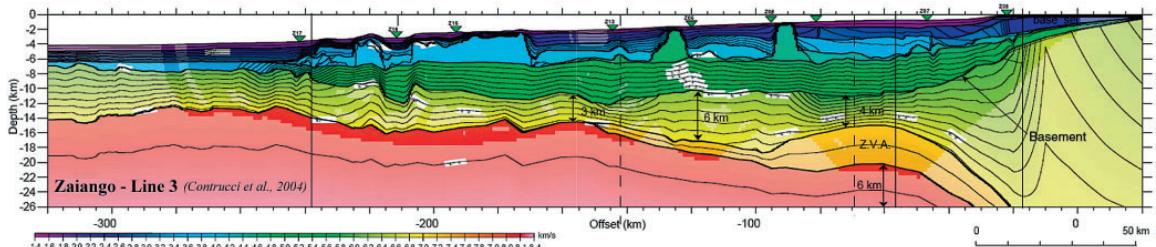


Fig. 3. Seismic refraction model of Contrucci *et al.* (2004). Location is indicated in Figure 1 as Zaiango profile.

< 10 km thick crust in the distal margins. Within this paper, we focus mainly on the tectonic evolution of the hyper-extended parts of the rifted margins. The interesting but also intriguing point about the South Atlantic is that, despite drastic crustal thinning, only a few high-angle faults can be mapped in the distal parts of the margins.

To summarize, three major observations were made along the South Atlantic: (1) a large part of the distal domain is composed of highly thinned, little faulted continental crust; (2) the pre-breakup continental deposits were deposited in a large-scale sag-basin, which does not show any evidence, with exception of its basal part, of classical syn-rift geometries (Teisserenc & Villemain 1989; Meyers *et al.* 1996; Braccini *et al.* 1997); and (3) the transition into oceanic crust is complex and formed by a transitional zone that shows neither characteristics of oceanic nor continental crust. These observations, together with the structural observations in the reflection seismic sec-

tions, are important and need to be integrated in tectonic models of the South Atlantic.

OBSERVATIONS: THE SEISMIC REFLECTION SECTIONS

In this paragraph, we summarize the observations made on the seismic reflection profiles. We describe the different domains forming the rifted margins and their major related structures. As we focused our work on the West African margin, its descriptions are more developed than on the Brazilian conjugate margin.

The GXT seismic line across the Congo basin offshore Angola (Fig. 2)

The continental domain Continental crust is characterized by a pronounced necking zone that separates 25–30 km thick crust

from hyper-extended 10–0 km thick crust. On the continent side, the crust is formed by two distinct layers identified by their seismic facies; the lower crust is reflective whereas the upper crust is more transparent and homogeneous. These two layers are generally separated by medium to high amplitude reflections presenting variable dips (either ocean- or continentwards). Within the necking zone, the seismic facies of the crust changes; the reflectivity disappears suggesting either crustal structure or compositional changes. The base of the crust is characterized by a discontinuous reflector with medium to high amplitude that plunges continentwards to about 25 km depth. The top basement is generally difficult to define but it is locally characterized by high-angle faults delimiting half graben basins, presenting syn-tectonic sedimentary geometries.

According to the refraction results of Contrucci *et al.* (2004) obtained at the level of the Angola margin (Fig. 1 for location, Fig. 3), continental crust is characterized by velocity values ranging from 5.6–6.8 km s⁻¹. It overlies a layer with velocities from 7.2–7.8 km s⁻¹ described as an ‘anomalous velocity layer’ by Contrucci *et al.* (2004). It is also present on the eastern part of the transitional domain. This anomalous layer has been interpreted as part of the lower crust or as serpentinized mantle by Contrucci *et al.* (2004). These authors excluded an underplated magmatic origin for this body because of the non-volcanic nature of the Angola margin. That the discontinuous continentward dipping reflector observed on the Angolan margin is located at the top or the bottom of the ‘anomalous velocity layer’ is a matter of debate. However, there is a marked change in the dip of this reflector where the ‘sag’ basin is deepest.

The transitional zone The ocean–continent transition is identified west of where the medium to high amplitude continentward dipping reflector approaches the top of the acoustic basement (Fig. 2). The relation to unequivocal oceanic and continental crust is badly imaged and difficult to identify, either because of the overlying complex salt structures, or because the transition is gradual and consequently does not produce a clear seismic image. The top basement is difficult to define; however, the overall structure is very different from that of the adjacent continental and oceanic crust. Moreover, the oceanward termination of this domain coincides with the termination of gravitational movements of the overlying salt (compressive front), that is related to an underlying ramp system and with a basement high often referred to as an outer high.

According to the refraction results of Contrucci *et al.* (2004) (Fig. 3) this transitional domain corresponds to a 3–7 km thick layer below the sag basin, showing velocities increasing from 5.8 km/s at the top to 6.8 km s⁻¹ at the bottom. This layer thins to 3–4 km near to the oceanic domain and shows lower velocity values.

The oceanic crust Oceanic crust is well defined at the oceanward termination of the sections and is characterized by seismic reflective facies overlain by sub-horizontal layered sediments. It consists of a 2–3 km thick sequence of layered sediments that overlies a well-defined reflective top-basement, with rough topography, that has been slightly tectonized. Below, the oceanic basement are 3 well identified layers: the upper part is c. 3 km thick and defined by reflective seismic facies; the medium layer displays medium amplitude disorganized reflections that occur within a 2–3 km thick transition zone; and the lower part appears to be more homogeneous with transparent seismic facies. These observations are generally reported as characteristic for a ‘normal’ oceanic crust.

The observations made on reflection seismic sections are consistent with the wide angle data of Contrucci *et al.* (2004)

who described a ‘normal-magmatic crust’ characterized by an upper 5 km thick layer with velocities varying from 5.8–6.8 km s⁻¹ with strong lateral variations and a 2 km thick lower part with velocities c. 7.5 km s⁻¹.

The pre-salt sag basin The description of the pre-salt sag basin has been limited by seismic imaging and consequently most of the previous descriptions were driven by models rather than observations. Along the presented section, the pre-salt sag basin is about 4–5 km thick and characterized by velocities ranging from 4.7–5.8 km s⁻¹, and it is partly underlain by the ‘anomalous velocity layer’ of Contrucci *et al.* (2004). Although the base of the basin is not always well imaged, locally high-angle faults are; however, the structure related to these faults (tilted blocks v. allochthons) is not well resolved.

The TGS seismic line across the Campos Basin, offshore Brazil (Fig. 4)

The presented Brazilian profile is not strictly conjugate to the Angolan profile described above. We consider these lines to be type examples of the South Atlantic rift system and think that they summarize the first order relationships between conjugate sections in the South Atlantic. Moreover, as we focused our observations on the detailed ION-GXT West Africa dataset, the observations reported from the Brazilian margin are more concise.

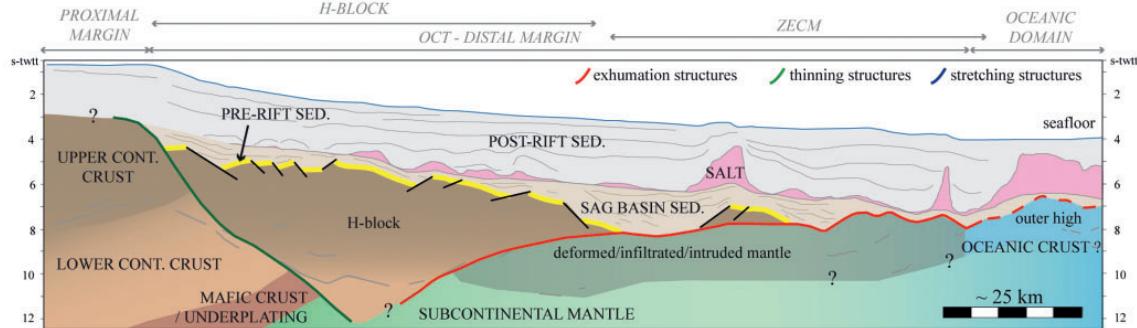
The structure of the continental crust as well as its transition into oceanic crust is quite different and less well imaged in the TGS line across the Brazilian Campos basin compared with the GXT line on the Angola margin.

At the western end of the profile, the seismic facies observed in the continental crust is rather transparent with little evidence for structures. Between 6 and 7 km depth, a medium amplitude reflector dips down continentward. It is interpreted as marking a major boundary between upper and lower crustal material. The top basement is generally difficult to define. It is locally characterized by high-angle faults probably delimiting half grabens. More oceanward, intra-basement reflectors can be depicted over the central part of the line. There, strong reflections dip ocean and continentwards between 6 and 10 km depth, over c. 60–70 km, defining a triangular-shaped body. This body has a maximum thickness of c. 5 km. We interpret this crustal body as an H-block (see Lavier & Manatschal (2006) for a definition of the H-block, and Péron-Pinvidic & Manatschal 2010, for a more detailed definition of an H-block). This block occurs at the oceanward termination of the necking zone and it is limited eastward by a zone that is ill defined, neither showing clear oceanic nor continental affinity. In addition, no evidence for unambiguous oceanic crust can be observed on this profile. Sub-salt sediments can be described over the H-block, but they are more pronounced and better developed on the continent and oceanward parts of the block. On the oceanward termination of the line, the salt seems to lie directly over basement, and weak reflections can be observed to dip continentwards.

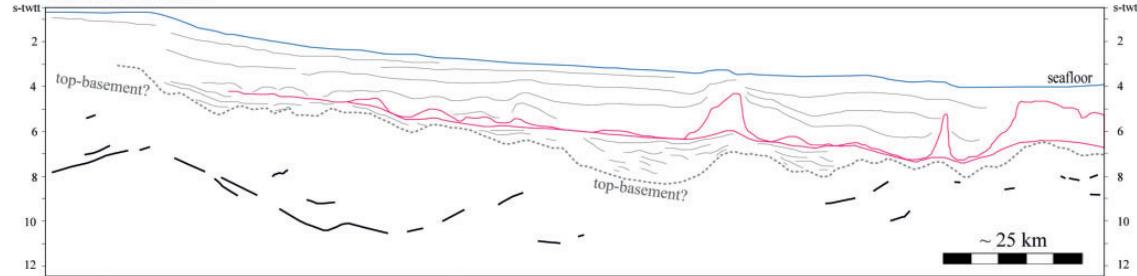
FROM OBSERVATIONS TO INTERPRETATIONS Constraining the initial and final conditions of rifting (Fig. 5)

The rifting process, as referred to in this study, represents the process that stretches, thins and eventually ruptures the continental lithosphere and leads to seafloor spreading. For the South Atlantic rifted margins between Angola and Campos, this implies that the rifted margins are bounded landwards and

INTERPRETATION



OBSERVATIONS



SEISMIC REFLECTION

BRAZIL

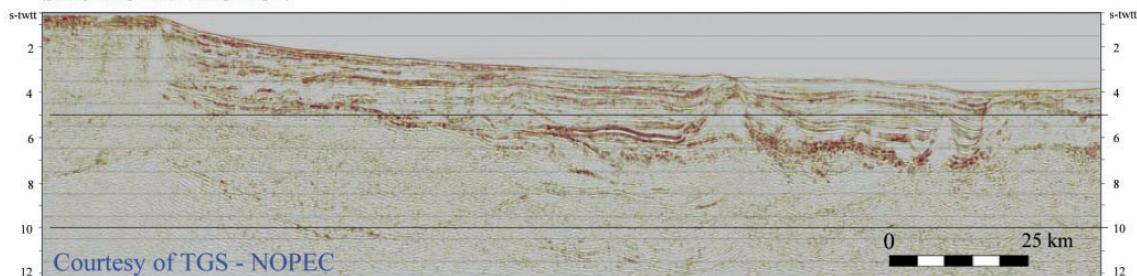


Fig. 4. The TGS line across the Campos Basin offshore Brazil. From bottom to top, a depth migrated reflection seismic line, a line drawing and a geological interpretation of one and the same line are shown.

oceanwards by pre-rift continental and oceanic lithosphere that record the first order conditions at the beginning and at the end of rifting. Although in detail it may be more complex, due to inheritance and strong lateral variations, the first order conditions at the beginning and end of rifting can be reasonably well constrained. We suggest that rifting initiated in an isostatically equilibrated, cold, i.e. thick Proterozoic lithosphere, and that the crust was ± 30 km thick. Although in detail the structure of the crust was complex and heterogeneous, we assume that most of it was composed of quartz-feldspathic material. In deeper parts of the crust more mafic material may have existed as suggested by the high-velocity bodies in refraction seismic sections from the Angola margin (Contrucci *et al.* 2004). The conditions at the end of rifting can be determined by defining the nature of the first oceanic crust, which depends on the spreading rate and the composition (enriched or depleted) and thermal structure of the pre-rift subcontinental mantle (Lucazeau *et al.* 2004). For the South Atlantic we have assumed slow spreading rates at the onset of

seafloor spreading. Much less is known about the temperature and composition of the subcontinental mantle before and during rifting. Indirect proxies to determine the conditions and processes in the mantle during rifting are the stratigraphic and structural evolution, which depend on the rheology and isostasy and consequently also on the thermal structure and composition of the extending mantle lithosphere.

From interpretation to restoration

Reflection seismic sections image the final rift structure observed along the Campos and Angola rifted margins (Fig. 5, top section). A more detailed description of the nature of the rocks including the distribution of pre-rift sediments, upper and lower crustal and mantle rocks is not possible without refraction seismic or drill hole data. In this paper we try to explore the implications of alternative structural models on the distribution of lithologies and thermal structure of the lithosphere during rifting. As shown in Figure 5 and discussed above, we

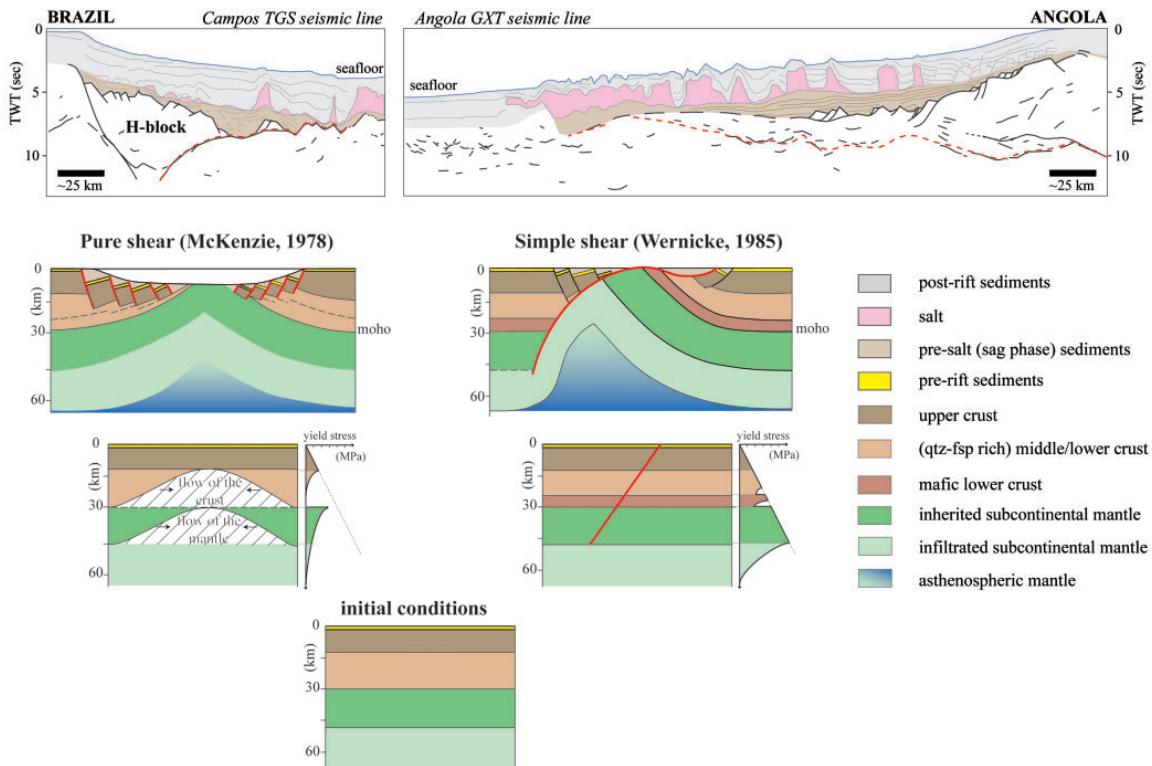


Fig. 5. Pure shear rift model (left side) and simple shear rift model (right side) and their predictions for the interpretation of the Campos–Angola rifted margins. The line drawing shows the Campos–Angola rift system as imaged in seismic sections (see Figs 2 and 4). The two models represent idealized and simplified models that permit to discuss the major predictions for the evolution and final structure of the South Atlantic hyper-extended rift system.

assume a ± 30 km thick crust and a thermally equilibrated lithosphere at the onset of rifting. In Figures 5 and 6 we use a layer of pre-rift sediment as a strain marker to visualize the extension accommodated in the upper crust. Moreover, we distinguish between upper crust, a ductile and/or brittle lower crust, and an upper and lower lithospheric mantle. We are aware that in reality it is not always possible to define simple limits between these various compositional and/or rheological boundaries. However, because the crust comprises mainly quartzo-feldspathic rocks and the mantle peridotites, i.e. olivine and pyroxenites, we believe that the proposed layers reflect mainly the rheological stratification of the lithosphere, which depends principally on composition and thermal structure of the lithosphere.

The pure shear model The pure shear model assumes that the upper crust, together with the post-rift sediments, are extended by high-angle faults resulting in fault-bounded tilted blocks (McKenzie 1978). The fact that high-angle faults are rarely observed in the seismic sections of deep rifted margins tends to argue against such a model. However, as Reston (2005) and Reston *et al.* (2009) demonstrated, high-angle faults can be difficult to image seismically and are not always observed on seismic sections. Another problem that results from a pure shear model is that the resulting crustal structure is symmetrical, which is not the case for the Angola–Campos rifted margins (see Figs 2, 4 and 5). Although a kinematic restoration of a pure shear section enables the restoration of the brittle upper crust (high-angle faults need to be restored in order to obtain a

continuous and sub-horizontal pre-rift sedimentary layer), the restoration of the lower crust and upper mantle remains questionable and requires crustal and mantle flow, otherwise the rift section cannot be restored back to an initial crustal thickness of 30 km. Thus, one major implication for a pure shear model is that lower crustal layers and the underlying mantle need to behave in a ductile way during rifting, which is only possible if the rheology of the crust and mantle is controlled by ductile lithologies, and accordingly high heat flow. It may be difficult to exhume mantle rocks with a pure shear model, on the scale of the margin; however, the predicted rise of the lithospheric and asthenospheric mantle would be underneath areas that underwent maximum extension in the crust. As a consequence, the first order thermal structure would be symmetrical and the breakup would occur in-between extended and/or exhumed mantle domains, which is compatible with the observations made in the South Atlantic.

The simple shear model The simple shear model assumes that the extension is accommodated mainly along one master fault that cuts across the whole lithosphere (Wernicke 1985). In this case, the few observed high-angle faults would be explained as faults bounding extensional allochthons overlying an exhumed detachment fault. The detachment fault itself would correspond with the top of the basement. The major advantage of a simple shear model is that it can explain the observed crustal asymmetry of the two rifted margins, with Campos representing an upper plate and Angola a lower plate rifted margin. In order to invert the section kinematically, the master fault needs to be

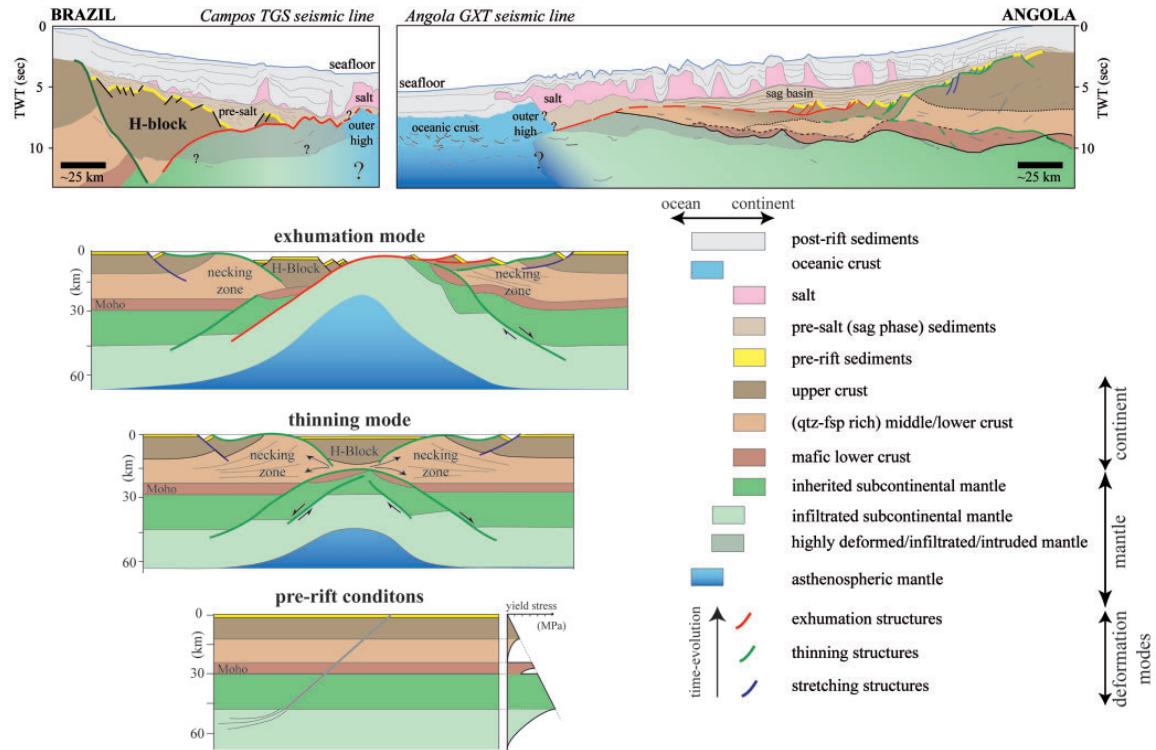


Fig. 6. Idealized and simplified version of the Lavier & Manatschal (2006) model that enables the discussion of its major predictions for the evolution and final structure of the South Atlantic hyper-extended rift system. The section above represents a geological interpretation of the Campos–Angola rift system that is driven by the Lavier & Manatschal (2006) model. This interpretation will have to be reviewed in the light of future drilling and refraction seismic data that do not yet exist for this part of the world.

restored to produce a continuous sub-horizontal pre-rift sedimentary layer. The major implication for a simple shear model is that lower crustal layers and the underlying lithospheric mantle had to behave in a brittle manner. Thus, in such a model the rheology of the crust and mantle is controlled by brittle deformation assuming either low heat flow or a dominant mafic composition of the crust. An advantage of the simple shear model is that it can easily explain the exhumation of deeper crustal and mantle levels at the surface. On the margin scale, the model predicts that the lower plate margin (Angola) would consist mainly of lower crust and upper subcontinental mantle, whereas the conjugate upper plate margin would be formed mainly by upper crust overlying hotter mantle rocks derived from deeper parts of the lithosphere and asthenosphere. Moreover, the rise of the asthenosphere and the location of breakup would be very asymmetrical with a much wider transition zone on the African side than the Brazilian side. From our observations, we show that this is not the case and that a similar width of transitional crust exists on both sides of the South Atlantic.

