



HAL
open science

Mécanismes de déformation post-rifting des marges passives. Exemple des marges péri-atlantiques et modélisation

Marie Leroy

► **To cite this version:**

Marie Leroy. Mécanismes de déformation post-rifting des marges passives. Exemple des marges péri-atlantiques et modélisation. Tectonique. Université Rennes 1, 2004. Français. NNT : . tel-00008495

HAL Id: tel-00008495

<https://theses.hal.science/tel-00008495>

Submitted on 15 Feb 2005

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° ORDRE

de la thèse : **3073**

THÈSE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

pour obtenir

le grade de : **DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1**

Mention : Sciences de la Terre

PAR

Marie LEROY

Équipe d'accueil : **Géosciences Rennes UMR 6118 CNRS**

École doctorale : **Sciences de la Matière**

Composante universitaire : **U.F.R. Structure et Propriétés de la Matière**

**MECANISMES DE DEFORMATION POST-RIFTING DES
MARGES PASSIVES**

Exemple des marges péri-atlantiques et modélisation

SOUTENUE LE 22 octobre 2004 devant la commission d'Examen

COMPOSITION DU JURY :

Mary FORD : CRPG Nancy – Rapporteur

Michel GUIRAUD : Université de Bourgogne – Rapporteur

Jean-Pierre BRUN : Université de Rennes 1 – Examineur

Thierry NALPAS : Université de Rennes 1 – Examineur

Michel RABINOWICZ : Observatoire Midi-Pyrénées – Examineur

Olivier DAUTEUIL : Université de Rennes 1 – Directeur de thèse

Table des matières

Introduction générale	I
Problématique	3
L'évolution classique et la topographie actuelle des marges passives	3
i.1 Formation et évolution d'une marge passive	4
i.1.1 La formation d'une marge passive	4
i.1.2 Evolution thermique d'une marge passive	5
i.1.3 Implications sur la topographie des marges, et son évolution théorique dans le temps	6
i.1.4 La tectonique salifère : déformation reconnue sur certaines marges passives	7
i.2 Topographie actuelle des marges passives et problème posé	8
i.2.1 Constatation d'une topographie élevée	8
i.2.2 Hypothèses d'origine des topographies élevées	10
i.2.3 Problématique de la thèse	11
i.3 Cadre de l'étude : l'océan Atlantique	11
i.3.1 La formation des marges passives de l'océan Atlantique	11
i.3.2 Marges volcaniques et non volcaniques	12
PARTIE I	15
MISE EN EVIDENCE DE DEFORMATIONS POST-RIFTING SUR LES MARGES PASSIVES	15
Introduction	17
Chapitre 1	19
La surrection des marges passives après leur formation	19
1.1 Les minéraux : indicateurs de dénudation	20
1.1.1 L'analyse des traces de fission sur apatite	20
1.1.2 Les isotopes cosmogéniques	25
1.2 Indications géomorphologiques	26
1.2.1 L'incision des marges passives	26
1.2.2 Les plages soulevées	29
1.2.3 Autres études géomorphologiques	30
1.3 Apport d'autres études	33
1.3.1 L'exhumation	33
1.3.2 Observations dans les bassins sédimentaires	33
1.4 Observation indirecte de surrection déduite des modèles d'ajustement isostatique des glaces	33