Comparison of the pure and simple shear model predictions with the structural observations A comparison of the two end-member models with the observations made in the two sections from the South Atlantic, shows that none of them can explain the overall observations made in the sections shown in Figures 2 and 4. The pure shear model seems to account better for the large-scale evolution leading to seafloor spreading, i.e. the processes that are linked to the evolution of the asthenosphere;

the simple shear model provides a better match for the observations made on a crustal scale during final rifting. The initial conditions and the expected heat flow are difficult to reconcile with both the rheology and heat flow predicted by simple shear (too cold or very mafic lower crust) or by pure shear (too hot).

The Lavier & Manatschal (2006) model applied to the South Atlantic (Fig. 6) Lavier & Manatschal (2006) proposed a dynamic model for the evolution of rifted margins based on data from the Alpine Tethys and Iberia–Newfoundland rifted margins. Their model proposes a polyphase rift evolution in which a thinning mode was added to the previously proposed pure and simple shear modes. In contrast to the pure and simple shear models shown in Figure 5, the Lavier & Manatschal (2006) model is polyphase. Therefore, a kinematic restoration needs to include several deformation steps. In the case of the South Atlantic, the two major steps are the thinning and exhumation phases shown in Figure 6. Structures related to the stretching phase (e.g. pure shear) are mainly observed along the more proximal parts of the two margins and are therefore not discussed in this paper.

In contrast to the simple shear model, where exhumation faults initiate with rifting and are supposed to be the only structure that accounts for thinning of the crust, in the Lavier & Manatschal (2006) model, exhumation faults are considered to form in a late stage, when the crust was already thinned and the whole crust started to deform in the brittle field. In the case of the South Atlantic, this happened after the crust was thinned to

P. Unternehr et al.

less than 10 km. The crustal structure was already strongly modified during the thinning mode, which explains why a present-day section across two conjugate rifted margins cannot be restored without taking into account polyphase deformation (see Fig. 5). Therefore, it is important not only to understand the final structure of the margin, but also timing and duration of each deformation stage in order to be able to restore the rift structures of the margin back in time (see Péron-Pinvidic & Manatschal 2009 for the example of the Iberia–Newfoundland margins).

In contrast to the Iberia–Newfoundland rift system, in the example of the South Atlantic a restoration cannot be based purely on observations, due to the sub-salt imagery issues. Therefore, in this paper we explore how far the model of Lavier & Manatschal (2006) can explain the observations made in seismic reflection profiles. In Figure 6, we present the evolution of a rift section from its initial stage to the thinning and exhumation stages (we ignore the stretching phase). We then compare this model with the observations made along the Angola–Campos conjugate rift system and propose, based on this comparison a geological interpretation and a tectonic evolution for the Angola–Campos rift system.

The Lavier & Manatschal (2006) model assumes that extension initiates first along high-angle faults (stretching mode) that eventually become organized and localized along a major conjugate normal fault system, which predefines the future necking zones, i.e. the edges of the strong continents. In such an initial stage, a keystone forms in-between the conjugate normal faults, which is referred to as an H-block (Hanging-wall block). This block represents a piece of relatively undeformed upper crust, which preserves its pre-rift stratigraphic cover. In a more advanced stage of extension, during the subsequent exhumation stage, the H-block can be partly delaminated leading to the formation of extensional allochthons. Thus, the H-block represents an important building block of hyper-extended rifted margins. Because the H-block is bounded continentwards by thinning and oceanwards by exhumation faults (Fig. 6), its recognition is a key point in the interpretation of seismic sections from hyper-extended rifted margins.

If one compares the seismic sections shown in Figures 2 and 4 with the Lavier & Manatschal (2006) model, the Angola section compares well with the lower plate margin, while the Campos margin shows evidence for the existence of an H-block, despite the fact that structures along the Campos basin are less well imaged. The necking zones as well as the transition zones into oceanic crust can be observed along both the Angola and Campos margins, indicating that on the scale of the two margins, the building blocks are similar to those defined along the Iberia–Newfoundland rifted margins. Thus, the suggestion by Huisman & Beaumont (2008) that the South Atlantic evolved very differently from the Iberia–Newfoundland rift system is not supported by our observations. We also propose that the rheology during the initial rift was controlled by brittle layers within the lower crust and upper mantle, suggesting a fairly low heat flow during initial deformation. It is more difficult to estimate the thermal evolution during later rifting, mainly because we have no information on the evolution of the sub-continental mantle during rifting. Based on the model of Lavier & Manatschal (2006) one would expect a major increase in the heat flow during the thinning stage, when the upper cold sub-continental mantle is tectonically thinned and removed and replaced by the underlying hotter lithospheric mantle and rising asthenosphere underneath the H-block (see Fig. 6). Comparing this model with the simple and pure shear models shown in Figure 5, the Lavier & Manatschal (2006) model is a hybrid model that behaves during

an initial stage like a pure shear, except that it shows depth dependent thinning (Kusznir & Karner 2007). During the latest stages of rifting, a simple shear component is added to the system, which includes a lateral movement of the heat source relative to the H-block. Seismic observations show that on both margins a transition zone between continental and oceanic crusts exists, indicating that the breakup occurred after major thinning of the crust and mantle exhumation, and that it was neither forced magmatically nor was it strongly asymmetrical. We therefore suggest that breakup was probably not controlled by detachment faulting but rather by asthenospheric upwelling and excess magma leading to a heating and weakening of the lithospheric mantle as in the case of the Iberia–Newfoundland rifted margins (see Péron-Pinvidic & Manatschal 2009, 2010).

Overall the major structures of the conjugate margin (necking zone, transitional zone and ocean crust) look symmetrical and similar to those observed along many other hyper-extended margins. However, if one compares only the domain between the necking zone and the transitional crust, the conjugate margins are very asymmetrical. The Campos margin, here interpreted as an upper plate margin, carries an H-block, whereas the lower plate Angola margin shows a wedging of the continental crust towards transitional crust. High-angle faults occur in the proximal parts but are very rare in the most distal parts of the margin. These high-angle faults are either relicts of the initial stretching phase, or associated with extensional allochthons that formed during the delamination of the H-block during final rifting. The model assumes that in the distal margin most of these high-angle faults are soled by a major detachment fault.

DISCUSSION AND CONCLUSION

The aim of this contribution was to propose an interpretation of the architecture of two sections across the Congo basin (ION-GXT profile) and the Campos basin (TGS profile) that we consider to represent ‘type’ sections for the central segment of the South Atlantic rift system. Given the absence of deep sea drilling and the sub-salt seismic imagery problems encountered in these deep margins, the available data is insufficient to constrain one single model. In this paper, we chose to confront the two classical pure and simple shear models (McKenzie 1978; Wernicke 1985) and a polyphase model developed for the Iberia–Newfoundland and Alpine Tethys margins (Lavier & Manatschal 2006) with the observations made on long-offset seismic reflection profiles. Although the models discussed in this paper can explain the first-order architecture of the margin, i.e. the crustal thinning and transition into oceanic crust, the models predict very different strain histories and final architecture of the margins. As a consequence they foresee different distributions of upper, middle and lower crustal rocks as well as of upper and lower lithospheric mantle in the final rift section. This has implications for the thermal and rheological evolution of the margin, which controls the conditions and finally also the architecture of the rifted margins.

Other intriguing points and remaining questions are:

1. Is the rare occurrence of high-angle faults and well-defined tilted blocks in seismic sections, despite the extreme crustal thinning, real or is it just not imaged? (see Reston 2005)
2. What is the thermal stage and rheology of the lithosphere before and during rifting?
3. What is the exact age and location of breakup and how can it be defined?
4. What is the nature of the basement in the transitional domain and what are the processes that controlled its formation?

All these open questions show that the major limiting factor is the imaging of the deep parts of the margin as well as the lack of drill hole data. Nevertheless, the available observations show that the rift process in the Southern Atlantic cannot adequately be explained by the simple shear and pure shear rift models alone. One key observation is that although the South Atlantic may look different, may have had another inheritance and another fate than the Iberia–Newfoundland rift system, some of the building blocks of the two systems are comparable. We therefore think that a common model can be applied and can predict some of the observations made in the South Atlantic.

We thank the Total management for permitting this publication and TGS-Nopec and ION-GXTechnology for permitting publication of seismic lines. Tim Bevan and an anonymous reviewer are also acknowledged for their useful and pertinent comments on the manuscript.

REFERENCES

- Aslanian, D., Moulin, M. *et al.* 2009. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. *Tectonophysics*, **468**, 98–112, doi: 10.1016/j.tecto.2008.12.016.
- Beslier, M.-O., Royer, J.-Y. *et al.* 2004. Une large transition continent-océan en pied de marge sud-ouest australienne: premiers résultats de la champagne MARGAU/MD110. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **175**, 629–641.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougenot, D., Kornprobst, J., Mergoil-Daniel, J. & Torrent, G. 1980. Ocean–continent boundary off the Iberia margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters*, **48**, 23–34.
- Braccini, E., Denison, C.N., Scheevel, J.R., Jeronimo, P., Orsolini, P. & Barletta, V. 1997. A revised chrono-lithostratigraphic framework for the Pre-Salt (Lower Cretaceous) in Cabinda, Angola. *Bulletin Centre Recherche Elf Exploration Production*, 125–151.
- Cathro, D.L. & Karner, G.D. 2006. Cretaceous–Tertiary inversion history of the Dampier sub-basin, northwest Australia: Insights from quantitative basin modeling. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 503–526.
- Contrucci, I., Matias, L. *et al.* 2004. Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaire, Angola), between 5° S and 8° S, from reflection/refraction seismics and gravity data. *Geophysical Journal International*, **158**, 529–553, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02303.
- Huismans, R.S. & Beaumont, C. 2008. Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension. *Geology*, **36**, 163–166, doi: 10.1130/G24231A.1.
- Karner, G.D., Driscoll, N.W. & Barker, D.H.N. 2003. Syn-rift region subsidence across the West African continental margin: the role of lower plate ductile extension. In: Arthur, T.J., Macgregor, D.S. & Cameron, N. (eds) *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies*. Geological Society, London, Special Publications, **207**, 105–129.
- Kuhnt, W. & Urquhart, E. 2001. Tethyan flysch-type benthic foraminiferal assemblages in the North Atlantic: Cretaceous to Paleogene deep water agglutinated foraminifers from Iberia Abyssal Plain (ODP Leg 173). *Revue de Micropaleontologie*, **44/1**, 27–59.
- Kuszir, N.J. & Karner, G.D. 2007. Continental lithospheric thinning and breakup in response to upwelling divergent mantle flow: application to the Woodlark, Newfoundland and Iberia margins. In: Karner, G.D., Manatschal, G. & Pinheiro, L.M. (eds) *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*. Geological Society, London, Special Publications, **282**, 289–322.
- Labails, C., Olivet, J.-L. & the Dakhla Study Group. Crustal Structure of the SW Moroccan Margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part B: The tectonic heritage. *Tectonophysics*, Special volume, doi: 10.1016/j.tecto.2008.08.028.
- Lavier, L. & Manatschal, G. 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, **440**, 324–328.
- Lucazeau, F., Brigaud, F. & Bourouil, J.-L. 2004. High-resolution heat flow density in the lower Congo basin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**, 1–24, doi: 10.1029/2003GC000644.
- Manatschal, G. 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 432–466.
- Manatschal, G., Müntener, O., Lavier, L.L., Minshull, T.A. & Péron-Pinvidic, G. 2007. Observations from the Alpine Tethys and Iberia–Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup. In: Karner, G.D., Manatschal, G. & Pinheiro, L.M. (eds) *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*. Geological Society, London, Special Publications, **282**, 289–322.
- McKenzie, D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, 25–32, doi: 10.1016/0012-821X(78)90071-7.
- Meyers, J.B., Rosendahl, B.R. & Austin, J.A. 1996. Deep-penetrating MCS images of the South Gabon Basin: implications for rift tectonics and post-breakup salt remobilization. *Basin Research*, **8**, 65–84.
- Mohriak, W., Nemecok, M. & Enciso, G. 2008. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the bains of SE Brazil. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & De Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, **294**, 365–398, doi: 10.1144/SP294.19.
- Moulin, M., Aslanian, D. *et al.* 2005. Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo project). *Geophysical Journal International*, **162**, 793–810, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02668.
- Müntener, O. & Manatschal, G. 2006. High degrees of melt extraction recorded by spinel harzburgite of the Newfoundland margin: The role of inheritance and consequences for the evolution of the southern North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, **252**, 437–452, doi: 10.1016/j.epsl.2006.10.009.
- Péron-Pinvidic, G. & Manatschal, G. 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia–Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences*, doi: 10.1007/s00531-008-0337-9.
- Péron-Pinvidic, G. & Manatschal, G. 2010. From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? *Petroleum Geoscience*, **16**, 189–197.
- Reston, T.J. 2009. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. *Tectonophysics*, **468**, 6–27, doi: 10.1016/j.tecto.2008.09.002.
- Teisserenc, P. & Villemain, J. 1989. Sedimentary basin of Gabon – geology and oil systems. In: Edwards, J.D. & Santogrossi, P.A. (eds) *Divergent/Passive Margin Basins*. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, **48**, 117–199.
- Torsvik, T.H., Rousse, S., Labails, C. & Smethurst, M.A. 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International*, **177**, 1315–1333, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04137.
- Wernicke, B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **22**, 108–125.
- Whitmarsh, R.B., Manatschal, G. & Minshull, T.A. 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, **413**, 150–154.

Received 19 October 2009; revised typescript accepted 24 April 2010.

CHAPITRE 3 :

DISCUSSION

Chapitre 3 : Discussion

Ce travail de thèse a eu pour but de caractériser la déformation extensive affectant les marges passives peu magmatiques au cours de leur évolution. L'architecture de ces marges montrant une certaine complexité et variabilité au vu des récentes découvertes telles que les zones de manteau exhumé et la croûte continentale amincie à l'extrême, l'identification de blocs fondamentaux caractérisant l'architecture de ces marges à travers le temps et l'espace, est apparue indispensable. Pour y parvenir, les marges conjuguées Ibérie-Terre Neuve au sein de l'Atlantique Nord s'avèrent être le meilleur candidat. Leur jeu de données, le plus complet du monde parmi les marges passives, a permis d'établir une terminologie adaptée à la description de la déformation extensive et d'en proposer une quantification. Les marges brésilienne et ouest-africaine du segment central de l'Atlantique Sud, aujourd'hui encore peu contraintes, ont alors permis de tester la reproductibilité des concepts développés dans les marges Ibérie-Terre Neuve.

Terminologie

1. Terminologie classique

Longtemps considérée comme la juxtaposition brutale d'une croûte continentale découpée en blocs basculés avec une croûte océanique, l'architecture des marges passives s'est révélée plus complexe au fil des nombreuses découvertes. Le caractère polyphasé de l'évolution des marges passives est aujourd'hui largement admis. Trois grandes phases tectoniques permettent ainsi de décrire la déformation accommodée par les marges au cours du rifting (Lavier and Manatschal 2006) le long de plusieurs domaines. Etirement, amincissement, et exhumation sont les trois modes de déformation se succédant spatialement et temporellement le long de la marge. Cependant, si ces trois modes d'extension peuvent être distingués globalement les uns des autres, la transition entre chaque mode n'est pourtant pas aussi évidente et il est compliqué de délimiter les parties de la marge affectées chacune par un mode de déformation différent.

En effet, les différentes phases de l'évolution d'une marge se superposent en partie durant le rifting pouvant recouper des structures précédemment créées ou les masquer directement en utilisant le principe de réactivation. Ainsi les structures dues à la phase d'étirement qui affectent la coûte continentale initiale de la marge de façon homogène sous

la forme de failles normales distribuées, ne sont généralement plus identifiables actuellement que dans la partie la plus proximale des marges. Les phases d'amincissement et d'exhumation postérieures vont ensuite créer un effet de surimpression sur ces structures en se localisant de plus en plus vers la zone du futur breakup. Le mode d'amincissement peut avoir également affecté partiellement la zone proximale, alors que dans le domaine distal des marges les processus d'exhumation, en plus de l'exhumation des roches mantelliques, ont certainement à leur tour affecté les roches distales ayant subi un amincissement.

De ce fait, il devient difficile de placer une limite entre ces différents modes de déformation puisqu'une même zone peut être le résultat de la combinaison de plusieurs phases. Seule une délimitation globale entre la marge proximale, la marge distale, le domaine océanique ainsi qu'une zone de transition océan-continent, pouvait être proposée mais ne permet pas une caractérisation détaillée de la déformation extensive.

Une description de l'évolution des marges en de nouveaux termes précis et transférables est donc nécessaire.

2. Terminologie utilisée dans ce travail

Une nouvelle terminologie correspondant aux moments clés de l'évolution des marges passives a donc été établie grâce à l'étude des marges Ibérie-Terre Neuve (cf. Chapitre 1). Cette terminologie permet de définir à la fois des limites, des domaines, et de mettre en évidence les processus de déformation dominants le long des marges.

Du domaine proximal au domaine distal, quatre grandes limites sont ainsi proposées au sein de la marge (Fig. 1) :

- *La limite continentale de la zone d'amincissement* : cette limite sépare le domaine proximal de la marge du domaine d'étranglement crustal, elle se situe au sein du domaine découplé.
- *Le point de couplage* : au sein du domaine distal, le point de couplage définit le passage du domaine découplé au domaine couplé, rendant compte de la perte ou de la diminution quasi-totale du niveau ductile de la croûte continentale.
- *La limite d'exhumation* : elle délimite le domaine de croûte continentale du domaine de roches mantelliques exhumées.
- *La limite de breakup* : située à l'extrémité océanique du domaine exhumé cette limite marque le passage à un moment crucial de l'évolution du rifting, la déchirure continentale qui laisse place au domaine océanique.

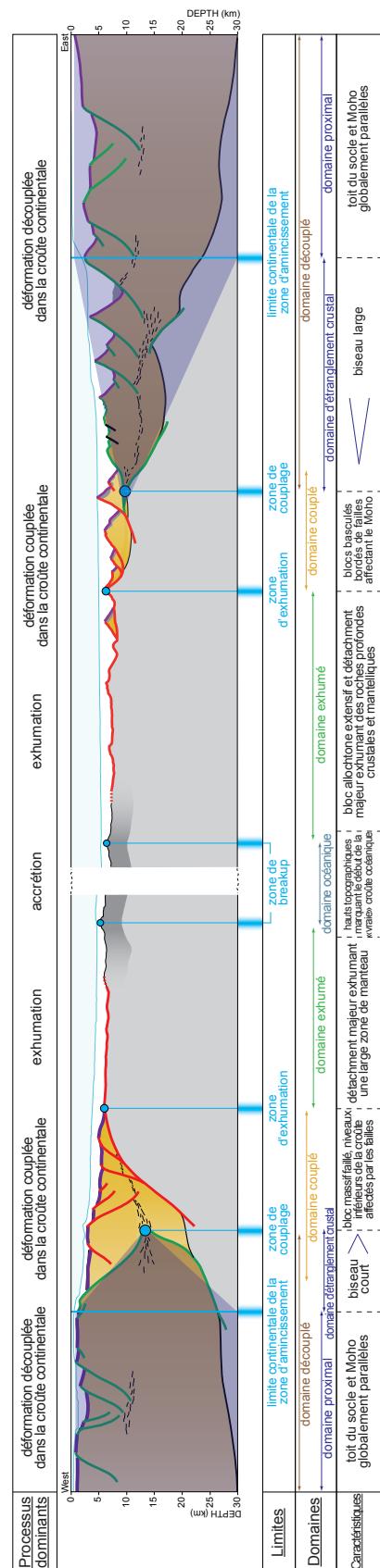


Figure 1. Illustration des limites et domaines caractérisant les marges passives à travers leurs principales caractéristiques et traduisant l'action de processus de déformation spécifiques.

Les limites ainsi déterminées le long des marges pointent les moments clés de leur évolution en séparant différents domaines aux caractéristiques particulières.

Ces marges passives peu magmatiques montrent donc une structuration en domaines reflétant leur évolution dynamique (Fig. 1) :

- *Le domaine découplé* : bordé par l'extrémité continentale de la marge, le domaine découplé s'étend jusqu'au point de couplage. Ce domaine se caractérise par la présence de failles normales n'affectant que la partie supérieure de la croûte continentale en s'enracinant dans un niveau ductile sous-jacent. La déformation au sein de ce domaine est donc de type découpée à l'échelle crustale. Le long de ce domaine découplé deux grands types de forme crustale se distinguent permettant la définition de deux sous-domaines.

- En effet, la croûte continentale montre en premier lieu une évolution tout à fait similaire le long des marges conjuguées Ibérie-Terre Neuve au cours de laquelle le toit du socle et le Moho restent, à grande échelle, globalement parallèles définissant une épaisseur crustale importante correspondant à celle de la croûte adjacente non affectée par le rifting. Cette partie de la marge ne présentant qu'un amincissement crustal très faible est définie comme *le domaine proximal* dont la fin est marquée par la limite continentale de la zone d'amincissement.

- A la suite de ce domaine proximal, l'évolution du domaine découplé est clairement différente. Ce sous-domaine qui marque la transition d'une croûte épaisse peu déformée à une croûte amincie, correspond au *domaine d'étranglement crustal* (« necking zone »). Il s'agit donc de partie du domaine découplé qui cette fois est délimitée à son toit et à sa base, par un toit de socle et un Moho convergeant vers la marge profonde. La limite de ce sous-domaine vers l'océan est marquée par le point de couplage où les failles affectent alors entièrement la croûte, correspondant à l'élimination du niveau ductile de la croûte. A l'échelle des marges conjuguées ce domaine d'étranglement crustal évolue différemment, le domaine de la marge Ibérique est étendu alors que celui de Terre Neuve est étroit. Cette variabilité sera discutée par la suite.

- *Le domaine couplé* : il succède au domaine découplé et est délimité d'une part par le point de couplage et de l'autre par la limite d'exhumation. Au sein de ce domaine, les failles coupent entièrement à travers la croûte traduisant la perte du niveau découpant ayant eu lieu au point de couplage. Le domaine couplé, pourtant dû à un même phénomène de couplage, ne se traduit pas de façon identique le long des marges conjuguées. La marge Ibérique présente

un domaine couplé caractérisé par un ensemble de blocs basculés très amincis bordés par des failles de détachement coupant le Moho sous-jacent, alors que celui de la marge de Terre Neuve montre un bloc de croûte massif faillé et dont les failles incisent le faible niveau ductile subsistant pour traverser entièrement la croûte dans sa partie plus mince précédent le domaine exhumé.

- *Le domaine exhumé* : succédant au domaine couplé, le domaine exhumé se défini par une large zone de roches mantelliques exhumées serpentiniisées qui s'étend jusqu'à la limite de breakup. Cependant ce domaine ne correspond pas toujours à une zone exclusivement constituée de manteau exhumé. En effet, la présence d'un bloc de croûte continentale allochtone isolé au sein de ce domaine a été démontrée le long de la marge Ibérique (ODP Leg 173 Site 1069). D'autre part l'exhumation de roches crustales profondes juxtaposées au manteau exhumé, y a également été prouvée (ODP Leg 149 Site 900 et ODP Leg 173 Site 1067) au niveau de la limite continentale du manteau exhumé. Le toit du socle de ce domaine présente une topographie rugueuse ne montrant plus de blocs basculés mais d'avantage des hauts de socle. Certains de ces hauts topographiques très prononcés constituent des ridges péridotite (ODP Leg 103 Site 637) alors que les hauts les plus distaux représentent la limite avec le domaine océanique.
- *Le domaine océanique* : il représente le domaine créé suite à la rupture continentale. Ce domaine de croûte océanique est bordé du coté du domaine exhumé de chaque marge conjuguée par une structure particulière appelée outer high (Péron-Pinvidic and Manatschal 2010). Ces hauts topographiques de la marge distale marque la limite entre le domaine exhumé et le domaine océanique se caractérisant par une « vraie » croûte océanique identifiable sans ambiguïté par sa stratification classique (Péron-Pinvidic and Manatschal 2010 ; Bronner et al. 2011). La création de ces hauts serait liée à l'ouverture continentale et à la mise en place d'un évènement magmatique appuyé par les forages de veines magmatiques (ODP Leg 210 Site 1277 et ODP Leg 173 Site 1070) au sein du domaine de manteau précédemment exhumé. Une telle organisation en différents domaines, grâce à la définition de limites caractéristiques de la structure des marges, permet de rendre compte des principaux processus de déformation qui ont affecté ces marges au cours de leur évolution car chaque domaine reflète l'accommodation de la déformation subie.

Quatre grands modes de déformation intervenant dans l'évolution des marges passives ont pu être identifiés (Fig. 1).

- Au vue des domaines précédemment définis et de leurs caractéristiques, le premier des modes affectant les marges peut être identifié en tant que *déformation découpée*. Cette déformation dite découpée dans la croûte continentale implique l'existence d'un niveau de découplage représentant la transition entre les parties cassantes et ductiles au sein de cette croûte (cf. Article 1, Chapitre 1). L'extension lithosphérique va donc utiliser ce niveau de découplage de la croûte continentale pour étirer et amincir les marges en permettant l'accommodation du jeu des failles par ce niveau intra-crustal. L'amincissement de la croûte continentale dépend donc de la présence d'une telle couche ductile qui au fur et à mesure de l'extension va être éliminée ou très fortement réduite jusqu'à être coupée par les systèmes de détachement conjugués au niveau du point de couplage. Le passage à la déformation de type couplée est donc conditionné par l'élimination du niveau de découplage. Cependant les processus liés à ce phénomène, tels que le fluage crustal, la formation de zones de cisaillement mylonitiques, sont encore peu compris et feront l'objet d'une étude future.
- Lorsque ce phénomène de perte, ou très forte atténuation du niveau ductile se produit, les processus extensifs entrant en jeu sont ceux de la *déformation couplée* dans la croûte continentale. La croûte se déforme alors selon le mode cassant à partir du point de couplage au sein de laquelle le niveau découpant est incisé. Lorsque le niveau de découplage est encore présent, sa faible épaisseur ne lui permet plus d'accommorder l'extension et le matériau ductile de cet horizon pouvant devenir cassant en réponse au refroidissement lors de l'amincissement crustal ce niveau résiduel est donc affecté par la déformation cassante de la croûte l'entourant. D'autre part, l'étude de la marge Ibérique à travers l'Article 1 du chapitre 1 a montré que le domaine affecté par la déformation couplée dans la croûte garde une largeur quasi constante tout le long de la marge. Une fois le point de couplage atteint, la déformation couplée semble donc affecter une même marge de façon similaire du Nord au Sud (cf. Article 1, Chapitre 1). Ceci peut être expliqué par le fait que le matériau constituant alors de la croûte est cassant et qu'il se comporte en tant que matériau de Mohr-Coulomb à faible friction basale, permettant donc de décrire le domaine couplé comme un prisme d'extension.
- Vers le futur océan et après un certain taux d'extension, un nouveau mode de déformation extensive peut être identifié: *l'exhumation*. A la suite du domaine continental, une large

zone de manteau est exhumée le long d'un important détachement. Les roches mantelliques sont tirées vers la surface et exhumées par une accommodation asymétrique de l'extension semblable au cisaillement simple de Wernicke (1985). Un tel processus d'exhumation est possible grâce à la création d'un nouveau niveau de découplage d'abord au toit du manteau et qui peut éventuellement migrer en profondeur dans le manteau (cf. Article 1, Chapitre 1). Cet horizon de découplage correspond au front de serpentisation du manteau qui dépend principalement de l'accessibilité aux fluides et de la température (de l'ordre de 300°C) (Cannat et. 2009), conditions essentielles de la serpentisation mantellique. Cependant, sur la base d'observations de réflexions à pendage vers le continent au sein du domaine de manteau exhumé des marges Ibérie-Terre Neuve, Reston and McDermott (2011) proposent un processus d'exhumation du manteau non pas par un unique détachement, mais par une succession de détachements asymétriques, chaque nouveau détachement venant couper à travers la partie exhumée du précédent. Ce modèle alternatif pourrait donc expliquer certaines réflexions à pendage vers le continent visibles dans la Plaine Abyssale Sud de la marge Ibérique (le long de la ligne sismique IAM9), cependant elles ne sont pas observées le long des principales sections conjuguées Nord et Sud discutées dans cette thèse.

- Enfin, au niveau de la limite de breakup la déchirure continentale laisse place à la dernière phase d'évolution de ces marges. L'*accrétion océanique* permet alors la genèse du plancher océanique par la mise en place de roches magmatiques à l'axe de la dorsale.

Cette nouvelle terminologie, basée sur la définition de limites et de domaines, fait ainsi appel à la notion de processus impliqués dans la déformation extensive. Les domaines résultant d'un mode de déformation particulier et les limites marquant le changement d'un mode de déformation à un autre, ces dernières indiquent donc les moments clés de changement de processus de la marge soit par l'élimination du niveau ductile soit par l'addition de magma.

Développé à partir des observations des marges Ibérie-Terre Neuve, le caractère transférable de ce modèle de caractérisation de la déformation extensive au sein des marges passives peu magmatiques a pu être testé le long de marges conjuguées brésilienne et ouest-africaine (Fig. 2). Bien que ces marges de l'Atlantique Sud ne disposent pas d'un jeu de données aussi exceptionnel que celui des marges Ibérie-Terre Neuve, les observations et les interprétations qui en découlent (cf. Chapitre 2) montrent qu'il est également possible d'y employer cette terminologie pour décrire la variabilité de leur structure crustale reflétant la déformation

extensive qui les affecte.

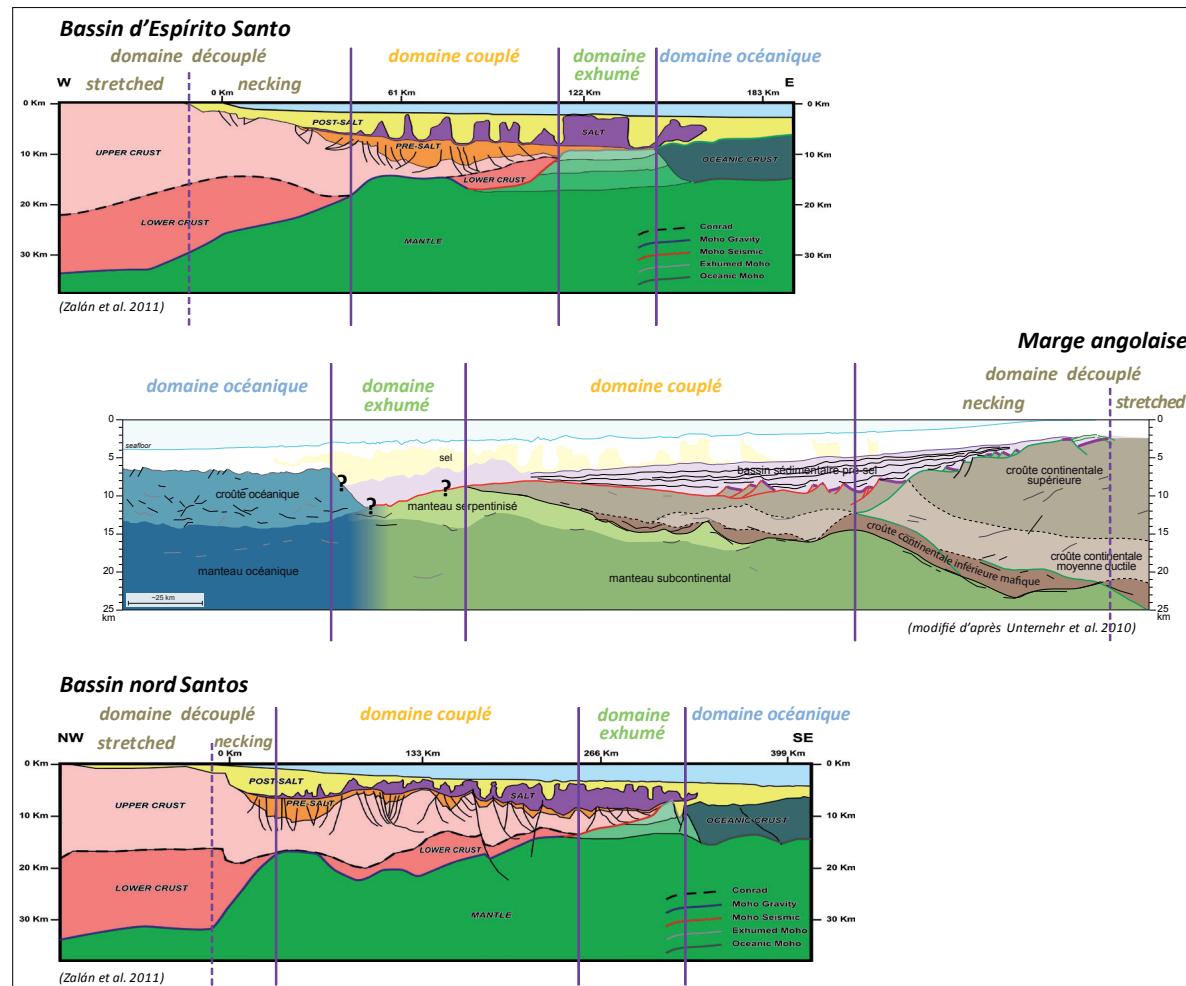


Figure 2. Caractérisation de lignes sismiques interprétées des marges brésilienne (Zalán et al. 2011) et ouest-africaine (Unternehr et al. 2010) selon la nouvelle terminologie établie dans ce travail.

3. Variabilité du domaine d'étranglement crustal

Les différentes études réalisées au cours de ce travail de thèse et synthétisées à travers ce nouveau modèle de caractérisation des marges passives peu magmatiques, ont pointé le caractère variable du domaine d'étranglement crustal de ces marges.

Deux grands types de formes de ce domaine ont pu être mis en évidence :

- Un domaine d'étranglement crustal formant vers l'océan un biseau très étendu.
- Un domaine d'étranglement crustal rejoignant le point de couplage très rapidement formant un biseau étroit.

Ces deux types de domaines d'étranglement peuvent être considérés comme des pôles de comportement de ce domaine, puisque l'existence d'une forme « mixte » du domaine d'étranglement est possible comme le montre la marge Nord Ibérique avec un domaine d'étranglement crustal double (cf. Article 1, Chapitre 1). Alors que les domaines d'étranglement « simples » sont associés à une décroissance topographique progressive vers le point de couplage, le domaine d'étranglement crustal double se caractérise par deux séries de décroissance topographique au sein de ce domaine, montrant ainsi un premier étranglement de la croûte qui n'a pas aboutit au couplage alors que le second y parvient (cf. Article 1, Chapitre 1).

Ces différents types de domaine d'étranglement, qui subissent pourtant des processus de déformation de même nature, diffèrent donc dans l'évolution du niveau ductile de la croûte continentale. L'extension nécessaire pour éliminer cet horizon ductile dans la croûte semble donc plus importante dans le cas du biseau très étendu que dans le cas du biseau étroit (cf. Article 1, Chapitre 1).

La perte rapide de ce niveau induit donc un couplage rapide dans la croûte continentale, entraînant alors une évolution peu importante de la croûte située après le point de couplage puisque celle-ci est déformée selon le mode couplé donc cassant résultant en un bloc massif. A l'inverse, la perte progressive de l'horizon permet un étirement et un amincissement plus importants avant que la croûte n'atteigne son point de couplage, laissant la croûte amincie restante être déformée de façon cassante en une succession de blocs basculés vers l'océan.

Au vu des caractères de déformation des domaines d'étranglement crustal, les marges au biseau étroit peuvent être assimilées à des marges résistantes alors que celles qui présentent un biseau étendu peuvent être considérées comme peu résistantes, différents niveaux de

variation étant alors possibles.

Le comportement de ce domaine découplé en réponse à la déformation extensive qu'il subit, dépend donc du rapport initial entre les niveaux cassants et ductiles de la croûte continentale (cf. Article 1, Chapitre 1). Cependant le rapport cassant-ductile de la croûte continentale dépend lui-même fortement de l'héritage thermique, de composition, mais aussi structural des orogénèses ayant précédé le rifting et donc affecté la lithosphère à partir de laquelle les marges vont se former.

Un travail spécifiquement orienté vers la question de l'influence de ces différents héritages semble nécessaire afin de pouvoir tester cette idée. Cependant une telle étude n'est pas simple à réaliser puisqu'il existe très peu d'affleurements autorisant une bonne connaissance de la géologie au niveau crustal et non seulement de surface, et permettant un accès suffisant à la zone d'étranglement crustal.

Cartographie

1. Que peut-on cartographier ?

La définition d'une nouvelle terminologie rendant compte de la déformation extensive subie par les marges passives peu magmatiques au cours de leur évolution, permet donc de présenter un modèle descriptif de la structure de ces marges. Cependant, bien que basé sur des données réelles un modèle représente le cas « idéal ». La cartographie des différents domaines ou limites qui y sont présentés peut s'avérer plus complexe à l'échelle d'une marge entière.

La capacité de cartographie dépend en premier lieu d'un paramètre fondamental que sont les données, aussi bien par leur nombre, leur diversité, mais surtout par leur qualité. De ce point de vue, les marges Ibérie-Terre Neuve ont un avantage considérable sur les marges de l'Atlantique Sud.

De manière générale, même en présence de données de très haute qualité le caractère cartographiable des domaines ou limites repose sur la nature même de ces éléments des marges.

La limite continentale de la zone d'amincissement n'est pas toujours facilement identifiable de façon précise. Le Moho ne montre pas toujours une rupture de pente importante et localisée, le changement peut être plus atténué car progressif faisant alors apparaître la limite d'avantage comme une zone plus ou moins large.

Le point de couplage quant à lui apparaît plus évidente à définir le long des marges dont la croûte est très étirée. Certaines lignes sismiques de très grande qualité, comme le long de la marge Ibérique, permettent de visualiser directement le détachement supérieur venant inciser l'horizon ductile de la croûte. Dans le cas des marges présentant un bloc massif de croûte dans leur partie distale, le point précis de la limite de découplage est moins évident car celle-ci est en partie masquée par une épaisseur de croûte plus importante.

La limite d'exhumation représente une limite qui peut être définie précisément lorsqu'il est possible de combiner les résultats de forages, les données de sismique de réflexion et de réfraction. Son identification uniquement par la sismique réflexion et réfraction permet de la situer au sein des marges de façon cohérente mais avec une certaine zone d'incertitude l'entourant.

Le positionnement précis de la limite suivante, à savoir *la limite de breakup*, est quant à elle plus difficile. La détermination de la croûte océanique par rapport au manteau

exhumé qui la précède à l'aide de la sismique réflexion et réfraction n'est pas évidente et est souvent très discutée. Cependant certains indices peuvent tout de même aider à contraindre un minimum le passage à la croûte océanique. Le long des marges Ibérie-Terre Neuve une zone de manteau serpentiniisé contenant de faibles volumes de magma sous forme de filons a été forée (ODP Sites 1070 et 1277) et est considérée comme représentant une croûte océanique embryonnaire précédant la « vraie » croûte océanique classique accrétée directement à partir du manteau asthénosphérique et non à partir de ses remontées en filons à travers le manteau serpentiniisé (Jagoutz et al. 2007). Ces forages ont été réalisés chacun au niveau d'un haut topographique (« outer high ») qui marquerait la transition de la croûte embryonnaire à la croûte océanique, et qui serait la conséquence du soulèvement distal du manteau déjà exhumé, lors de l'ouverture finale laissant place à l'accrétion océanique véritable (Péron-Pinvidic and Manatschal 2010). De tels hauts sont donc identifiables et ont été forés le long des marges Ibérie-Terre Neuve, alors que les débordements fréquents de la couche salifère sur la croûte océanique le long des marges brésilienne et ouest-africaine (cf. Chapitre 2) ne permettent pas une imagerie suffisante de ces zones de transition. Cependant, bien que son commencement précis reste masqué par les effets de la couche de sel, une croûte océanique au faciès sismique reconnaissable et recouverte de sédiments bien lités (cf. Chapitre 2) peut être clairement identifiée et cartographiée le long des marges de l'Atlantique Sud.

2. Cartographie indirecte

Du fait de la difficulté à cartographier certaines limites à l'échelle d'une marge de manière directe à partir des données de sismique, il apparaît nécessaire de considérer l'apport complémentaire potentiel de données indirectes.

Les données gravimétriques

Les marges Ibérie-Terre Neuve étant très bien contraintes par les nombreuses données de forages et de sismique, l'identification des zones clés de ces marges par l'utilisation de données indirectes pourrait s'avérer utile quant à l'application à des marges moins contraintes.

Une cartographie détaillée des domaines découplés et couplés de la marge Ibérique ayant été réalisée dans le cadre de l'Article 1 du Chapitre 1, celle-ci peut être alors superposée aux données d'anomalie gravimétrique.

Plusieurs cartes d'anomalies gravimétriques mises à disposition par Total ont donc été étudiées, chacune correspondant à l'application d'un filtre particulier sur la carte générale des anomalies de Bouguer. La carte des anomalies de Bouguer qui met en évidence les différences

de densité des roches, est en fait le résultat de la superposition des effets de structures géologiques à la fois locales et régionales. Chaque filtre appliqué permet alors d'imager un niveau différent en fonction des fréquences choisies, les basses fréquences (filtre passe-bas) correspondant aux accidents profonds régionaux et les hautes fréquences (filtre passe-haut) aux locaux moins profonds.

La superposition de la cartographie et des différentes cartes filtrées montre une très bonne corrélation entre le domaine couplé le long de la marge Ibérique et la carte bénéficiant d'un filtre passe-haut avec une longueur d'onde de coupure de 250 km. Cette carte montre que le domaine couplé semble associé à une forte anomalie positive (Fig. 3a).

En étudiant la même carte filtrée le long de la marge ouest-africaine où les profils sont suffisamment proximaux pour illustrer les domaines découpé et couplé, les fortes anomalies filtrées sont là aussi associées à la déformation couplée, mais elles permettent plus simplement de localiser la zone du couplage sur les lignes sismiques de qualité suffisante, donc le passage d'un type de déformation à l'autre, (Fig. 3b). De telles cartographies n'ont pu être réalisées pour les marges conjuguées car soit le nombre de lignes sismiques à notre disposition est bien trop faible pour obtenir des résultats pleinement représentatifs de la marge (comme dans le cas de Terre-Neuve), soit les lignes sont nombreuses mais seul un nombre très restreint atteint le domaine proximal et offre une qualité suffisante pour là encore obtenir des résultats représentatifs (comme dans le cas de la marge brésilienne). Cependant, compte tenu de l'incertitude de l'interprétation des lignes sismiques plus grande le long de la marge ouest-africaine que pour la marge Ibérique du fait de la qualité sismique, la zone de forte anomalie gravimétrique indique plus simplement une zone de couplage plutôt qu'un domaine couplé bien délimité comme dans le cas de la marge Ibérique.

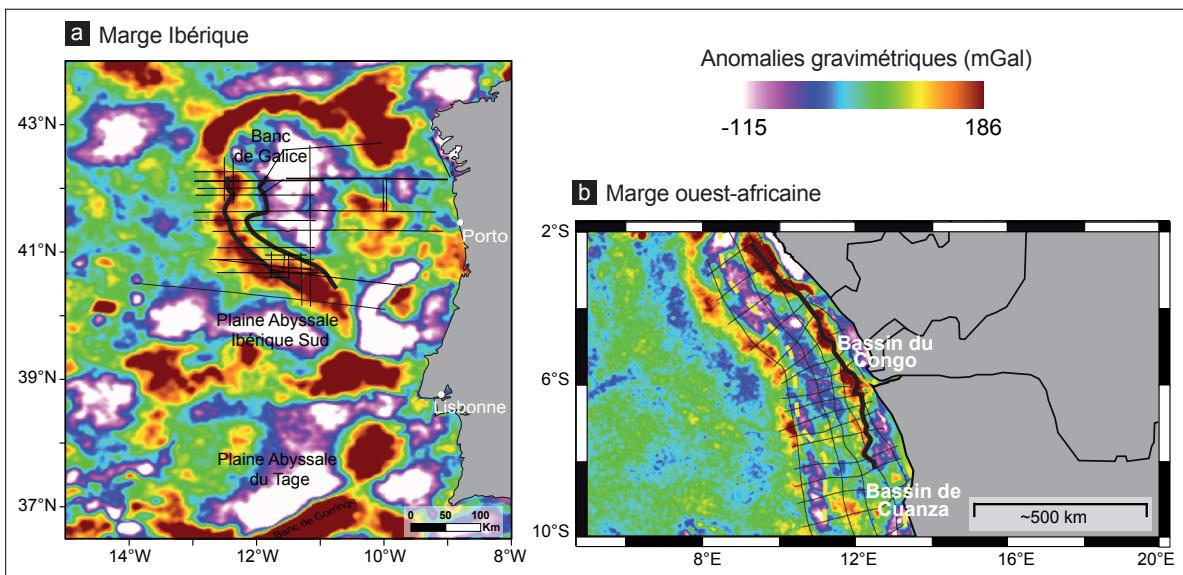


Figure 3. Cartes d'anomalies magnétiques de la marge Ibérique (a) et ouest-africaine (b) (fournies par Total). Ces cartes montrent la corrélation du domaine couplé délimité entre les deux tracés noirs pour la marge Ibérique (a) avec les plus fortes anomalies, alors que le long de la marge ouest-africaine (b) les mêmes anomalies pointent plus généralement le point de couplage.