1.5	Conclusion	35
Chapitre 2	37
Impact des mouvements verticaux sur les systèmes sédimentaires	37
2.1	Influence de la surrection sur les réseaux hydrographiques	37
2.1.1	Modifications des réseaux de drainage.....	38
2.1.2	Influence de ces modifications de drainage sur les bassins offshore.....	47
2.2	Influence de la dénudation sur les apports dans les bassins sédimentaires.....	50
2.2.1	Influence du soulèvement sur la quantité d'apports sédimentaires et ses effets dans les bassins	50
2.2.2	Relations dénudation et sédimentation	54
2.3	Implications sur la tectonique salifère	57
2.4	Conclusion.....	59
Chapitre 3	61
Raccourcissement horizontal post-rift des marges passives	61
3.1	Introduction.....	61
3.2	Article	61
	"Evidence for post break-up shortening on Atlantic passive margins".....	63
3.3	Analyse complémentaire: la réactivation de structures pré-existantes	83
3.3.1	Autres déformations compatibles avec un régime compressif	83
3.3.2	Réactivation de failles pré-existantes	85
3.4	Conclusion.....	89
Chapitre 4	91
Etude des déformations post-breakup de Namibie sur le terrain et en laboratoire.....		91
4.1	Présentation géologique de la Namibie.....	91
4.2	Secteur du bassin d'Etosha	94
4.2.1	Présentation et objectifs de l'étude.....	94
4.2.2	Altimétrie au GPS différentiel dans le secteur du pan d'Etosha.....	94
4.2.3	Etude complémentaire à partir d'un Modèle Numérique de Terrain	100
4.2.4	Analyse critique de l'étude et autre interprétation	103
4.3	Déformation des basaltes mésozoïques d'Etendeka	103
4.3.1	Interpolation de la base et du sommet des basaltes d'Etendeka	104
4.3.2	Interprétation	104
4.3.3	Grabens de Windhoek	106
4.4	Dépôts cénozoïques de la Skeleton Coast.....	107
4.4.1	Canyon de la rivière Uniab.....	107
4.4.2	Les surfaces de déflation : d'anciennes surfaces de plages ?	109
4.4.3	Surfaces planes abrasées.....	111
4.5	Autres indices de déformation relevés.....	112
4.5.1	Incision de canyons	112
4.5.2	Lineaments visibles sur images Landsat.....	113
4.6	Conclusion.....	115
PARTIE II	117
MECANISMES A L'ORIGINE DES DEFORMATIONS POST-RIFT	117
Introduction	119
Chapitre 1	121

Mécanismes de déformation envisagés dans la littérature	121
1.1 Facteurs résultant du rifting.....	121
1.1.1 Facteurs thermiques.....	121
1.1.2 Flexuration suite à la décharge mécanique et sédimentaire pendant le rifting	122
1.1.3 Asymétrie de topographie résultant d'un rifting asymétrique.....	123
1.2 Erosion des épaules de rift et flexuration isostatique successive de la lithosphère	123
1.3 Facteurs climatiques	126
1.3.1 Effet des variations climatiques sur l'érosion	126
1.3.2 Rebond isostatique glaciaire.....	129
1.4 Facteurs tectoniques	130
1.4.1 Ridge-push.....	130
1.4.2 Réorganisation des plaques tectoniques	131
1.4.3 Influence de la tectonique régionale.....	132
1.5 Influence des points-chauds.....	134
1.5.1 Marges volcaniques	135
1.5.2 Points-chauds.....	137
1.6 Autres mécanismes	140
1.7 Conclusion.....	140
Chapitre 2	141
Influence de l'âge de la lithosphère océanique sur le mode de déformation des marges passives.....	141
2.1 Introduction	141
2.2 Article	141
"Incipient shortening of a passive margin: the mechanical roles of continental and oceanic lithospheres"	143
Chapitre 3	155
Surrection induite par l'évolution thermique post-rift des marges	155
3.1 Introduction	155
3.2 Article	155
"Passive margins uplift induced by 2D post-breakup conductive lithosphere thinning"	157
Chapitre 4	177
Rôle de la rhéologie de la lithosphère continentale sur la reprise en compression	177
4.1 Modélisation analogique de l'effet combiné d'un point chaud et d'un raccourcissement horizontal.....	177
4.1.1 Méthode expérimentale	178
4.1.2 Résultats expérimentaux.....	182
4.1.3 Synthèse et discussion des résultats.....	186
4.2 Modélisation numérique de l'évolution rhéologique des marges continentales passives, et son impact sur la réactivation	189
4.2.1 Rhéologie de la lithosphère continentale déduite de sa structure thermique	189
4.2.2 Comportement de la lithosphère lors de la réactivation des marges.....	197
4.3 Conclusion	200
Chapitre 5	201
Synthèse et discussion sur les modes de déformation	201
5.1 Le ridge-push.....	201
5.1.1 Apport de la modélisation	201