Les données magnétiques

De façon traditionnelle les bandes d'anomalies magnétiques mises en évidence au fond des océans sont utilisées afin de déterminer l'emplacement de la première croûte océanique. En effet, ces bandes résultent de la fossilisation du champ magnétique par les basaltes produits à l'axe de la dorsale. Les anomalies positives sont dues ainsi à l'aimantation de ces basaltes au cours de leur refroidissement dans un sens identique à celui du champ magnétique terrestre actuel, alors que les anomalies négatives indiquent une aimantation en sens opposé et donc une inversion des pôles magnétiques. De ce fait le positionnement de la croûte océanique et donc de la limite de breakup apparaît simple. Pour autant le segment central de l'Atlantique Sud s'étant ouvert au cours de la période magnétiquement calme du Crétacé, le début de l'accrétion océanique n'est pas marqué par de fortes bandes magnétiques.

D'autre part, il a récemment été montré le long des marges Ibérie-Terre Neuve que l'identification de ces anomalies magnétiques n'indique pas forcément la présence du domaine océanique. De telles anomalies ont pu être identifiées sur des roches de différentes natures telles que du manteau exhumé (Russel and Whitmarsh 2003 ; Sibuet et al. 2007) ou de la croûte continentale (Funck et al. 2003). L'étude la plus récente (Bronner et al. 2011) a démontré que l'anomalie J de large amplitude, entre M3 et M0 (Fig. 4), considérée comme liée à l'accrétion océanique est en fait associée aux hauts topographiques locaux décrits précédemment et serait dû à un événement magmatique intrusif et extrusif.

Le pointé des anomalies magnétiques reste donc à considérer avec prudence lorsqu'une identification sûre de manière directe de la croûte océanique n'est pas possible.

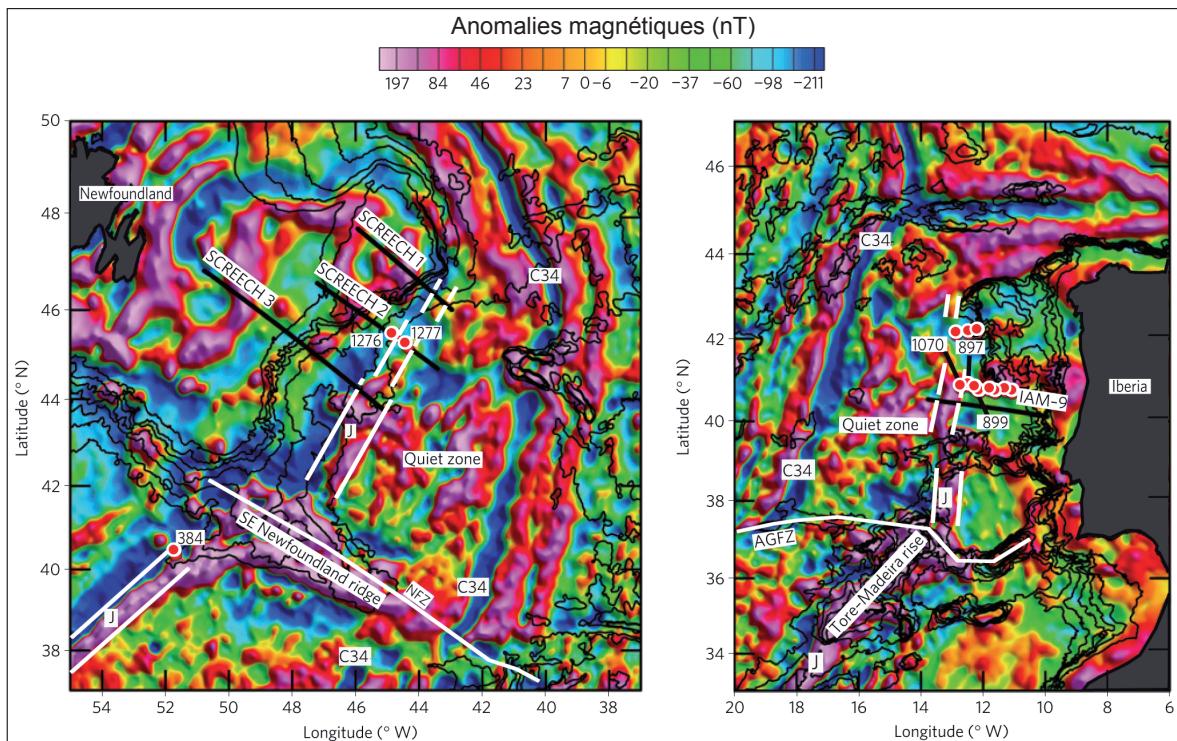


Figure 4. Cartes des anomalies magnétiques des marge Ibérie-Terre Neuve localisant l'anomalie de large amplitude J associée aux hauts topographiques distaux marquant le passage à la croûte océanique (Bronner et al. 2011).

3. Perspectives

La cartographie directe dépend donc fortement du nombre de données à disposition mais également de leur qualité. De ces deux facteurs dépendent donc la précision de la cartographie et le degré de corrélation possible avec des données dites indirectes.

Alors que l'interprétation des relevés d'anomalies magnétiques peut ne pas s'avérer toujours fiable dans le positionnement de la première croûte océanique, l'apport des données gravimétriques notamment se révèle être un outil important pour les marges aux contraintes limitées.

La correspondance établie entre le domaine couplé cartographié le long de la marge Ibérique au jeu de données incomparable et la zone de forte anomalie gravimétrique, et la vérification concluante le long de la marge ouest-africaine nettement moins bien contrainte, montrent l'importance potentielle d'un système de reconnaissance indirecte. Il apparaît donc nécessaire d'approfondir l'interprétation des cartes gravimétriques notamment en appliquant

des filtres adéquats.

D'autre part, une étude détaillée des anomalies magnétiques du segment central, dit magnétiquement calme, permettrait de voir si la détermination d'une anomalie de type J est réalisable.

L'application de telles méthodes indirectes pourrait alors une meilleure caractérisation et aider à mieux contraindre et caractériser les marges aux données de forages et de sismique insuffisantes ou inexistantes.

Restauration

1. Problèmes de restauration

Le principe de restauration consiste schématiquement à inverser les processus d'évolution des marges afin de les ramener de leur état actuel à leur état initial. Apparemment simple, la réalisation d'une restauration de sections conjuguées doit faire face à un certain nombre de complexités.

Les travaux de Reston (2005, 2007b, 2009) ont ainsi montré que l'écart fréquemment constaté entre l'extension estimée par le jeu des failles interprétées et l'extension nécessaire à l'amincissement fort de la croûte, semble dû à la non-identification de failles. Chaque nouvelle génération de failles pouvant masquer la précédente, un certain nombre de failles ayant affecté la croûte n'est pas identifié en tant que structure extensive. D'anciennes générations de failles basculées, recoupées, déformées par les nouvelles peuvent être interprétées en tant que toit du socle et donc conduire également à la sous-estimation de l'extension (Reston 2007b). La non-reconnaissance de failles constitue donc un paramètre problématique dans la restauration de lignes sismiques interprétées. En effet, si la prise en compte de ce phénomène est réalisable à l'échelle d'une sismique assez fine, il apparaît plus complexe et peu évident de pouvoir en tenir compte à l'échelle globale des marges conjuguées.

D'autre part, si la non-identification de failles influe très certainement sur les résultats des restaurations, d'autres incertitudes sont également à prendre en compte. Le fait de ne pas prendre en compte la « destruction » ou la déformation des niveaux ductiles, qui reste difficile à quantifier, peut engendrer également une sous-estimation de l'extension. De même la détermination de la profondeur du Moho notamment dans la partie proximale des marges est un facteur de variation des taux d'extension obtenus important (cf. Article 2 Chapitre 1).

La reconstruction de sections conjuguées est donc fortement dépendante de l'interprétation de ces lignes. Celle-ci doit rendre compte des différentes observations et en même temps démontrer une certaine logique géologique et dynamique permettant lors d'une reconstruction l'imbrication cohérente des différents éléments structuraux identifiés le long des marges.

L'un de ces éléments attire plus particulièrement l'attention. En effet, alors que la structure crustale classique des marges distales en blocs basculés est décrite et étudiée depuis

la mise en évidence du phénomène d'extension de la marge Armoricaine par Montadert et al. (1979), la caractérisation de la structure conjuguée de ces blocs basculés est nettement plus récente. Cette structure correspond au bloc de croûte massif distal identifiable le long de la marge de Terre Neuve (Shillington et al. 2006) (Fig. 1) et interprété comme correspondant au bloc H (Van Avendonk et al. 2008 ; Péron-Pinvidic and Manatschal 2009) défini dans le modèle de Lavier and Manatschal (2006). De même Unternehr et al. (2010) identifient un bloc similaire le long de la marge brésilienne qu'ils interprètent également en tant que bloc H. Le modèle d'extension polyphasée développé par Lavier and Manatschal (2006) a ainsi introduit un nouveau concept : la phase intermédiaire d'amincissement se caractérise notamment par l'individualisation d'un bloc de croûte continentale par le jeu de systèmes conjugués de failles de détachements. A la suite de son individualisation, la localisation de la déformation sur l'une des bordures du bloc H menant à l'exhumation, entraîne l'isolement de ce bloc le long de la marge opposée au sens d'exhumation. Le bloc H ainsi créé à l'issue du rifting se retrouve donc localisé uniquement le long de l'une des deux marges conjuguées.

Cependant la restauration des sections conjuguées des marges Ibérie-Terre Neuve (Péron-Pinvidic and Manatschal 2009) a montré que le bloc H et les blocs basculés distaux amincis conjugués ne formaient qu'un seul et même objet initial à savoir le bloc H.

L'application du concept et la reconnaissance du bloc H tel qu'il apparaît dans le modèle initial pose donc problème. Qu'identifie-t-on vraiment dans les marges actuelles en tant que bloc H?

2. Modèle proposé

Afin de pouvoir proposer une restauration de lignes conjuguées, il faut donc pouvoir identifier clairement les différents éléments de ces marges. Pour cela Péron-Pinvidic and Manatschal (2010) ont introduit une distinction au sein même de la notion de bloc H. Cette fois le bloc des marges actuelles se distingue en tant que bloc H résiduel, alors que le terme de bloc H initial est réservé aux rifts avortés dans lesquels ce bloc ne sera pas dissocié entre les deux marges. Cependant il semble nécessaire d'établir une distinction supplémentaire concernant le bloc résiduel qui pour ces auteurs correspond au bloc H sous toutes ses formes à l'état actuel, donc à la fois le bloc de croûte massif d'un côté et les blocs basculés amincis de l'autre. Or le bloc H tel qu'il est identifié actuellement au sein des marges est associé à la forme massive résiduelle du bloc.

De ce fait le nouveau modèle conceptuel proposé ici, considère le bloc H massif comme résiduel et les blocs basculés amincis de la marge conjuguée en tant que bloc H délamинé (Fig. 5).

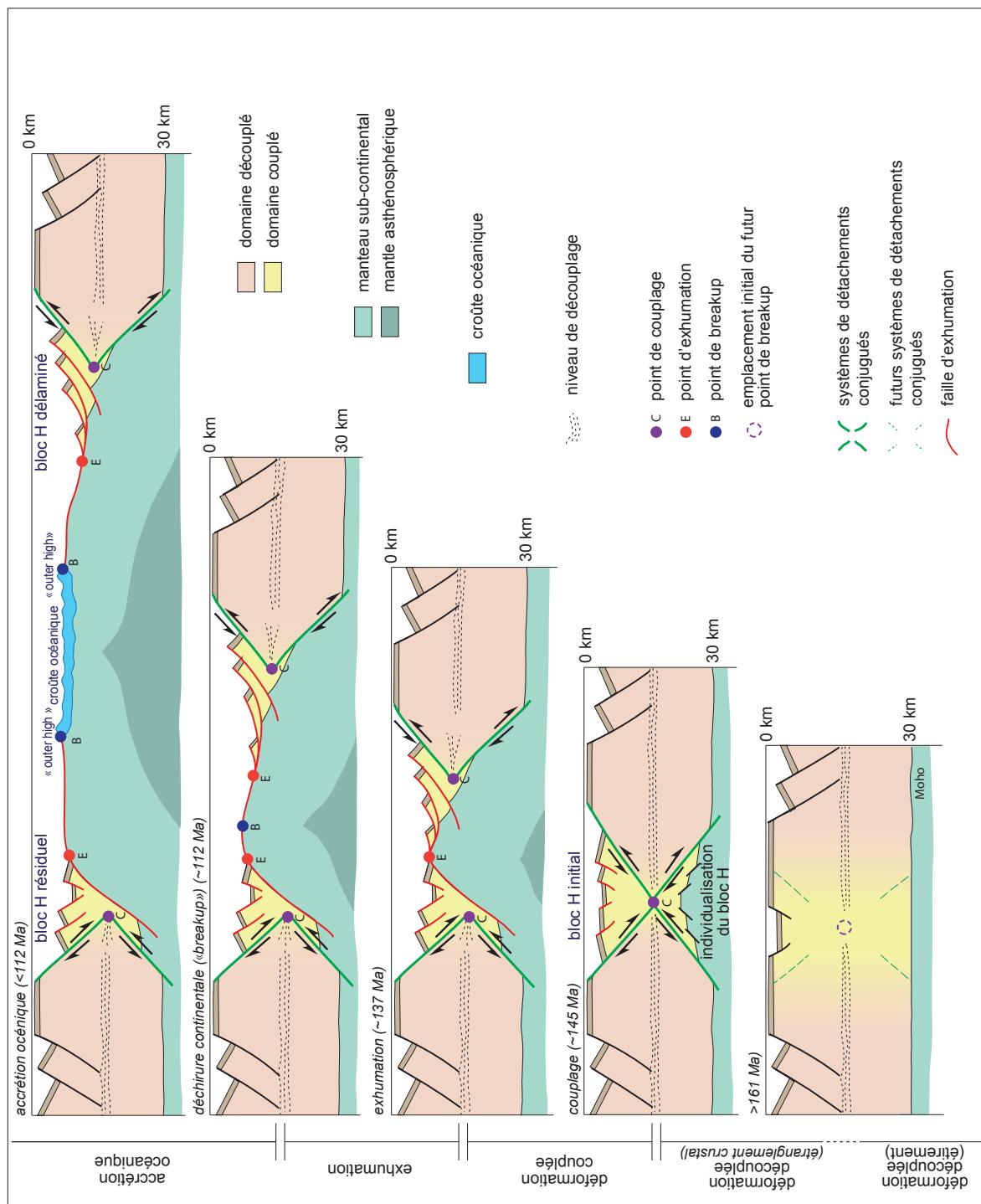


Figure 5. Modèle conceptuel de restauration de marges passives peu-magmatiques conjuguées, mettant en évidence l'évolution spatio-temporelle des domaines découplés et couplés qui les caractérisent grâce aux limites cartographiables correspondant aux événements majeurs de l'évolution des marges.

Ce modèle met en évidence l’importance du couplage au cours de l’évolution des marges. Cette restauration simple montre que la caractérisation des marges en domaines découpé/couplé et l’évolution du bloc H sont liées. Avec l’extension, les systèmes de failles conjuguées à fort angle délimitant initialement le bloc H changent en systèmes de détachements conjugués participant à l’amincissement de la croûte continentale au fur et à mesure de l’élimination du niveau ductile. Par la suite, l’atténuation importante de ce niveau va permettre aux failles de couper entièrement la croûte pour entraîner finalement l’exhumation des roches mantelliques sous-jacentes le long d’un système de détachement asymétrique. Cette exhumation, rendue possible par la création d’un nouveau niveau de découplage au toit du manteau grâce à la serpentisation, intervient donc au sein même du bloc H, répartissant de part et d’autre de la marge les reliques de ce bloc bordées sur leur côté continental par les points de couplage. Dès que le couplage au sein de la croûte est atteint, les bordures continentales de ces zones de couplage n’évoluent plus, la déformation se localisant dans la marge profonde conduisant à l’exhumation puis à l’accretion océanique.

Les blocs de croûte continentale emprisonnés entre les zones de couplage de marges actuelles conjuguées et séparés par le domaine océanique et les zones de manteau exhumé, constituent donc des reliques du bloc H initial et représentent les domaines couplés de ces marges. La reconnaissance du bloc H dans les marges passives ne doit pas être uniquement guidée par la forme caractéristique en V de ce bloc lorsqu’il est bien conservé, puisqu’il peut être totalement démembré, mais d’avantage par l’identification des points de couplage des marges.

3. Perspectives

Ce modèle conceptuel simple de restauration, permet donc de rendre compte de la situation initiale des différents éléments ou domaines caractéristiques des marges. Les points de couplage apparaissent ainsi comme des zones clés de l’évolution des marges.

Cependant ce modèle présente une approche « géométrique » à grande échelle. Il apparaît donc indispensable de le compléter par une approche d’avantage rhéologique et mécanique, en considérant cette fois la déformation à l’échelle des roches. Une telle étude apporterait des contraintes précises quant à la nature et au comportement du niveau de découplage de la croûte continentale. Une approche rhéologique permettrait donc de comprendre les mécanismes physiques à l’origine des différents modes de déformation de cette croûte. De même la compréhension de la part de l’héritage des orogènes précédent

le rifting dans l'évolution des marges doit faire l'objet d'une étude particulière. Ce travail permettrait de déterminer quels paramètres hérités jouent un rôle prépondérant et dans quelle mesure ils peuvent influencer la structuration de ces marges passives peu magmatiques.

CONCLUSION

CONCLUSION

L'objectif de cette thèse était de permettre une meilleure compréhension de la déformation extensive qui affecte les marges passives peu magmatiques lors du rifting. Si les études précédentes ont permis d'établir le caractère polyphasé incontestable de l'évolution de ces marges, les processus extensifs impliqués plus particulièrement dans la phase d'amincissement de la croûte continentale restent incompris.

Afin de caractériser l'extension et ses processus d'accommodation par la marge menant à un amincissement prononcé de 30 à moins de 10 km, cette étude s'est focalisée sur deux couples de marges passives peu magmatiques conjuguées, à savoir les marges Ibérie-Terre Neuve et les marges brésilienne et ouest-africaine. Le jeu de données très complet des marges Ibérie-Terre Neuve a ainsi permis de développer un nouveau modèle de caractérisation des marges rendant compte des moments clés de leur évolution, avant de tester dans les marges de l'Atlantique Sud encore peu contraintes, l'aspect transférable des concepts ainsi établis.

Les principaux résultats de ce travail montrent alors que :

- * Deux grands modes de déformation affectent la croûte continentale au cours de son évolution : les parties proximales des marges montrent une déformation découpée dans la croûte continentale alors qu'au sein du domaine distal celle-ci présente une déformation de type couplée.
- * Le passage de la déformation découpée à couplée au sein de la croûte continentale s'effectue au sein du domaine d'étranglement de la croûte, au niveau de la zone de couplage. Ce changement de régime de déformation est rendu possible par l'élimination du niveau ductile de la croûte continentale.
- * L'extension nécessaire à la disparition de la couche ductile est variable à la fois à travers et le long du système de rift. A l'échelle d'une même marge le domaine d'étranglement crustal montre une largeur fluctuante, alors qu'au contraire la zone de déformation couplée évoluant en régime cassant reste constante.
- * La cartographie de concepts définis en deux dimensions n'est pas toujours possible comme l'a montré le concept récent du bloc H apparaissant bien plus complexe dans la réalité géologique des marges que dans le modèle numérique conceptuel initial.

- * Le domaine couplé de deux marges passives conjuguées présente une structure très différente pouvant être assimilée d'une part à un bloc H résiduel et de l'autre à un bloc H délamинé. La reconnaissance des reliques du bloc H dans les marges actuelles est donc liée à l'identification des zones de couplage qui l'entourent.
- * La quantification de la déformation extensive réalisée le long des marges Ibérie-Terre Neuve, bien que soumise à un certain nombre d'incertitudes, rend compte à travers deux méthodes d'estimation distinctes d'une ouverture continentale quasiment parallèle à l'échelle des marges conjuguées précédant une exhumation mantellique très asymétrique du Sud vers le Nord.
- * Une cartographie indirecte de la déformation extensive des marges est possible grâce à la corrélation entre les fortes anomalies gravimétriques filtrées et le domaine couplé.

Bien que la quantité, la complémentarité, mais surtout la qualité des données constituent un facteur majeur limitant de la caractérisation des marges, l'application des différents concepts nouvellement définis à des marges peu contraintes s'avère possible dans la mesure des observations réalisables le long de ces marges.

Ce travail de thèse montre ainsi qu'il est possible de caractériser les marges passives peu magmatiques et plus particulièrement la déformation extensive qui les affecte, par un certain nombre d'éléments fondamentaux. L'identification systématique de ces éléments a permis de définir une terminologie cohérente à l'échelle générale des marges passives peu magmatiques pointant les moments clés de leur évolution.

La mise en évidence du rôle crucial du niveau découpant au sein de la croûte continentale puis de la zone de couplage montre que la déformation extensive est un processus évoluant à travers différents modes d'accommodation dont la transition de l'un à l'autre dépend du rapport cassant/ductile caractérisant la croûte continentale initiale.

La complexité et la variabilité de l'architecture des marges passives peu magmatiques montrent ainsi qu'il est indispensable de considérer les processus de déformation extensive en trois dimensions.

D'autre part une étude rhéologique de la croûte continentale et plus particulièrement des différents modes de déformation qui l'affectent permettrait une meilleure compréhension

des processus physiques qui en sont à la base.

La détermination d'exemples naturels de domaines découplés/couplés des marges passives permettrait un accès direct à la nature des roches et leur sédimentation associée. Le domaine Briançonnais de la marge fossile alpine semble être pour cela un choix d'étude privilégié étant actuellement présenté comme un analogue potentiel du bloc H des marges actuelles, et donc du domaine ayant subit une déformation de type couplée.

Le rôle de l'héritage structural, thermique, compositionnel ou encore rhéologique reste avant tout un facteur essentiel dans la compréhension de l'évolution des marges au cours du rifting, bien qu'il soit difficile de déterminer précisément l'influence respective de chacun de ces héritages.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

- Afilhado, A., Matias, L., Shiobara, H., Hirn ,A., Mendes-Victor, L., and Shimamura, H., 2008.** From unthinned continent to ocean: The deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38°N. *Tectonophysics*, **458**, 9–50.
- Alves, T.M., Moita, C., Sandnes, F., Cunha, T., Monteiro, J.H., and Pinheiro, L.M., 2006.** Mesozoic–Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **90**, 31-60.
- Anonymous, 1972.** Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes* **17**, 24-25.
- Aslanian, D., Moulin, M., Olivet, J-L., Unternher, P., Bache, F., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Labails, C., Matias, L., Nouzé, H., and Rabineau, M., 2009.** Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. *Tectonophysics*, **468**, 98-112.
- Asmus, H.E. and Porto, R., 1972.** Classificação das bacias sedimentares segundo a tectônica de placas. *Anais Congresso Brasileiro Geologia*, **24** (2), 67-90.
- Asmus, H.E., 1984.** Inferências, hipóteses e problemas relativos a origem e evolução da margem continental Brasileira. *Anais Congresso Brasileiro Geologia, Rio de Janeiro*, **33**, 1655-1677.
- Banda, E., E. Suriñach, A. Aparicio, J. Sierra, and E. Ruiz De La Parte, 1981.** Crust and upper mantle structure of the central Iberian Meseta (Spain), *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **67**, 779–789.
- Bauer, K. et al., 2000.** Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies, *J. geophys. Res.*, **105**, 25 829–25 853.
- Bell, J.S., Howie, R.D., 1990.** Paleozoic geology. In: Keen, M.J., Williams, G.L. (Eds.), *Geology of the continental margin of Eastern Canada. Geology of Canada*, vol. 2. *Geological Survey of Canada*, 141–165.
- Beslier, M.O., Bitri, A., and Boillot, G., 1995.** Structure de la transition océan-continent d'une marge passive : sismique réflexion multitrace dans la Plaine Abyssale Ibérique (Portugal). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Océanographie*, **320**, 969-976.
- Beslier, M. O., 1996.** Data report: Seismic line LG12 in the Iberia Abyssal Plain, *Proc. ODP, Sci. Results*, **149**, 737–739.
- Beslier, M-O., Royer, J-Y., Girardeau, J., Hill, P.J., Boeuf, E., Buchanan, C., Chatin, F., Jacovetti, G., Moreau, A., Munschy, M., Partouche, C., Robert, U., and Thomas, S., 2004.** Une large transition continent-océan en pied de marge sud-ouest australienne : premiers resultants de la champagne MARGAU/MD110. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t. **175**, n°6, 629-641.
- Binks, R.M. & Fairhead, J.D., 1992.** A plate tectonic setting for Mesozoic rifts of West and Central Africa, *Tectonophysics*, **213**, 141–151.

- Blaich Olav A., Faleide Jan Inge, Tsikalas Filippou, Franke Dieter and Leon Enric, 2009.** Crustal-scale architecture and segmentation of the Argentine margin and its conjugate off South Africa. *Geophys. J. Int.*, **178**, 85–105.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougenot, D., Kornprobst, J., Mergoil-Daniel, J., and Torrent, G., 1980.** Ocean-continent boundary off the Iberia margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters*, **48**, 23–34.
- Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A. W., et al., 1987a.** Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, **103**, *Ocean Drilling Program, College Station, Tex.*
- Boillot, G., Recq, M., and Scientific Party ODP LEG 103, 1987b.** Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, **132**, 335-342.
- Boillot, G., Comas, M.C., Girardeau, J., Kornprobst, J., Loreau, J.P., Malord, J., Mougenot, D., and Moullade, M., 1988.** Preliminary results of the Galinaute cruise: dives of the submersible Nautile on the western Galicia margin, Spain. Boillot G., Winterer E.L. et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **103**, 37-51.
- Boillot, G., Girardeau, J., and Kornprobst, J., 1989.** Rifting of the West Galicia continental margin: a review. *Bulletin de la Société Géologique de France 8-V-4*, 393-400.
- Bown, J.W. & White, R.S., 1995.** Effect of finite extension rate on melt generation at rifted continental margins: *Journal of Geophysical Research*, **100**, 18011–18029.
- Braccini, E., Denison, C.N., Scheevel, J.R., Jeronimo, P., Orsolini, P., and Barletta, V., 1997.** A revised chrono-lithostratigraphic framework for the Pre-Salt (Lower Cretaceous) in Cabinda, Angola. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, 125-151.
- Brink, A.H. 1974.** Petroleum Geology of Gabon Basin. *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, **58**, 216-235.
- Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., Munsch, M., 2011.** Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nature Geosciences*, **4**, 549-553.
- Brun, J.P. and Beslier, M.O., 1996.** Mantle exhumation at passive margins. *Earth and Planetary Science Letters*, **142**, Issues 1-2, July 1996, 161-173.
- Brun, J. P., and J. P. Burg, 1982.** Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: A corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **61**, 319 – 332.
- Bullard, E.C., 1965.** Fit of the continents around the Atlantic. *Science*, **148**, 664.
- Cannat, M., Sauter, D., Mendel, V., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, J., Combier, V., Baala, M., 2006.** Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. *Geology*, **34**, 605–608.
- Cannat, M., Manatschal, G., Sauter, D., and Péron-Pinvidic, G., 2009.** Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges?. *Comptes Rendus Geoscience*, **341**, 406–427.
- Capdevila, R., and Mougenot, D., 1988.** Pre-Mesozoic basement of the western Iberian continental margin and its place in the Variscan belt. *Proc., scientific results, ODP, Leg 103, Galicia Margin*, 3-12.

-
- Carbonell, R., Pérez Estaún, A., Simancas, J.F., Juhlin, Ch., Pous, J., González Loreiro, F., Muñoz, G., Heise, W., Ayarza, P., 2004.** Geophysical evidence of a mantle derived intrusion in SWIberia. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11601–L11604.
- Caron, M., 1978.** Cretaceous planktonic foraminifers from DSDP Leg 40, southeastern Atlantic Ocean. In: BOLLI, H. M. & RYAN, W. B. F. ET AL. *Initial Results of the Deep Sea Drilling Project, Leg 40. (US Government Printing Office)*, Washington, DC, 651–678.
- Cathro, D.L., and G.D. Karner, 2006.** Cretaceous-Tertiary inversion history of the Dampier sub-basin, northwest Australia: Insights from quantitative basin modeling. *Marine Petrol. Geol.*, **23**, 503-526.
- Chalmers, J.A., Larsen, L.M., and Pedersen, A.K., 1995.** Widespread Palaeocene volcanism around the northern North Atlantic and Labrador Sea: evidence for a large, hot, early plume head. *Journal - Geological Society (London)*, **152** (6), 965-969.
- Chester, F.M., Friedman, M., Logan, J.M., 1985.** Foliated cataclasites. *Tectonophysics*, **111**, 139–146.
- Chian, D. & Louden, K.E., 1994.** The continent-ocean crustal transition across the southwest Greenland margin. *J. geophys. Res.*, **99**(B5), 9117– 9135.
- Chian, D., Louden, K., Minshull, T.A. & Whitmarsh, R.B., 1999.** Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect. *Journal of Geophysical Research*, **104**-B4, 7443–7462.
- Christensen, N.I., and Money, W.D., 1995.** Seismic velocity and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 9761-9788.
- Clark, S.A., Sawyer, D.S., Austin J.J.R., Christeson, G.L., and Nakamura Y., 2007.** Characterizing the Galicia Bank-Southern Iberia Abyssal Plain rifted margin segment boundary using multichannel seismic and ocean bottom seismometer data. *Journal of Geophysical Research*, **112**.
- Cohen, C.R., 1985.** Role of fault rejuvenation in hydrocarbon accumulation and structural evolution of Recôncavo Basin, North-eastern Brazil. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, **69**, 65-76.
- Contrucci, I., Matias, L., Moulin, M., Géli, L., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Aslanian, D., Olivet, J.L., Réhault, J.P. & Sibuet, J.C., 2004.** Deep structure of the west African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismics and gravity data. *Geophysical Journal international*, **158**, 529–553.
- Crosby, A., White, N., Edwards, G., Shillington, D. J., 2008.** Depth, age and dynamic topography of oceanic lithosphere beneath heavily sedimented Atlantic margins: *Earth and Planetary Science Letters*, **273**, 214-226.
- Cunha, T., 2008.** Gravity anomalies, flexure, and the thermal and mechanical evolution of the West Iberia Margin and its conjugate of Newfoundland. *PhD Thesis, Department of Earth Sciences, Oxford University*.
- Cunha, T.A., Watts, A.B., Pinheiro L.M., Myklebust, R., 2010.** Seismic and gravity anomaly evidence of large-scale compressional deformation off SW Portugal. *Earth and Planetary Science Letters* **293**, 171–179.

- Curie, D., 1984.** Ouverture de l'Atlantique Sud et discontinuités intra-plaques : une nouvelle analyse. *Thèse de Doctorat 3 cycle, Univ. Bretagne Occidentale.* 192 p.
- Davison, I. 1999.** Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian Atlantic margin. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., and Clure, V. The oil and gas habitats of the South Atlantic. *Special Publication Geological Society London*, **153**, 133-151.
- Davison, I., 2007.** Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins, in Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward, edited by A. C. Ries et al. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **272**, 345–359.
- Dean, S.M., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B. & Louden, K.E., 2000.** Deep structure of the ocean-continent transition in the Southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20' N. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 5859-5885.
- Decandia, F. A. and Elter, P., 1969.** Reflexioni sul problema delle ophioliti nell' appenino settentrionale (nota preliminare), *Atti della Scietà Toscana di Scienze Naturali, Memorie* **76**, 1–19. explain that the continental mantle where tectonically exhumed and sealed by deep sea sediments.
- De Charpal, O., Guennoc, P., Montadert, L. & Roberts, D.G., 1978.** Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. *Nature*, **275**, 706-711.
- de Wit, M.J., de Brito Neves, B.B., Trouw, A.J., 2008.** Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region: (the ties that bind). *Geological Society, London, Special Publications* **294**, 1-8.
- Díaz, J., and Gallart J., 2009.** Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: A new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **173**, 181–190.
- Dick, H.J.B., Lin, J., and Schouten, H., 2003.** An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature* **426**.
- Discovery 215 Working Group, 1998.** Deep structure in the vicinity of the ocean-continent transition zone under the Southern Iberia Abyssal Plain. *Geology*, **26**, 743 – 746.
- Doré, A.G., Lundin, E.R., Kusznir, N.J., and Pascal, C., 2008.** Potential mechanisms for the genesis of Cenozoic domal structures on the NE Atlantic margin: Pros and cons and some new ideas, in Johnson, H., et al., eds., The nature and origin of compression in passive margins. *Geological Society of London Special Publication*, **306**, 1–26.
- Driscoll, N. W. and Karner, G. D.: 1998.** Lower crustal extension across the northern carnarvon basin, australia ; evidence for an eastward dipping detachment. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 4975–4991.
- Dunbar, J.A. & Sawyer, D.S., 1989.** How preexisting weaknesses control the style of continental breakup. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 7278-7292.
- Durling, P.W., Bell, J.S. and Fader, G.B.J., 1987.** The geological structure and distribution of Paleozoic rocks on the Avalon Platform, offshore Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, **24**(7), 1412-1420.

-
- Eccles, J.D., White, R.S., Christie, P.A.F., 2011.** The composition and structure of volcanic rifted continental margins in the North Atlantic: Further insight from shear waves. *Tectonophysics*, *in Press*.
- Egan, S.S., & Meredith, D.J., 2007.** A kinematic modeling approach to lithosphere deformation and basin formation: application to the Black Sea. In Karner, G.D., Manatschal, G., & Pinheiro, L.M. (eds), Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup. *Geological Society, London, Special Publications*, **282**, 173–198.
- Fairhead, J.D., Binks, R.M., 1991.** Differential opening of the Central and South Atlantic Oceans and the opening of the West African rift system. *Tectonophysics*, **187**, 191–203.
- Fairhead, J.D., 1988.** Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean: the role of the West and Central African rift system. *Tectonophysics*, **155**, 181–191.
- Fidalgo Gonzalez, L., 2001.** La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque. *Thèse Institut Universitaire Européen de la Mer*.
- Figueiras, J., A. Mateus, M. Gonçalves, J. Waernborg, and P. E. Fonseca 2002.** Geodynamic evolution of the South Variscan Iberian Suture as recorded by mineral transformations, *Geodin. Acta*, **15**, 45–61.
- Funck , T., Hopper, J.R., Larsen, H.G., Louden, K.E., Tucholke, B.E., and Holbrook, W.S., 2003.** Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results. *Journal of Geophysical research*, **108** B11, 2531.
- Grange, M., Schärer, U., Cornen, G. & Girardeau, J., 2008.** First alkaline magmatism during Iberia–Newfoundland rifting. *Terra Nova*, **20**, 494–503.
- Grant, A.C. and McAlpine, K.D., 1990.** The continental margin around Newfoundland. In: M.J.Keen and G.L.Williams (eds.). *Geology of the continental margin of eastern Canada (chap.6)*. *Geol. Survey Can.*, Geol. Can., **2**, 239–292.
- Groupe Galice, 1979.** The continental margin off Galicia and Portugal: Acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy, and structural evolution: Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., v. **47**, Part 2, 633 – 662.
- Gueguen, E., 1995.** Le bassin Liguro–Provencal, un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. Implications sur les processus d'amincissement crustal. *Brest, Univ. de Bretagne Occidentale*. 309 pp.
- Guiraud, R., Binks, R.M., Fairhead, J.D. and Wilson, M., 1992.** Chronology and geodynamic setting of Cretaceous-Cenozoic rifting in West and Central Africa. *Tectonophysics*, **213**, 227–234.
- Hart, S.R. & Blusztajn, J., 2006.** Age and Geochemistry of the Mafic Sills, ODP Site 1276, Newfoundland Margin. *Chemical Geology*, **235**, 222–237.
- Haworth, R. T., and J. P. Lefort, 1979.** Geophysical evidence for the extent of the Avalon zone in Atlantic Canada, *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 552–567.
- Henning, A.T., Sawyer, D.S. & Templeton, D.S., 2004.** Exhumed upper mantle within the ocean-continent transition of the Northern West Iberia margin: evidence from prestack depth migration and total tectonic subsidence analyses. *Journal of Geophysical Research*,

- 109**, B05103, 1029/2003JB002526.
- Henry, S.G., Brumbaugh, W.M., & Cameron, N. 1995.** Pre-Salt Source Rock Development on Brazil's Conjugate Margin: West African Examples., 1995. *Ist Latin American Geophysical Conference, Rio de Janeiro*.
- Hoffman, P.F., 1989.** Precambrian geology and tectonic history of North America. In: Bally, A.W., Palmer, A.R. (Eds.), *The Geology of North America—An Overview (The Geology of North America A)*. *Geol. Soc. Am.*, 447–512.
- Hoffmann, H.J. & Reston, T.J., 1992.** The nature of the S reflector beneath the Galicia Bank rifted margin: preliminary results from pre-stack depth migration. *Geology*, **20**, 1091–1094.
- Hopper, J.R., Funck, T., Tucholke, B.E., Larsen, H.G., Holbrook, W.S., Louden, K.E., Shillington, D., and Lau, H., 2004.** Continental breakup and the onset of ultraslow seafloor spreading off Flemish Cap on the Newfoundland rifted margin. *Geology*, **32**, 93–96.
- Hopper, J.R., Funck, T., Tucholke, B.E., Louden, K.E., Holbrook, W.S., and Larsen, H.C., 2006.** A deep seismic investigation of the Flemish Cap margin: implications for the origin of deep reflectivity and evidence for asymmetric break-up between Newfoundland and Iberia. *Geophys. J. Int.*, **164**, 501–515.
- Huismans, R. S., and Beaumont, C., 2008.** Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension. *The Geological Society of America*, **36**, 1633–166.
- Huismans, R. S, and Beaumont, C., 2011.** Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, **473**, 74–78.
- Jackson M.P.A, Cramez C, Fonck J.-M. 2000.** Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 477–498.
- Jagoutz, O., Müntener, O., Manatschal, G., Rubatto, D., Péron-Pinvidic, G., Turrin, D.B. & Villa, I.M. 2007.** The rift-to-drift transition in the North Atlantic: A stuttering start of the MORB machine? *Geology* **35** (12), 1087–1090.
- Jammes S., Lavier L., Manatschal G., 2010.** Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: from observation to modelling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **11**, Q10016. doi:10.1029/2010GC003218.
- Kampunzu, A.B., Popoff, M., 1991.** In: Kampunzu, A.B., Lubala, R.T. (Eds.), Distribution of the main Phanerozoic African rifts and associated magmatism; introductory notes, in *Magmatism in extensional structural settings; the Phanerozoic African Plate*. Springer-Verlag, Berlin, Federal Republic of Germany, 2–10.
- Karner Garry D., Driscoll Neal W., McGinnis John P., Brumbaugh William D., Cameron Nick R., 1997.** Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon-Cabinda continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, **14**, No. 1/8, 973–1000.
- Karner Garry D., Driscoll Neal W., 1999.** Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. *Geological Society, London, Special Publications* 1999, **153**, 11–40.

-
- Karner GD, Driscoll NW, 2000.** Style, timing and distribution of tectonic deformation across the Exmouth Plateau, northwest Australia, determined from stratal architecture and quantitative basin modelling. *Geol Soc Spec Publ.*, **164**, 271–311.
- Karner, G.D., Driscoll, N.W., and Barker, D.H.N., 2003.** Syn-rift region subsidence across the West African continental margin; the role of lower plate ductile extension, in Arthur, T.J., Macgregor, D.S., and Cameron, N., eds., Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **207**, London, 105–129.
- Karner G. D. and . Gambôa L. A. P, 2007.** Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins their capping evaporites. *Geological Society, London, Special Publications 2007*, **285**, 15-35.
- Keller, G.R., Hatcher, R.D.Jr., 1999.** Some comparisons of the structure and evolution of the southern Appalachian–Ouachita orogen and portions of the Trans-European Suture Zone region. *Tectonophysics*, **314**, 43–68.
- Kirschner, J.P., Kominz, M.A., and Mwakanyamale, K.E., 2010.** Quantifying extension of passive margins: Implications for sea level change. *Tectonics*, **29**, TC4006.
- Clitgord, K.D. and Schouten, H., 1986.** Plate kinematics of the Central Atlantic. In : The Geology of North America, vol.M, *The Western North Atlantic Region, The Geological Society of America*, 351-378.
- Krawczyk, C.M., Reston, T.J., Beslier, M.O. & Boillot, G., 1996.** Evidence for Detachment Tectonics on the Iberia Abyssal Plain rifted margin. In: Whitmarsh R.B., Sawyer D.S., Klaus A. and Masson D.G. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **149**, 603-615.
- Kuhnt, W., and Urquahrt, E., 2001.** Tethyan flysch-type benthic foraminiferal assemblages in the North Atlantic: Cretaceous to Paleogene deep water agglutinated foraminifers from Iberia Abyssal Plain (ODP Leg 173). *Revue de Micropaleontologie*, **44**/1, 27-59.
- Kuszir, N.J. & Karner, G.D., 2007.** Continental lithospheric thinning and breakup in response to upwelling divergent mantle flow: application to the Woodlark, Newfoundland and Iberia margins. In: G.D. Karner, G. Manatschal & L.M. Pinheiro (Eds.), *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*, **282**, *Geological Society, London, Special Publication*, 289–322.
- Labails, C., Olivet, J.-L. and the Dakhla Study Group.** Crustal Structure of the SW Moroccan Margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part B — the tectonic heritage. *Tectonophysics*, Vol. Special, doi: 10.1016/j.tecto.2008.08.028.
- Lana, M.C., 1985.** Rifteamento na bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. Unpubl. *Masters Thesis, Universidade Federal Ouro Preto*, p.124.
- Lau, K.W.H., Louden, K.E., Funck, T., Tucholke, B.E., Holbrook, W.S., Hopper, J.R., and Larsen, H.C., 2006a.** Crustal structure across the Grand Banks–Newfoundland Basin Continental Margin – I. Results from a seismic refraction profile. *Geophys. J. Int.*, **167**, 127–156.
- Lau, K.W.H., Louden, K.E., Funck, T., Tucholke, B.E., Holbrook, W.S., Hopper, J.R., and Larsen, H.C., 2006b.** Crustal structure across the Grand Banks–Newfoundland Basin Continental Margin – II. Results from a seismic reflection profile. *Geophys. J. Int.*, **167**, 157–170.

- Lavier, L., & Manatschal, G., 2006.** A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, **440**, 324–328.
- Le Pichon, X. and Barbier, F., 1987.** Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust: the northern Bay of Biscay margin (Atlantic). *Tectonics*, **6** (2), 133-150.
- Leythaeuser, T., Reston, T.J., and Minshull, T.A., 2005.** Waveform inversion of the S reflector west of spain: fine structure of a detachment fault. *Geophysical Research Letters*, **32**.
- Lucazeau, F., Brigaud, F., and Bouroullc, J-L., 2004.** High-resolution heat flow density in the lower Congo basin. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5**, n°3, 1-24.
- Lundin, E. and Doré, A.G., 2002.** Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the ‘passive’ margins bordering the Norwegian–Greenland Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **19** (1), January 2002, 79-93.
- Lundin, E. R., and Doré, A. G., 2011.** Hyperextension, serpentinization, and weakening: A new paradigm for rifted margin compressional deformation: *Geology*, **39**, 347-350.
- Malod, J.A. and Mauffret, A., 1990.** Iberian plate motion during the Mesozoic. *Tectonophysics*, **184**, 261-278.
- Manatschal, G., Froitzheim, N., Rubenach, M. & Turrin, B.D., 2001.** The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: Insights from the Iberia Abyssal Plain. In: Wilson R.C.L., Whitmarsh R.B., Taylor B. and Froitzheim N., 2001 (Eds). Non-volcanic rifting of continental margins: a comparison of evidence from land and sea. *Geological Society, London, Special Publications*, **187**, 405–428.
- Manatschal, G., 2004.** New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 432–466.
- Manatschal, O. Müntener, L.L. Lavier, T.A. Minshull and G. Péron-Pinvidic, 2007.** Observations from the Alpine Tethys and Iberia–Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup. In: G.D. Karner, G. Manatschal and L.M. Pinheiro, Editors, *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*, **282**, *Geological Society, London, Special Publication* (2007), 289–322.
- Masson, D.G. and Miles, P.R., 1984.** Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America. *Marine Geology*, **56**, 279-287.
- Masson, D.G., Cartwright, J.A., Pinheiro, L.M., Whitmarsh, R.B., Beslier, M.O. and Roeser, H., 1994.** Compressional deformation at the ocean-continent transition in the NE Atlantic. *Journal of the Geological Society, London*, **151**, 607-613.
- Matte, P., 1986.** Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, 329 – 374.
- Matte, P., and Ribeiro, A., 1975.** Forme et orientation de l’ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l’arc Ibéro-Armoricain. *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D*, **280**, 2825 – 2828.
- Mauffret, A. and Montardet, L., 1987.** Rift tectonics on the passive continental margin off Galicia (Spain). *Marine and Petroleum Geology*, **4**, 49-70.