5.1.2	Comparaison entre épisodes de déformation et accréation aux dorsales.....	203
5.2	La structure thermique de la lithosphère.....	206
5.2.1	Apport de la modélisation.....	206
5.2.2	Comparaison entre anomalies thermiques et localisation de la déformation.....	206
5.2.3	Contrôles de la structure thermique de la lithosphère sur la réactivation.....	208
5.3	Action conjointe de différents mécanismes.....	209
5.3.1	Marge sud-ouest africaine.....	210
5.3.2	Marge nord-ouest européenne.....	211
5.3.3	Marge brésilienne.....	211
5.4	Conclusion.....	212
	Conclusions générales.....	213
	Bibliographie.....	217

Introduction générale

Les marges passives sont situées à la transition entre lithosphères océanique et continentale, au sein d'une même plaque tectonique. Elles résultent d'un épisode de rifting de la lithosphère continentale, ayant conduit à la formation de croûte océanique. Ces marges sont caractérisées par une faible voire une absence d'activité tectonique et volcanique, comparée aux marges actives, situées en limites de plaques. Une topographie élevée (altitude moyenne supérieure à 500 mètres) est néanmoins observée sur la partie continentale de nombreuses marges passives. Les marges passives du Sud-Ouest de l'Afrique, du Sud-Est du Brésil, du Sud-Ouest de l'Inde ou encore du Sud-Est de l'Australie, présentent ainsi des altitudes souvent comprises entre 1000 et 2500 mètres, et une altitude moyenne supérieure à 500 mètres. Cette topographie élevée pourrait résulter d'une topographie pré-existante ou acquise lors de la formation de ces marges, mais pourrait également provenir d'une déformation postérieure à leur formation.

Compte tenu de l'âge ancien de ces marges (>50-100 Ma) rendant difficile la persistance d'un relief pré-existant, la dernière hypothèse est envisagée dans ce travail. Notre objectif est donc ici de caractériser les déformations ayant eu lieu sur les marges depuis le breakup et ayant conduit à la formation de ces reliefs, et d'en comprendre les causes.

Notre travail a nécessité une étude à grande échelle, permettant de tenir compte de tous les processus pouvant interagir sur les marges passives (processus de surface, tectonique, et climat). Il s'est focalisé sur l'exemple de l'océan Atlantique, regroupant diverses marges dont les contextes régionaux sont différents.

Après une présentation plus détaillée de l'évolution classique des marges passives et de la problématique de cette étude, nous avons scindé la thèse en deux parties. Dans la première partie, nous mettons en évidence et décrivons des déformations post-rift sur les marges passives, et leurs interactions avec les systèmes sédimentaires. Cette caractérisation a été effectuée à l'aide de synthèses de données, d'études d'images satellitaires et de MNT, et de travaux de terrains. Dans la seconde partie, nous recherchons quels sont les mécanismes ayant provoqué ces déformations et conduit à la formation de reliefs. Après une synthèse des mécanismes envisagés dans la littérature, les causes de la déformation y sont abordées à l'aide de modèles analogiques et numériques.

Problématique

L'évolution classique et la topographie actuelle des marges passives

Les marges continentales passives forment la transition entre les lithosphères océanique et continentales, au sein d'une même plaque tectonique, en comparaison avec les marges actives qui constituent des limites de plaques. Elles sont créées à la suite d'un ou plusieurs épisodes de rifting de la croûte continentale, ayant conduit à l'océanisation. Elles sont caractérisées par une partie émergée continentale, et par une partie immergée au sein de laquelle s'effectue la transition continent/océan (TOC), aussi appelée COB (continent/ocean boundary).