-
- Mauffret, A., Mougenot, D., Miles, P.R., and Malod, J.A., 1989.** Cenozoic deformation and Mesozoic abandoned spreading centre in the Tagus Abyssal Plain (west of Portugal): results of a multichannel seismic survey. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**, 1101-1123.
- Maurin, J.-C., Guiraud, R., 1993.** Basement control in the development of the Early Cretaceous West and Central African Rift System. *Tectonophysics*, **228**, 81–95.
- Maurin, J.-C., Benkhelil, J., Robineau, B., 1986.** Fault rocks of the Kaltungo Lineament, NE Nigeria, and their relationship with Benue trough tectonics. *Journal of the Geologic Society*, **143**, 587-599 .
- McKenzie, D., 1978.** Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, 25–32.
- Meyers, J.B., Rosendahl, B.R., Austin, J.A., 1996.** Deep-penetrating MCS images of the South Gabon Basin: implications for rift tectonics and post-break-up salt remobilization. *Basin Research*, **8**, 65–84.
- Milani, E.J. and Latgé, M.A.L., 1987.** Modelagem gravimétrica da porção terrestre da Bacia Potiguar e suas implicações geotectônicas. *Boletim Geociências Petrobrás*, **1**, 75-86.
- Miller, H.G., Singh, V., 1995.** The Avalon Terrane of Newfoundland: geophysical correlations from onshore to offshore as evidence for Precambrian to Tertiary structural evolution. *Tectonophysics*, **242**, 183-197.
- Minshull, T.A., Dean, S.M., White, R.S. & Whitmarsh, R.B., 2001.** Anomalous melt production after continental break-up in the southern Iberia Abyssal Plain, in Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea., **187**, 537–550, eds Wilson, R.C.L., Whitmarsh, R.B., Taylor, B. & Froitzheim, N., of *Geological Society, London, Special Publications, Geol. Soc. of London*.
- Minshull, T.A., 2008.** Geophysical characterisation of the ocean–continent transition at magma-poor rifted margins. *C. R. Geoscience*, **341** (2009), 382–393.
- Mohriak, W.U., Rabelo, J.H.L., De Matos, R.D., De Barros, M.C., 1995.** Deep seismic reflection profiling of sedimentary basins offshore Brazil: geological objectives and preliminary results in the Sergipe Basin. *Journal of Geodynamic*, **20**, 515-539.
- Mohriak Webster Ueipass, Bassetto Marcelo, and Santos Vieira Ines, 1998.** Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe basins, offshore northeastern Brazil. *Tectonophysics*, **288**, 199-220.
- Mohriak, W., Nemcok, M., and Enciso, G., 2008.** South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the bains of SE Brazil. In: *Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito*
- Montadert, L., Roberts, D. G., De Charpal, O. and Guennoc, P. : 1979.** Rifting and subsidence of the northern continental margin of the bay of biscay, Texas A&M University, *Ocean Drilling Program : College Station, TX, United States*.
- Moulin, M., Contriucci, I., Olivet, J-L., Aslanian, D., Géli, L., and Réhault, J-P., 2003.** Study of the deep structure of the Angola using multichannel vertical reflection and refraction seismics. *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 10734.

- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Contrucci, I., Matias, L., Geli, L., Klingelhofer, F., Nouze, H., Rehault, J.-P., and Unternehr, P., 2005.** Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo project). *Geophys. J. Int.*, **162**, 793–810.
- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Unternehr, P., 2007.** A new starting point for the history of south and equatorial Atlantic Oceans. *10th International Congress of The Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil*, 19–22 November 2007.
- Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P., 2010.** A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, **98**, 1–37.
- Müntener, O. & Manatschal, G., 2006.** High degrees of melt extraction recorded by spinel harzburgite of the Newfoundland margin: The role of inheritance and consequences for the evolution of the southern North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, **252**, 437 – 452.
- Murillas, J., Mougenot, D., Boillot, G., Comas, M.C., Banda, E., and Mauffret, A., 1990.** Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, **184**, 297-319.
- Neves, B. B. & De Wit, M. J. (eds),** West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. *Geological Society, London, Special Publications*, **294**, 365–398.
- Nürnberg, D., and Müller, R.D., 1991.** The tectonic evolution of the south Atlantic from late Jurassic to present. *Tectonophysics*, **94**, 27-53.
- Ojeda, H.A.O., 1982.** Structural framework, stratigraphy, and evolution of the Brazilian continental marginal basins. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, **66**, 732-749.
- Olivet, J.L., 1996.** Kinematics of the Iberian Plate | [La cinématique de la plaque Ibérique]. *Bulletin - Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, **20** (1), 131-195.
- Osmundsen, P. T. and Ebbing, J.: 2008.** Styles of extension offshore mid-norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins, *Tectonics*, **27**(TC6016), 25 pp.
- Palomeras, I., R. Carbonell, I. Flecha, J. F. Simancas, P. Ayarza, J. Matas, D. Martínez Poyatos, A. Azor, F. González Lodeiro, and A. Pérez Estaún, 2009.** Nature the lithosphere across the Variscan orogen of SW Iberia: Dense wide angle seismic reflection data. *J. Geophys. Res.*, **114**, B02302.
- Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J., 1996.** Microtectonics. Springer-Verlag, Berlin 1996. ISBN 3540587136. 289 pp. Hardback. DM 64.00.
- Peate, D.W., 1997.** The Parana-Etendeka Province. In: Large igneous provinces; continental, oceanic, and planetary flood volcanism (Mahoney, J.J. and Coffin, M.F. eds.), *Geophysical Monograph.*, **100**, 217-245.
- Pérez-Gussinyé, M., Reston, T.J. & Morgan, J.P., 2001.** Serpentinitization and magmatism during extension at non-volcanic margins: the effect of initial lithospheric structure. In: Wilson R.C.L., Whitmarsh R.B., Taylor B. and Froitzheim N., 2001 (Eds). Non-volcanic rifting of continental margins: a comparison of evidence from land and sea, *Geological Society, London, Special Publications*, **187**, 551 – 576.

-
- Pérez-Gussinyé, M., Ranero, C.R., and Reston T.J., 2003.** Mechanisms of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia. *Journal of Geophysical research*, **108**, NO. B5, 2245.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T.A. & Dean, S., 2007.** Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia–Newfoundland margins: evidence for a complex breakup history. *Tectonics*, **26**.
- Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Dean, S. M. and Minshull, T. A., 2008.** Compressional structures on the West Iberia rifted margin: controls on their distribution. In, Johnson, H., Dore, A.G., Holdsworth, R., Lundin, E.R. and Ritchie, J.D. (eds of Lond.) *The Nature and Origin of Compression in Passive Margins*. London, GB, Geological Society on, 169-183. (Geological Society Special Publications, 306).
- Peron-Pinvidic G and Manatschal G, 2009.** The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *Int J. Earth Sci.*, **98**, 1581-1597.
- Péron-Pinvidic, G. & Manatschal, G., 2010.** From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? *Petroleum Geoscience*, **16**, 189-197.
- Piccirillo, E.M. et al., 1990.** Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarm s from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): petrology Sr-Nd isotopes and genetic relationship with the Paraná flood volcanics, *Chem. Geol.*, **89**, 1223–1226.
- Pickup, S.L.B., Whitmarsh, R.B., Fowler, C.M.R. & Reston, T.J, 1996.** Insight into the nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel seismic reflection profile. *Geology*, **24**, 1079 – 1082.
- Pindell, J., Dewey, J.F., 1982.** Permo-triassic reconstruction of western pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, **1** (2), 179–211.
- Pinheiro, L.M., Whitmarsh, R.B., and Miles, P.R., 1992.** The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia - II. Crustal structure in the Tagus Abyssal Plain. *Geophysical Journal International*, **109**, 106-124.
- Pinheiro, L.M., Wilson, R.C.L., Pena dos Reis, R., Whitmarsh, R.B., and Ribeiro, A., 1996.** The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. Whitmarsh R.B., Sawyer D.S., Klaus A. and Masson D.G. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **149**, 3-21.
- Ponte, F.C., Fonseca, J. de R. and Morales, R.G., 1977.** Petroleum geology of eastern Brazilian continental margin. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, **61**, 1470-1482.
- Popoff, M., 1988.** Du Gondwana à l'Atlantique sud : les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au Crétacé inférieur. *J. Afr. Earth Sci.*, **7**, 409–431.
- Pous, J., Poyatos, D.M., Heise, W., Monteiro Santos, F., Galindo-Zaldívar, J., Ibarra, P., Pedrera, A., Ruiz-Constán, A., Anahnah, F., Gonçalves, R., and Mateus A., 2011.** *Journal of Geophysical Research*, **116**, B02103.

- Prodehl, C., V. S. Moreira, S. Mueller, and A. S. Mendes, 1975.** Deepseismic sounding experiments in central and southern Portugal, paper presented at 14th General Assembly of the European Seismological Commission, Berlin.
- Rabinowitz, P.D., & Labrique, J. 1979.** The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of its Continental Margins. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 5973-6002.
- Ranero C.R., & Pérez-Gussinyé, M., 2010.** Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins. *Nature*, **468**, 294-297.
- Renne, P.R. Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe. R.S., Glen, J. M., Prevot, M. and Perrin, M., 1992.** The age of the Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, **258**, 975-979.
- Reston, T.J., 1988.** Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain. *Tectonics*, **7**, 929–945.
- Reston, T.J., Krawczyk, C.M., Klaeschen, D., 1996.** The S reflector west of Galicia (Spain): evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup: *Journal of Geophysical Research*, **101**, 8075–8091.
- Reston, T.J., 2007a.** The formation of non-volcanic rifted margins by the progressive extension of the lithosphere. In: Karner, G.D., Manatschal, G., Pinheiro, L.M. (Eds.), *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*. *Geological Society of London, Special Publication*, **282**, 77–110.
- Reston, T.J., 2007b.** The extension discrepancy at North Atlantic non-volcanic rifted margins: depth-dependent stretching or unrecognised faulting? *Geology*, **35**, 367–370.
- Reston, T.J., 2009.** The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. *Tectonophysics*, **468**, 6-27.
- Reston, T.J., 2010.** The opening of the central segment of the South Atlantic: symmetry and the extension discrepancy. *Petroleum Geoscience*, **16**, 199–206.
- Reston, T.J., and McDermott, K.J., 2011.** Successive detachment faults and mantle unroofing at magma-poor rifted margins. *Geology* published online 4 October 2011.
- Reston, T.J. & Manatschal, G. (subm).** Rifted margins: building blocks of later collision. *Submitted to book on Arc-Continent Collision, ed. Dennis Brown.*
- Reyre, D. 1984.** Remarques sur l'origine et l'évolution des Bassins Sedimentaires Africains de la Côte Atlantique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **16**(6), 1041-1059.
- Ribeiro, A., D. Sanderson, and SW Iberia Colleagues, SW-Iberia: Transpressional Orogeny in the Variscides, in EUROPORBE 1996 – Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents**, edited by D. G. Gee and H. J. Zeyen, 91 – 95, *EUROPORBE Secr., Uppsala Univ., Sweden*, 1996.
- Ribeiro, A., et al. 2007.** Geodynamic evolution of SW Europe Variscides. *Tectonics*, **26**, TC6009.
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2003.** Composition of the Continental Crust. *Treatise of Geochemistry*, **3**, 1-64.
- Russel, S.M. and Whitmarsh, R.B., 2003.** Magmatism at the west Iberia non-volcanic rifted continental margin: evidence from analyses of magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, **154**, 706-730.

-
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D., Lodolo, E., 1994.** Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, **22**, 555-558.
- Sauter, D., Mendel, V., Rommevaux-Jestin, C., Parson, L.M., Fujimoto, H., Mevel, C., Cannat, M. and Tamaki, K., 2004.** Focused magmatism versus amagmatic spreading along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge: evidence from TOBI side scan sonar imagery. *GCube*, 5-10, Q10K09.
- Sawyer, D. S., 1985.** Total tectonic subsidence: A parameter for distinguishing crust type at the U. S. Atlantic continental margin. *J. Geophys. Res.*, **90(B9)**, 7751– 7769.
- Sawyer, D.S., Whitmarsh, R.B., Klaus, A., et al., 1994.** Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Initial Reports*, **149**, Ocean Drilling Program, College Station, Tex.
- Sawyer, D.S., Coffin, M.F., Reston, T.J., Stock, J.M., Hopper, J.R., 2007.** COBBOOM: The Continental Breakup and Birth of Oceans Mission. Scientific Drilling, No. 5, September 2007.
- Sayers, J., Symonds, P.A., Direen, N.G. & Bernardel, G., 2001.** Nature of the continent-ocean transition on the non-volcanic rifted margin of the central Great Australian Bight, in Non-volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison from Land and Sea, Vol. **153**, pp. 51–76, eds Wilson, R.C.L., Whitmarsh, R.B., Taylor, B. & Froitzheim, N., of *Geological Society special publication*, *The Geological Society, London*.
- Sengor, A.M.C., Burke, K., 1978.** Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, **5** (6), 419-421.
- Shillington, D.J., Holbrook, W.S., Tucholke, B.E., Hopper, J.R., Louden, K.E., Larsen, H.C., van Avendonk, H.J.A., Deemer, S. & Hall, J., 2004.** Data report: Marine geophysical data on the Newfoundland nonvolcanic rifted margin around SCREECH Transect 2. *Proc. Ocean Drill. Program Initial Rep.*, **210**.
- Shillington, D.J., Holbrook, W.S., van Avendonk, H.V., Tucholke, B.E., Hopper, J., Louden, K., Larsen, H.C., Nunes, G.T. & ODP Leg 210 Scientific Party, 2006.** Evidence for asymmetric nonvolcanic rifting and slow incipient seafloor spreading from seismic reflection data on the Newfoundland margin. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B09402.
- Shipboard Scientific Party, 1987.** Introduction, objectives, and principal results: Ocean Drilling Program Leg103, West Galicia margin. Boillot G., Winterer E.L., Meyer A.W. et al.. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **103**, 3 – 17.
- Shipboard Scientific Party, 2004.** Leg 210 summary, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports 210*, edited by B.E. Tucholke, J.C. Sibuet, A. Klaus et al., pp. 1-78, College Station, TX.
- Sibuet, J.C., Ryan, W.B.F. et al., 1979.** Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **47** Part 2, Washington (U.S. Government Printing Office).
- Sibuet, J.C., 1992.** Formation of non-volcanic passive margins: a composite model applies to the conjugate Galicia and southeastern Flemish Cap margins. *Geophysical Research Letters*, **19-8**, 769-772.

- Sibuet, J.C., Srivastva, S., Enachescu, M. & Karner, G.D., 2007a.** Lower Cretaceous motion of Flemish Cap with respect to North America: implications on the formation of Orphan Basin and SE Flemish Cap / Galicia Bank conjugate margins, In: G.D. Karner, G. Manatschal & L.M. Pinheiro (Eds.), *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*, **282**, Geological Society, London, Special Publication.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S. & Manatschal, G., 2007b.** Exhumed mantle forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B06105.
- Simancas, J. F., et al. 2003.** Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, **22**(6), 1062.
- Skogseid, J., Barnwell, A., Aarseth, E.S., Alsgaard, P.C., Briseid, H.C. and Zwach, C. 2004.** Orphan Basin: Multiple failed rifting during early opening of the north Atlantic. *Eos, Transactions of the Am. Geoph. Union*, **85**, 17, Joint assembly supplement, Abstract T41b-03.
- Skogseid, J., 2010.** The Orphan Basin – a key to understanding the kinematic linkage between North and NE Atlantic Mesozoic rifting. Central and North Atlantic Conjugate Margins Conference, Lisbon 2010. ISBN: 978-989-96923-0-5, **II**, 13 – 23.
- Srivastava, S.P., Verhoef, J., and MacNab, 1988.** Results from a detailed aeromagnetic survey across the northeast Newfoundland margin, Part I: spreading anomalies and relationship between magnetic anomalies and the ocean-continent boundary. *Marine and Petroleum Geology*, **5**, 306-323.
- Srivastava, S.P., and Verhoef, J., 1992.** Evolution of Mesozoic sedimentary basins around the north central Atlantic: a preliminary plate kinematic solution. *Basins on the Atlantic seaboard*, 397-420.
- Srivastava, S.P., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, W.R., and Reid, I.D., 2000.** Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, **182**, 61-76.
- Stipp, M., Stünnitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M., 2002.** Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental 1174 conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, **200** (1), 171-190.
- Sutra, E., and Manatschal, G., 2012.** How does the continental crust thin in a hyper-extended rifted margin? Insights from the Iberia margin. *Geology*, **40**, 139-142.
- Tankard, A.J., and Welsink, H.J., 1987.** Extensional tectonics and stratigraphy of Hibernia oil field, Grand Banks, Newfoundland. *AAPG Bull.*, **71**, 1210–1232.
- Tankard, A.J., Welsink, H.J., and Jenkins, W.A.M., 1989.** Structural styles and stratigraphy of the Jeanne d'Arc basin, Grand Banks of Newfoundland. Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, Tankard A.J. and Balkwill H.R. (Eds.), *AAPG Memoir*, **46**, 265-282.
- Teisserenc, P., and Villemin, J., 1989.** Sedimentary Basin of Gabon – Geology and Oil Systems, in Edwards J.D., Santogrossi P.A. eds., Divergent/pассив margin basins: *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, **48**, 117– 199.
- Teisserenc, P. & Villemin, J. 1990.** Sedimentary Basins of Gabon-Geology and Oil Systems. *American Association Petroleum Geologists Memoir*, **48**, 117-201.

-
- Torsvik, T.H., Eide, E.A., Redfield, T.F., Lundin, E., Smethurst, M.A. & Ebbing, J., 2004.** South Atlantic reconstructions: a self-consistent model. *NGU Report 2004.024*, 100 pp (client: Statoil ASA), Available at http://www.geodynamics.no/guest/NGU_Report_2004_024.pdf
- Torsvik, T.H., Rousse, S., Labails, C., and Smethurst, M.A., 2009.** A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophys. J. Int.*, **177**, 1315–1333.
- Tucholke, B.E., Austin, J.A., and Uchupi, E., 1989.** Crustal structure and rift-drift evolution of the Newfoundland Basin. In Tankard, A.J., and Balkwell, H.R. (Eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. AAPG Mem., **46**, 247–263.
- Tucholke, B.E., Sibuet, J.-C., Klaus, A., et al., 2004.** Proc. ODP, Init. Repts., 210: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Tucholke, B.E. & Sibuet, J.C., 2007.** Leg 210 synthesis: tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift, Tucholke, B.E., Sibuet, J.-C., and Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **210**.
- Unternehr, P., Curie, D., and Olivet, J. 1988.** S. Atlantic Fits and Intraplate Boundaries in: Africa and S. America. *Tectonophysics*, **155** 169-179.
- Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G. & Sutra, E., 2010.** Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. *Petroleum Geoscience (in press)*.
- Van Avendonk, H.J.A., Holbrook, W.S., Nunes, G.T., Shillington, D.J., Tucholke, B.E., Louden, K.E., Larsen, H.C. & Hopper, J.R., 2006.** Seismic velocity structure of the rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland, Canada. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B11404.
- Van Avendonk, H., Lavier, L.L., Shillington, D.J., & Manatschal, G., 2009.** Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland: *Tectonophysics*.
- Vink, G.R., 1982.** Continental rifting and the implication for plate tectonics reconstructions. *J. geophys. Res.*, **87**, 10677–10688.
- Wefer, G., Berger, W., Richter, C., et al. 1998.** Proceedings of the Ocean Drilling Program; initial reports; Benguela current; covering Leg 175 of the cruises of the drilling vessel JOIDES Resolution, Las Palmas, Canary Islands, to Cape Town, South Africa, sites 1075-1089, 9th August-8th October 1997. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Part A; Initial Reports*, **175**.
- Wernicke, B., 1985.** Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, **22**, 108 – 125.
- Whitmarsh R.B., Avedik F. and Saunders M.R., 1986.** The seismic structure of thinned continental crust in the northern Bay of Biscay. *Geophysical Journal - Royal Astronomical Society*, **86** (2), 589-602.
- Whitmarsh, R.B., Miles, P.R., and Mauffret, A., 1990.** The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia, I. Crustal structure at 40°30'N. *Geophysical Journal International*, **103**, 509–531.

- White, R.S., McKenzie, D.P., and O’Nions, R.K., 1992.** Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of geophysical Research*, **97**, 19683-19715.
- Whitmarsh, R.B., and Miles, P.R., 1995.** Models of the development of the West Iberia rifted continental margin at 40°30’N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, **100-B3**, 3789-3806.
- Whitmarsh, R.B. & Sawyer, D.S., 1996.** The ocean-continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental rifting to seafloor spreading processes, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **149**, edited by R.B. Whitmarsh, D.S. Sawyer, A. Klaus and D.G. Masson, 713-733, College Station, TX.
- Whitmarsh, R.B., Beslier, M.-O., Wallace, P. J., et al., 1998.** Return to Iberia: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **173**, Ocean Drilling Program, College Station, Tex.
- Whitmarsh, R.B., Dean, S.M., Minshull, T.A., and Tompkins, M., 2000.** Tectonic implications of exposure of lower continental crust beneath the Iberia Abyssal Plain, Northeast Atlantic Ocean : geophysical evidence. *Tectonics*, **19-5**, 919-942.
- Whitmarsh, R.B., Manatschal, G. & Minshull, T.A., 2001.** Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, **413**, 150–154.
- Whitmarsh, R.B., and Wallace, P.J., 2001.** The rift-to-drift development of the West Iberia nonvolcanic continental margin: a summary and review of the contribution of Ocean Drilling Program Leg 173. Beslier M.O., Whitmarsh R.B., Wallace P.J. and Girardeau J. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **173**, 1-36.
- Williams, B.G. and Hubbard, R.J., 1984.** Seismic stratigraphic framework and depositional sequences in the Santos Basin Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **1**, 90-104.
- Williams, S. E., Whittaker J. M., and Müller R. D., 2011.** Full-fit, palinspastic reconstruction of the conjugate Australian-Antarctic margins, *Tectonics*, **30**, TC6012.
- Wilson, R. C. L., Manatschal, G., and Wise, S., 2001.** Rifting along non-volcanic passive margins: Stratigraphic and seismic evidence from the Mesozoic successions of the Alps and western Iberia. In: Wilson, R. C. L., Whitmarsh, R. B., Taylor B., and Froitzheim N., Non-volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence From Land and Sea: *Geological Society, London, Special Publications*, **187**, 429–452.
- Winterer, E.L., Gee, J.S., and Van Waasbergen, R.J., 1988.** The source area for lower cretaceous clastic sediments of the Galicia margin: geology and tectonic and erosional history. Boillot G., Winterer E.L. et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **103**, 697-732.
- Zalán, P.V., Severino, M.C.G, Rigoti, C.A., Magnavita1, L.P., de Oliveira, J.A.B., and Roessler Vianna, A., 2011.** An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of a South Atlantic Passive Margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil. *Search and Discovery Article #30177 (2011)*.
- Zelt, C.A., Sain, K., Naumenko, J.V. & Sawyer, D.S., 2003.** Assessment of crustal velocity models using seismic refraction and reflection tomography: *Geophysical Journal International*, **153**, 609–626.

ANNEXES

How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin

Emilie Sutra and Gianreto Manatschal

IPGS-EOST (Institut de Physique du Globe de Strasbourg–Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre), Université de Strasbourg-CNRS, 1 rue Blessig 67084 Strasbourg-Cedex, France

ABSTRACT

The discovery of hyperthinned continental crust and exhumed mantle on present-day deep-water rifted margins leads to two fundamental questions: (1) in detail, how does the crust thin in extension, and (2) what controls extreme crustal thinning and mantle exhumation? Reflection and refraction seismic lines across the Iberian margin show decoupling levels in the crust cut by structures that eventually transfer deformation to mantle levels. The region of decoupled extension appears to be more broadly distributed on the northern Iberian margin and more localized on the southern margin. Based on drill hole data, the transition from decoupled to coupled deformation occurred during Tithonian time (ca. 145 Ma). This evolution from decoupled to coupled deformation may help explain the crustal architecture of the Iberian margin. An apparent delay of subsidence across the hyperextended coupled zone of the Iberian margin may indicate that crustal thinning had to occur simultaneously with lithospheric necking and the advection of heat related to lithospheric mantle thinning.

INTRODUCTION

Refraction seismic surveys along deep-water rifted margins and failed continental rifts show that, in a number of cases, the crust is much more thinned than had been previously thought (e.g., Rockall Trough west of the UK, Orphan Basin offshore Newfoundland, Porcupine Basin offshore Ireland, and Møre Basin offshore Norway; Lundin and Doré, 2011). Exactly how the crust thinned is not well understood due to the lack of drill hole data penetrating the deepest parts of rifted margins. In this paper we use the Iberia margin, which is at present the only deep-water rifted margin where drilling has recovered basement rocks (Ocean Drilling Program, ODP Legs 103, 149, and 173) to understand what controls extreme crustal thinning and mantle exhumation. Moreover, the lack of salt and minor synrift to postrift magmatism enables us to image the crustal structure of the deepest parts of this rifted margin.

Huismans and Beaumont (2008) showed that, depending on the initial rheology and strain rate, crustal thinning may occur in a variety of ways, which may help to explain the different crustal architectures observed at present-day rifted margins. For the Iberia margin, Brun and Beslier (1996), Reston (2007), and Ranero and Pérez-Gussinyé (2010) proposed models that suggest that crustal thinning is (1) related to crustal flow, (2) produced by polyphase faulting, which helps to mask evidence of earlier extension events, or (3) related to sequential brittle faulting in which the crust is thinned by laterally migrating fault activity. Despite their differences, all three models include key observations that characterize the Iberia margin. Based on new and existing seismic, gravity, and well data, we discuss the

structural style, timing, and controls on extreme crustal thinning along the Iberia margin.

DATA USED IN THIS STUDY

The western Iberia margin is considered the type example of a magma-poor rifted margin. This is due to the high density and quality of refraction and reflection seismic data and drill hole data, all of which were used in this study (Fig. 1). We selected two key seismic lines; a

new seismic reflection line across the southern Iberia Abyssal Plain, courtesy of TGS-NOPEC Geophysical Company (TGS), and to the north, a second reflection line from the Galicia Bank (Iberia Seismic Experiment, ISE1) (Figs. 1–3). A third seismic line is shown in Figure DR1 in the GSA Data Repository¹.

CRUSTAL STRUCTURE AND THE TIMING OF CRUSTAL THINNING

The architecture and bulk thinning of the continental crust across the Iberia margin are well imaged in the ISE1 (Iberia Seismic Experiment) and IAM9 (Iberian-Atlantic Margin) seismic refraction sections (Zelt et al., 2003; Dean et al., 2000; Fig. 2). Assuming that the surface of the continental crust is conserved during rifting, the amount of total extension can be determined by restoring the section back to its initial crustal thickness (Fig. 2). Such a simple restoration assumes that: (1) the top of basement can be identified and represents the top of a crystalline crust, (2) the crust had an homogeneous thickness and was thermally equilibrated before the onset of rifting, (3) velocities of ~7.9 km s⁻¹ correspond to the mantle, and (4) the crust did not thin or thicken by processes other than extensional deformation (i.e., assuming that magmatic additions, serpentinization, or erosion were not important).

In the ISE1 and IAM9 seismic refraction sections (Fig. 2), the top of the crystalline basement can be identified. Based on the work of Dean et al. (2000) we can also identify the crust-mantle boundary and thus Moho topography. The petrological crust-mantle boundary corresponds to strong reflections, the H reflection in the abyssal plain and the S reflection in the deep Galicia margin (Reston et al., 1996). Mapping these reflections enables us to define the oceanward limit of continental crust (Fig. 3). The lack of evidence for both significant magmatic underplating and for surface erosion confirms that the observed crustal thickness shown in Figure 2 is primarily related to extensional deformation. A key observation is that the zone of decoupled

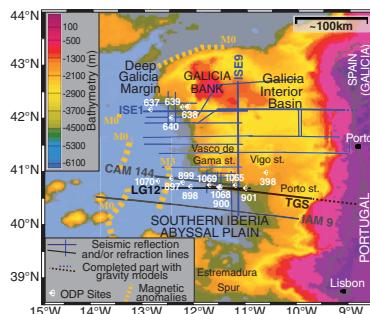


Figure 1. Bathymetric map of Iberia margin with location of principal lines and drill hole data discussed herein. Reflection seismic lines: Iberia Seismic Experiment, ISE (blue lines) (Henning et al., 2004), LG12 (Beslier, 1996), CAM 144 (Discovery 215 Working Group, 1998), and TGS line (courtesy of TGS-NOPEC Geophysical Company, Norway). Refraction seismic lines: ISE1 (Zelt et al., 2003; same trace as ISE1 reflection line), and IAM9 (Dean et al., 2000; parallel to TGS reflection line). Numbers refer to Ocean Drilling Program (ODP) drill holes: Sites 637, 638, 639, 640, and 641 (ODP Leg 103; Boillot et al., 1987), Sites 898, 900, 901 (ODP Leg 149; Sawyer et al., 1994), and Sites 1065, 1067, 1068, 1069 (ODP Leg 173; Whitmarsh et al., 1998).

¹GSA Data Repository item 2012039, seismic reflection line ISE9 and an interpretation of this north-south-oriented line showing a similar crustal structure as the east-west-directed lines, is available online at www.geosociety.org/pubs/ft2012.htm, or on request from editing@geosociety.org or Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA.

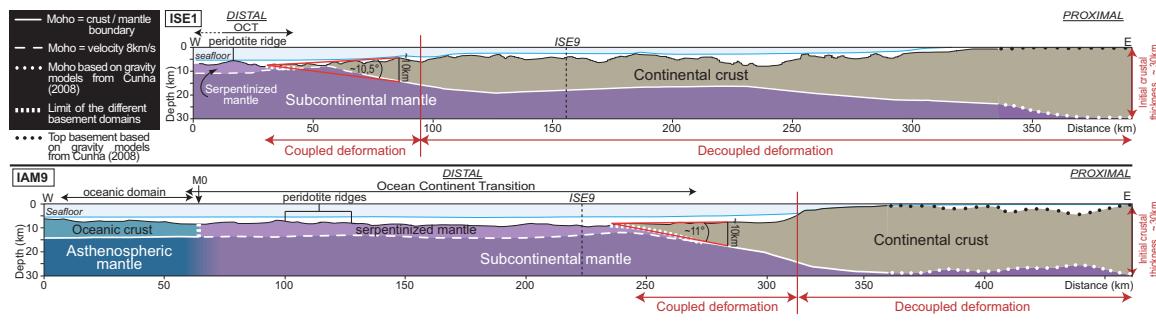


Figure 2. Seismic refraction lines ISE1 (above; from Zelt et al., 2003) and IAM9 (below; Dean et al., 2000). Lines show architecture of continental crust and zones of decoupled or coupled deformation. Angle of crustal wedge at oceanward termination of crust is indicated in red. OCT—ocean-continent transition.

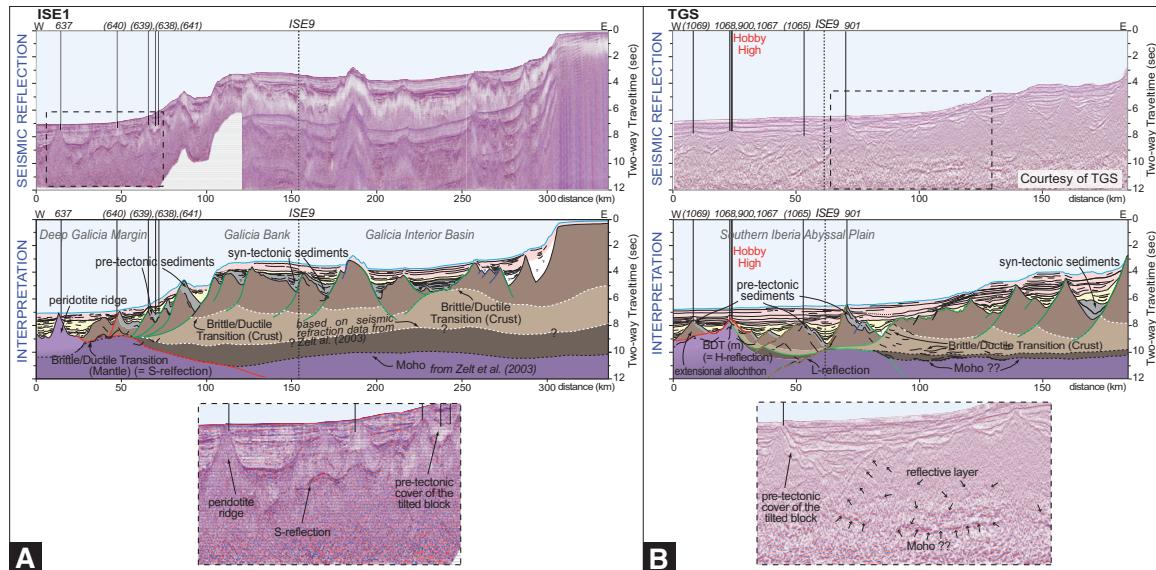


Figure 3. Seismic reflection lines and interpretations. A: ISE1 line (Egan and Meredith, 2007). B: TGS line (courtesy of TGS-NOPEC Geophysical Company, Norway). Sedimentary units were defined using Ocean Drilling Program (ODP) drilling results and seismic facies correlations based on the work of Péron-Pinvidic et al. (2007) and Alves et al. (2006). BDT—brittle to ductile transition.

extension, accommodating crustal deformation in the ductile layer of the crust, is widely distributed in the ISE1 seismic section and narrowly distributed in the IAM9 seismic section, thus showing significant variations in width and total extension along strike. In contrast, the width of the brittle crustal wedge in the distal margin is surprisingly constant along the entire margin (Figs. 2 and 4).

The TGS seismic line shown in Figure 3B is one of the rare seismic sections where the syntectonic stratigraphy can be mapped in the proximal margin and has been drilled at various locations along the hyperextended distal margin. Studies by Alves et al. (2006) showed that the syntectonic

sequence in the proximal margin can be defined by growth structures dated as early Oxfordian to Berriasian. In contrast, time-equivalent units drilled in the distal part of the section (ODP Sites 901 and 1065) are clearly pre-tectonic, whereas the units showing growth structures have been dated as Berriasian to Aptian (e.g., unit A of Péron-Pinvidic et al., 2007). The syntectonic interval is thus diachronous and younger in the distal margin. Moreover, as shown by Péron-Pinvidic et al. (2007), the syntectonic sequence in the distal margin overlies exhumed crustal and mantle rocks, indicating that the crust had to be substantially thinned in the brittle regime when this sequence was deposited (Péron-Pinvidic and

Manatschal, 2009). These observations suggest that major thinning of the crust had to occur during or shortly after the Tithonian. Without drill hole data and only based on classical uniform rift models, the synrift sequences in the distal margin would have been interpreted as early Oxfordian to Berriasian, which is the age determined along the proximal margin (Alves et al., 2006).

STRUCTURES RELATED TO CRUSTAL THINNING

In the southern seismic section (TSG line, Fig. 3B), reflective layers between 9 and 10 s (two-way traveltimes) can be observed beneath upper crustal tilted blocks in both the proximal

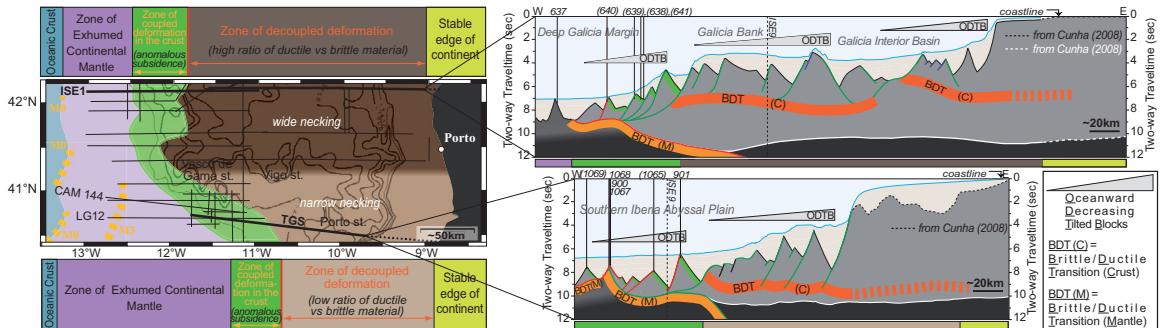


Figure 4. Map showing different structural zones across northwestern Iberia margin and two sections across the northern and southern parts of map showing main structural architecture along margin. Occurrence of structurally well-defined zone (in green) of constant width along distal margin, corresponding to transition from decoupled to coupled deformation and showing an anomalous subsidence history (see text), contrasts with zone of variable extension (wide in north and narrow in south) in proximal part of margin.

and distal margins. The size of the upper crustal blocks decreases oceanward, resulting in a smoother top of basement topography. In the proximal margin, the high-angle faults bounding the tilted blocks do not displace the lower crustal reflective layers (Fig. 3B). Therefore, we interpret the top of the reflective layer in Figure 3B as a brittle to ductile transition located within the mid-lower crust (BDT_c) (Fig. 3B). Oceanward, the reflective layer (BDT_c) approaches the top of the basement and is eventually truncated by strong, concave-downward reflectors. Along this reflector, the upper brittle crust wedges out and deeper crustal levels are exhumed and onlapped by sediments. This observation suggests the existence of a top of basement detachment fault responsible for the exhumation of the BDT_c and the thinning of the crust to <10 km. Further oceanward, another strong reflector (H) occurs beneath tilted blocks (e.g., ODP Site 1065), but rises beneath Hobby High, where it intersects the top of the basement (Fig. 3B). Drilling of lower crustal rocks in the hanging-wall block (ODP Sites 900 and 1067) and serpentinized mantle in the footwall block (ODP Site 1068) indicates that the H reflector corresponds to the top of serpentinized mantle. Because high-angle faults bounding the tilted blocks between Site 1065 and Hobby High sole out in the H reflector, we interpret this reflection as a brittle ductile transition in the mantle (BDT_m) (Fig. 3).

In the ISE1 seismic section on the north Iberia margin, the structures related to crustal thinning are not well imaged (Fig. 3A). However, an oceanward decrease in the size of the tilted blocks, with two distinct, abrupt transitions, is observed and analogous with the TGS section. We interpret the decrease in block size as related to structures that cut and exhume intracrustal decoupling levels (e.g., BDT_c) and eventually transfer deformation into the mantle (e.g., BDT_m).

BDT_m), leading to eventual mantle exhumation at the seafloor (Fig. 4).

Thus, despite the different total amount of extension accommodated along the two seismic lines shown in Figures 2 and 3, the structures related to thinning are comparable. Moreover, both seismic lines are characterized by exhumed serpentinized mantle (see ODP Sites 637 and 1068) and strong reflections representing the crust-mantle boundary (e.g., H and S reflections; Reston et al., 1996) (Fig. 3).

DISCUSSION

Based on drill hole, refraction, and reflection seismic data from the Iberia margin, we show that the architecture and strain distribution related to crustal thinning change over relatively short distances along the margin (Fig. 4). Our observations show that major mappable structural boundaries correspond to the location where structures cut and exhume decoupling levels in the crust (e.g., BDT_c) and eventually transfers deformation to deeper levels in the mantle (e.g., BDT_m ; Fig. 4). In the TGS and ISE1 seismic sections (Fig. 3), this occurs at the location where the BDT_c is exhumed from beneath tilted upper crustal blocks and where a new cycle of oceanward-decreasing tilted blocks initiates (ODTB, Fig. 4). Each of these cycles terminates with the exhumation of former decoupling horizons (e.g., BDT in Fig. 4). The major difference between the two seismic sections is related to the total amount of extension necessary to eliminate or “thin out” ductile layers in the crust. Therefore, a likely candidate to control extension width and total amount of extension leading to mantle exhumation is the relative ratio of brittle and ductile layers in the crust before the onset of rifting. This ratio depends mainly on the thermal, compositional, or structural inheritance of the crust, which in the case of the Iberia margin is controlled by

the Variscan orogeny (Díaz and Gallart, 2009). Deformation during final mantle exhumation depends mainly on the accessibility of fluids driving mantle serpentinization (Cannat et al., 2009) and results in a new decoupling horizon at the top of the mantle (e.g., BDT_m in Fig. 4).

Our observations show that sequential faulting as described by Ranero and Pérez-Gussinyé (2010) may occur and can explain partly the evolution of the Iberia margin. Thinning, exhumation, and cooling of ductile levels (BDT in Fig. 4) during rifting eventually limits their capacity to decouple deformation and results in a transfer of brittle deformation to deeper crustal and mantle levels. This evolution from decoupled to coupled deformation is initially dependent on the inherited crustal structure and may explain the crustal architecture of magma-poor rifted margins. On a smaller scale, deformation in the brittle layers may be more complex, and polyphase brittle faulting may explain deformation at a subseismic scale (e.g., Reston, 2007). On a larger scale, the major control on extension in the crust is the presence of ductile layers and their interactions with brittle layers (as discussed by Brun and Beslier, 1996). However, in contrast to their model, the rheological evolution of these layers in magma-poor rifted margins depends, in particular during final rifting, on the access of fluids leading to the serpentinization and weakening of the uppermost mantle. On the scale of the Iberia margin, Whitmarsh et al. (1990) suggested the occurrence of a transform fault separating the more extended northern part (Galicia Bank) from the less extended southern part (Iberia Abyssal Plain). However, this interpretation appears to be inconsistent with our data, in which there is no evidence for such structures (see Fig. DR1). The observation that the coupled deformation extends along the entire margin without showing changes in width argues against a transform fault system (Fig. 4).

However, how the strain is accommodated between domains of variable extension (e.g., northern and southern domains in Fig. 4) is as yet unclear.

Another still controversial point is related to the paleo-water depth of hyperextended domains. Although the Tithonian shallow-marine carbonates drilled at ODP Sites 639D are currently at a depth consistent with the limited thickness of underlying crust, their shallow depositional environment suggests that major subsidence postdated major crustal thinning. Hypothesizing the existence of dynamic topography to explain this delay, as proposed by Crosby et al. (2008), is rejected since there is no evidence for concomitant uplift and erosion of the proximal margins. Therefore, we assume that major crustal thinning was linked with depth-dependent thinning of the lithospheric mantle relative to the crust (Kusznir and Karner, 2007; Huismans and Beaumont, 2011). Thus, in contrast to previous models, we propose that progressive weakening of the mantle by lithospheric thinning and serpentinization may control the observed localization and migration of deformation toward the area of final breakup.

CONCLUSION

We investigated drill hole data and seismic reflection and refraction sections across the northwest Iberia margin in order to understand where, when, and how the crust underwent extreme crustal thinning. Along the two sections presented in this study, rifting overprints thermally equilibrated Variscan lithosphere and results in exhumation of the subcontinental mantle. Despite these similarities, the two sections look surprisingly different, especially in terms of width. Based on mapping structures that cut intracrustal decoupling levels (e.g., BDT_c ; Fig. 4) and ultimately transfer deformation into the mantle, we were able to distinguish between decoupled and coupled extension on a crustal scale. The most interesting observation is that the decoupled extension phase varies significantly in width and total extension along the margin, while the coupled brittle phase is nearly the same along the margin. This leads to the conclusion that the different domains can characterize magma-poor rifted margins, which in turn are related to the tectonic and therefore rheological evolution of the margin. Key factors in controlling this evolution are the initial thermal state, inherited composition, and the access of fluids during the final stages of rifting.

ACKNOWLEDGMENTS

We acknowledge TGS-NOPEC Geophysical Company (Norway) for permission to publish the TGS seismic reflection line. We thank Patrick Unternehr, Garry Karner, Chris Johnson, Marco Beltrando, and Patience Cowie for their comments on this work, and Per Terje Osmundsen, Tim Minshull,

and an anonymous reviewer for their constructive reviews. This work was supported by Total.

REFERENCES CITED

- Alves, T.M., Moita, C., Sandnes, F., Cunha, T., Monteiro, J.H., and Pinheiro, L.M., 2006, Mesozoic-Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 90, p. 31–60.
- Beslier, M.O., 1996, Data report: Seismic line LG12 in the Iberia Abyssal Plain, in Whitmarsh, R.B., et al., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, Volume 149: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 737–739, doi:10.2973/odp.proc.sr.149.257.1996.
- Boillot, G., and 22 others, 1987, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial reports, Volume 103: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, doi:10.2973/odp.proc.ir.103.1987.
- Brun, J.P., and Beslier, M.-O., 1996, Mantle exhumation at passive margins: Earth and Planetary Science Letters, v. 142, p. 161–173, doi:10.1016/0012-821X(96)00080-5.
- Cannat, M., Manatschal, G., Sauter, D., and Péron-Pinvidic, G., 2009, Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges?: Comptes Rendus Geoscience, v. 341, p. 406–427, doi:10.1016/j.crte.2009.01.005.
- Crosby, A., White, N., Edwards, G., and Shillington, D.J., 2008, Depth, age and dynamic topography of oceanic lithosphere beneath heavily sedimented Atlantic margins: Earth and Planetary Science Letters, v. 273, p. 214–226, doi:10.1016/j.epsl.2008.06.039.
- Cunha, T., 2008, Gravity anomalies, flexure, and the thermal and mechanical evolution of the West Iberia Margin and its conjugate of Newfoundland [Ph.D. thesis]: Oxford, UK, Oxford University, 44 p.
- Dean, S.M., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B., and Louden, K.E., 2000, Deep structure of the ocean-continent transition in the Southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20' N: Journal of Geophysical Research, v. 105, p. 5859–5885, doi:10.1029/1999JB900301.
- Díaz, J., and Gallart, J., 2009, Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: A new compilation of deep seismic sounding results: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 173, p. 181–190, doi:10.1016/j.pepi.2008.11.008.
- Discovery 215 Working Group, 1998, Deep structure in the vicinity of the ocean-continent transition zone under the southern Iberia Abyssal Plain: Geology, v. 26, p. 743–746, doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0743:DSITVO>2.3.CO;2.
- Egan, S.S., and Meredith, D.J., 2007, A kinematic modeling approach to lithosphere deformation and basin formation: Application to the Black Sea, in Karner, G.D., et al., eds., Imaging, mapping and modelling continental lithosphere extension and breakup: Geological Society of London Special Publication 282, p. 173–198, doi:10.1144/SP282.9.
- Henning, A.T., Sawyer, D.S., and Templeton, D.S., 2004, Exhumed upper mantle within the ocean-continent transition of the northern West Iberia margin: Evidence from prestack depth migration and total tectonic subsidence analyses: Journal of Geophysical Research, v. 109, B05103, doi:10.1029/2003JB002526.
- Huismans, R.S., and Beaumont, C., 2008, Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension: Geology, v. 36, p. 163–166, doi:10.1130/G24231A.1.
- Huismans, R.S., and Beaumont, C., 2011, Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins: Nature, v. 473, p. 74–78, doi:10.1038/nature09988.
- Kusznir, N.J., and Karner, G.D., 2007, Continental lithospheric thinning and breakup in response to upwelling divergent mantle flow: Application to the Woodlark, Newfoundland, and Iberia margins, in Karner, G.D., et al., eds., Imaging, mapping, and modelling continental lithosphere extension and breakup: Geological Society of London Special Publication 282, p. 389–419, doi:10.1144/SP282.16.
- Lundin, E.R., and Doré, A.G., 2011, Hyperextension, serpentinization, and weakening: A new paradigm for rifted margin compressional deformation: Geology, v. 39, p. 347–350, doi:10.1130/G31499.1.
- Péron-Pinvidic, G., and Manatschal, G., 2009, From microcontinents to extensional allochthons: Witnesses of how continents rift and break apart?: Petroleum Geoscience, v. 16, p. 189–197, doi:10.1144/1354-079309-903.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T.A., and Dean, S., 2007, Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia–Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history: Tectonics, v. 26, TC2011, doi:10.1029/2006TC001970.
- Ranero, C.R., and Pérez-Gussinyé, M., 2010, Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins: Nature, v. 468, p. 294–299, doi:10.1038/nature09520.
- Reston, T.J., 2007, Extension discrepancy at North Atlantic nonvolcanic rifted margins: Depth-dependent stretching or unrecognized faulting?: Geology, v. 35, p. 367–370, doi:10.1130/G23213A.1.
- Reston, T.J., Krawczyk, C.M., and Klaeschen, D., 1996, The S reflector west of Galicia (Spain): Evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup: Journal of Geophysical Research, v. 101, p. 8075–8091, doi:10.1029/95JB03466.
- Sawyer, D.S., and 27 others, 1994, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial reports, Volume 149: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, doi:10.2973/odp.proc.ir.149.1994.
- Whitmarsh, R.B., Miles, P.R., and Mauffret, A., 1990, The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia, I. Crustal structure at 40°30'N: Geophysical Journal International, v. 103, p. 509–531, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb01788.x.
- Whitmarsh, R.B., and 25 others, 1998, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial reports, Volume 173: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, doi:10.2973/odp.proc.ir.173.1998.
- Zelt, C.A., Sain, K., Naumenko, J.V., and Sawyer, D.S., 2003, Assessment of crustal velocity models using seismic refraction and reflection tomography: Geophysical Journal International, v. 153, p. 609–626, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01919.x.

Manuscript received 30 August 2011
Manuscript accepted 16 September 2011

Printed in USA

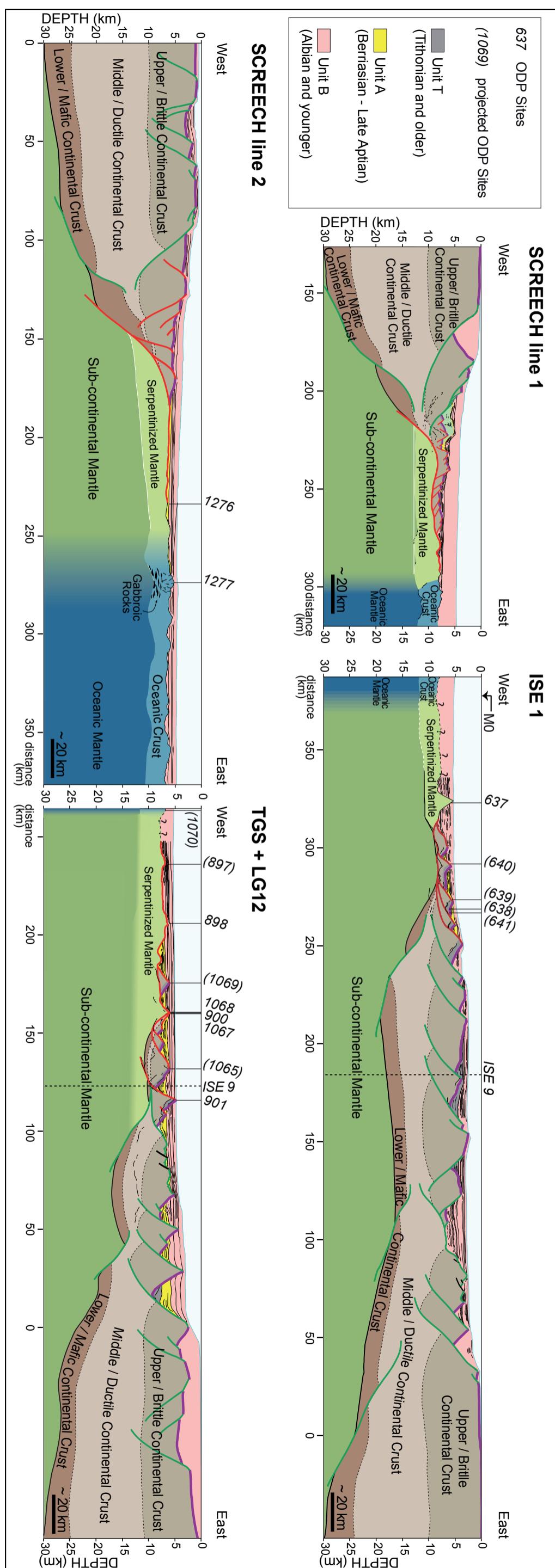


Figure 2, Chapitre 2 - Article n° 2, p. 69

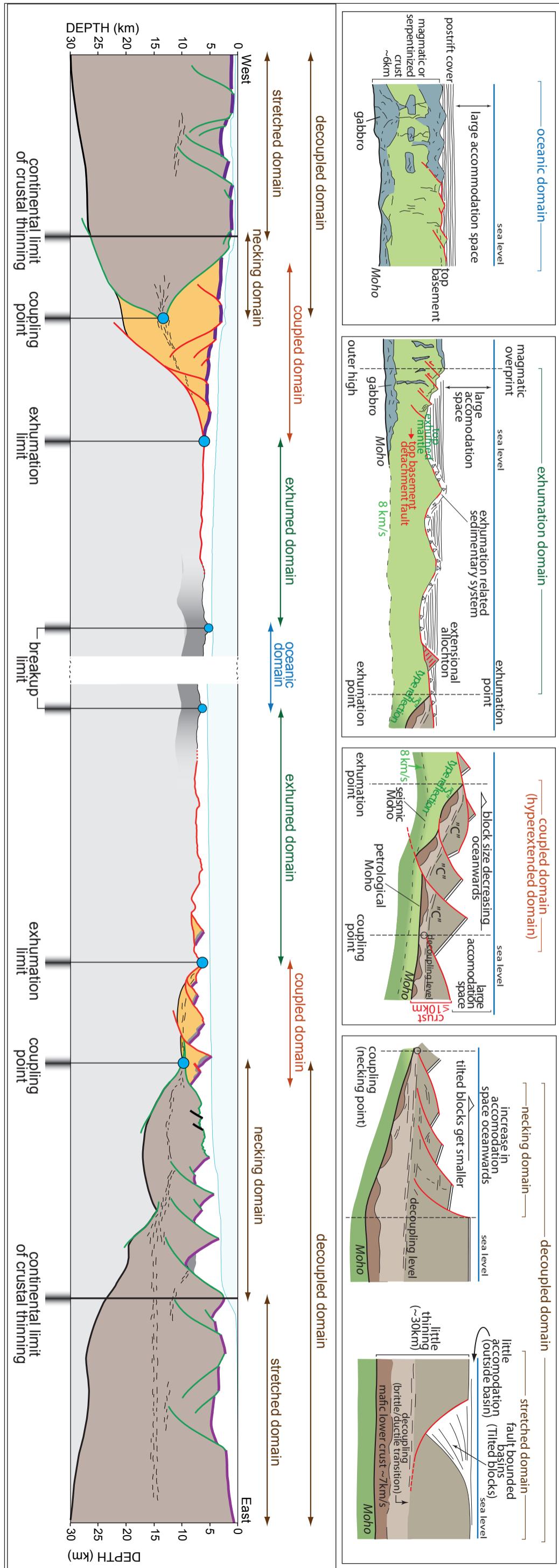


Figure 3, Chapitre 2 - Article n° 2, p. 75

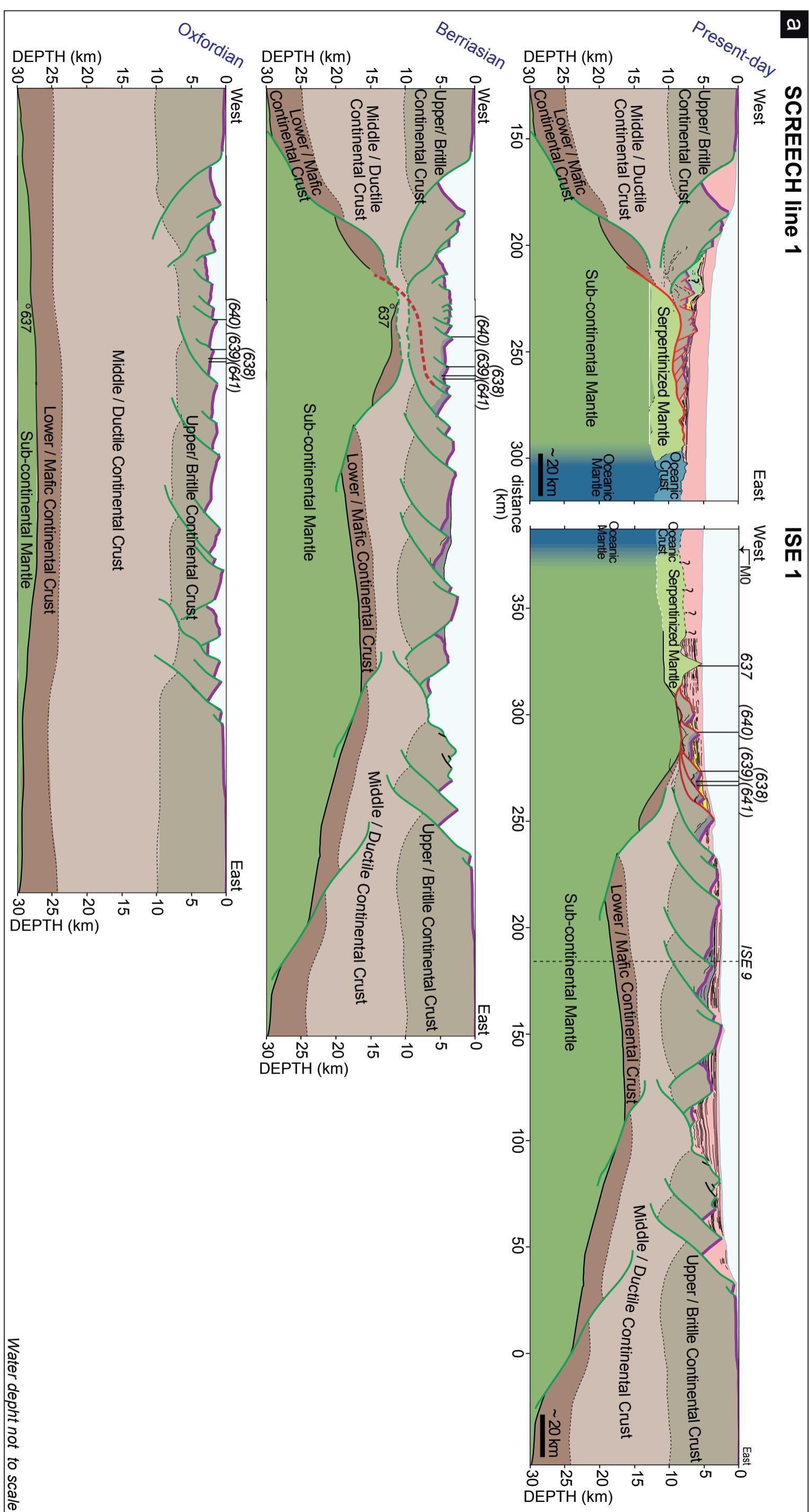


Figure 6a, Chapitre 2 - Article n° 2, p.89

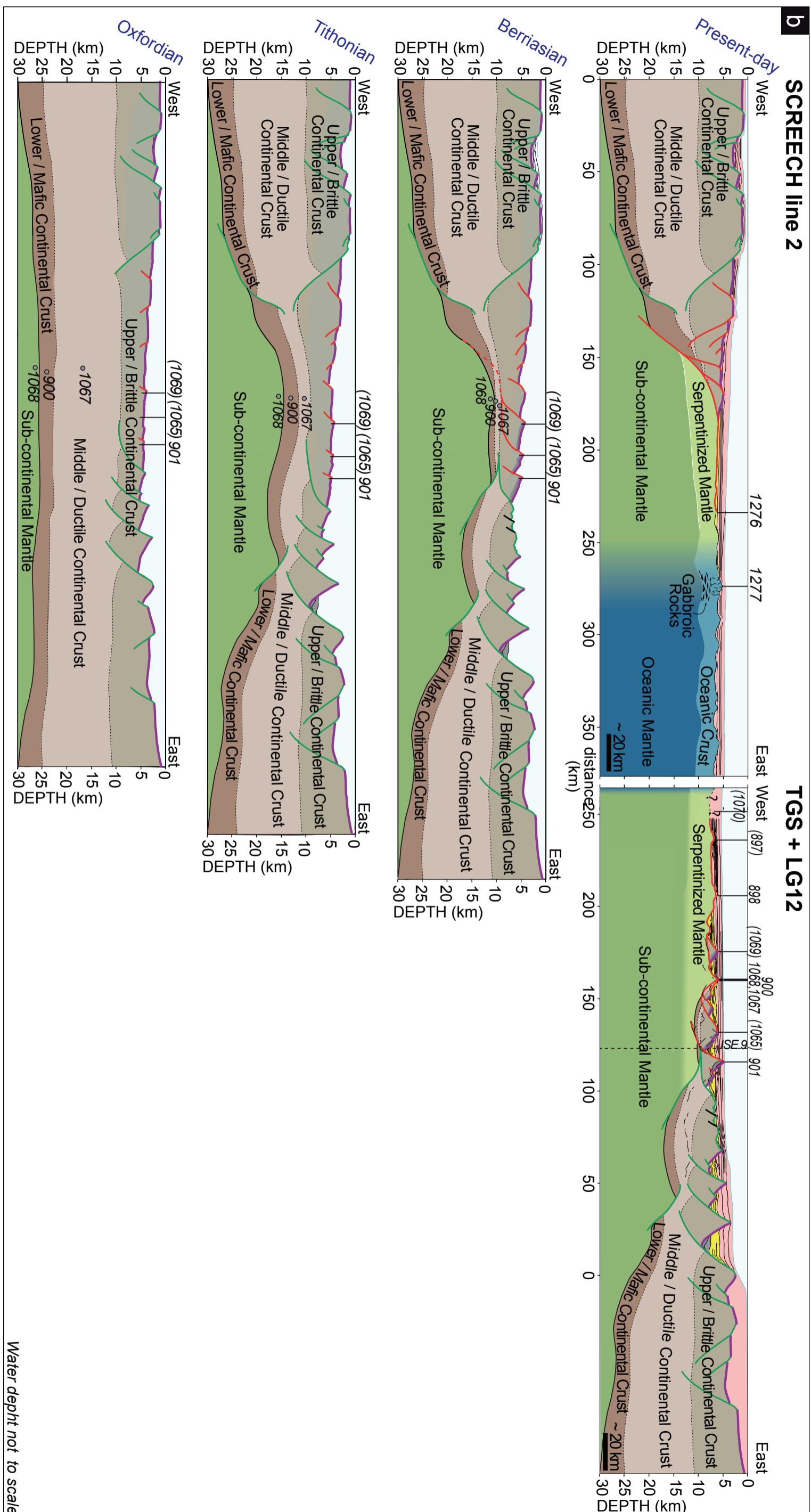


Figure 6b, Chapitre 2 - Article n° 2, p. 90

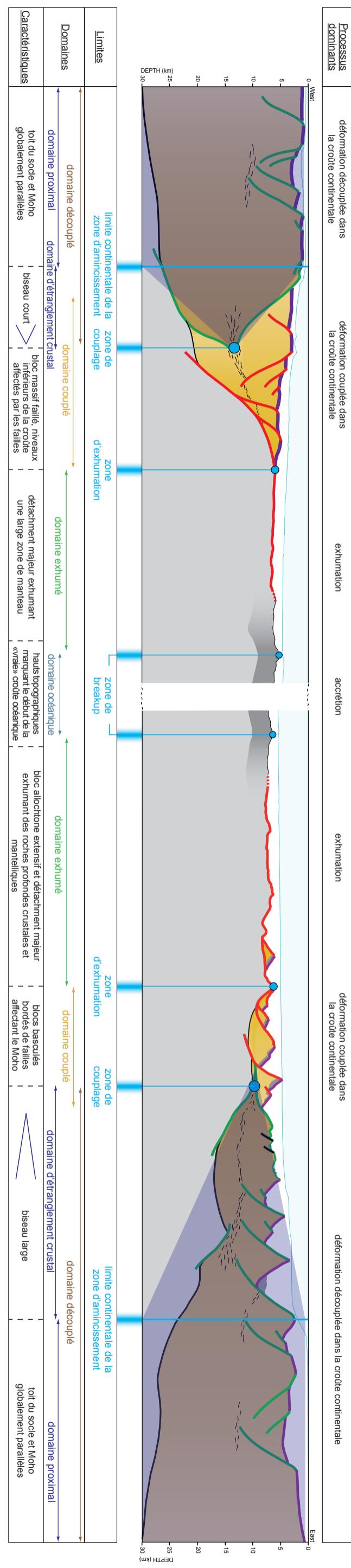


Figure 1, Chapitre 3 - Discussion, p. 169

RÉSUMÉ

Au cours des vingt dernières années, les nombreuses découvertes réalisées dans les marges passives peu magmatiques profondes ont montré la nature complexe de ces dernières. Cependant les processus permettant l'accommodation de l'extension lithosphérique qui les affecte et étant à l'origine de leur architecture particulière, sont encore incompris. Le travail de thèse présenté dans ce manuscrit a eu pour but de caractériser la déformation extensive subie par les marges passives peu magmatiques au cours de leur évolution. Pour cela deux grands couples de marges passives conjuguées, contrastant par leur niveau de contraintes actuelles très inégal, ont été considérés : les marges Ibérie-Terre Neuve de l'Atlantique Nord et les marges brésilienne et ouest-africaine de l'Atlantique Sud.

Les résultats de ce travail ont ainsi montré l'importance de la caractérisation des marges passives peu magmatiques et plus particulièrement de la déformation extensive qui les affecte, par un certain nombre d'éléments fondamentaux. L'identification systématique de ces éléments par des méthodes d'observation aussi bien directe (imagerie sismique) qu'indirecte (méthodes potentielles), a permis de définir quatre grands domaines et trois limites majeures. Le concept nouveau développé au cours de cette thèse a été de décrire ces domaines et limites à travers l'évolution spatio-temporelle des marges et d'avoir pu caractériser et quantifier la déformation associée à ces domaines. Cette approche nous a alors permis de proposer une inversion cinématique des marges Ibérie-Terre Neuve à l'échelle du rift et de tester ce nouveau concept le long des marges brésilienne et ouest-africaine.

Cette étude montre le rôle crucial du niveau découpant intra-crustal contrôlant la déformation extensive. L'interaction des horizons cassants et ductiles de la croûte continentale au cours du rifting est un processus complexe, à considérer en trois dimensions et contrôlé par l'héritage structural, thermique et compositionnel. La compréhension et la prédiction de l'évolution des marges passives restent dépendantes de la compréhension spatiale et temporelle des interactions complexes entre l'héritage et les processus de rifting.

ABSTRACT

The numerous discoveries realized in deep water, magma-poor rifted margins in the last two decades demonstrated the complex nature of these margins. However the processes enabling to accommodate the lithospheric extension and controlling the structural architecture are yet poorly understood.

The aim of this PhD thesis was to characterize the extensional deformation in time and space along magma-poor rifted margins. Two major couples of conjugated rifted margins were investigated: the Iberia-Newfoundland rifted margins in the North Atlantic, and the Brazilian and West-African rifted margins in the South Atlantic. These margins are unequally constrained due to their different type and quality of data.

The results of this thesis highlight the importance to characterize the architecture of magma-poor rifted margins and the underlying extensional deformation by defining the building blocks of these margins. The systematic identification of these blocks either by direct observations (seismic images) or by indirect methods (potential methods) allowed four domains and three major limits to be defined. The major new concept developed in this study was to describe these domains and limits as part of the temporal and spatial evolution of the margins and to be able to characterize and quantify the deformation associated with these domains. This approach enabled us to propose a kinematic inversion of the Iberia-Newfoundland rift system and to test this new concept along the Brazilian and West-African rifted margins. Of major importance in the study of rifted margins is the role and evolution of intra-crustal decoupling horizons that control the extensional deformation. The interaction between brittle and ductile layers during rifting is complex, highly 3D and controlled by the structural, thermal, and compositional inheritance. Unraveling the complex interactions between inheritance and rifting processes in time and space appears essential to understand and predict the evolution of rifted margins.