La partie immergée des marges passives présente une géométrie typique composée depuis le rivage vers l'océan (1) d'un plateau continental (ou plate-forme continentale) large de 80 km en moyenne et d'une profondeur de 0 à -200m, (2) du talus continental dont la profondeur va de -200 à -4000 mètres, sur environ 45 km de large, (3) du glacis continental de pente très faible et de profondeur -4000 à -5000 mètres, qui se raccorde aux bassins océaniques. La position de la limite entre lithosphères continentale et océanique (COB) est imprécise étant donné que la transition entre croûte continentale et croûte océanique s'effectue de manière progressive, au sein d'une même plaque, et sans activité sismique particulière. Il est cependant généralement admis que cette limite se situe autour de la transition entre le talus continental et le glacis.

Les marges passives sont des zones de transferts de sédiments entre le continent et l'océan. Elles sont ainsi recouvertes d'une série sédimentaire d'épaisseur généralement comprise entre 1000 et 10000 mètres, et présentent des chenaux et canyons sous-marins par lesquels s'effectue le transit des sédiments.

Leur histoire tectonique est liée principalement à l'extension de la lithosphère lors du rifting, leur déformation postérieure au rifting étant très faible.

Les principales marges passives actuelles, c'est à dire celles non situées à des limites de plaques (Fig. i.1), sont pour la plupart des marges situées en bordure de l'océan Atlantique. On compte également d'autres marges passives à l'Est de l'Afrique et de la péninsule arabique, en Inde et en Australie, ou encore par exemple en Antarctique.

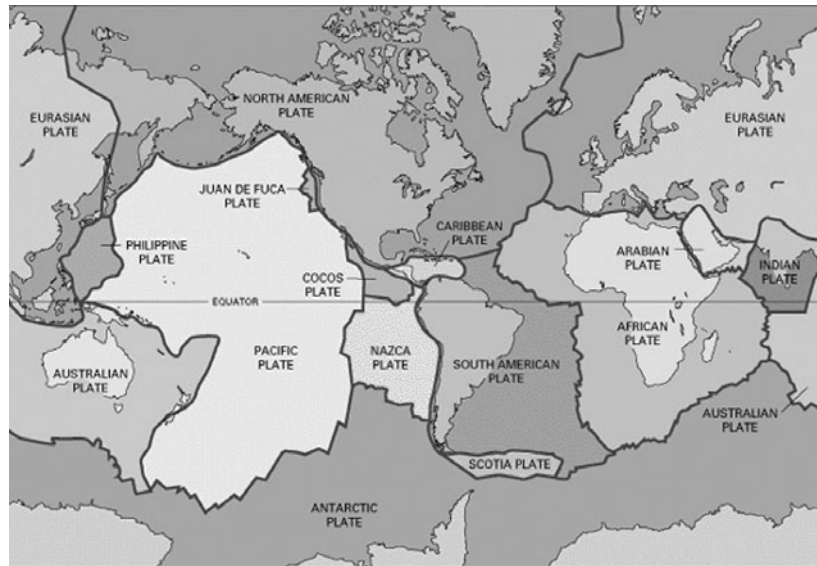


Figure i.1 – Plaques tectoniques. Les marges de l'océan Atlantique sont très représentatives des marges passives qui, par opposition aux marges actives, sont les marges continentales non situées à proximité d'une limite de plaque.

i.1 Formation et évolution d'une marge passive

i.1.1 La formation d'une marge passive

La formation d'une marge passive s'effectue lors de la dislocation d'une masse continentale par rifting (voir la synthèse de Ziegler & Cloetingh, 2004). Différents modèles de rifting ont été proposés, tels que les modèles de rifting actif et de rifting passif. Dans le rifting actif, le moteur de l'extension et de la dislocation continentale est la remontée d'un panache d'asthénosphère chaude. Celui-ci provoque la dilatation des roches de la lithosphère et l'apparition d'un vaste bombement au sommet duquel s'ouvre un rift. Ce mode de rifting pourrait être à l'origine des marges passives volcaniques, formées dans un contexte de fort magmatisme, souvent lié à un point-chaud (voir paragraphe i.3.2). Dans le rifting passif, le moteur de l'extension est une traction de la lithosphère exercée par le mouvement relatif entre plaques tectoniques. Ce second mode n'exclut pas la remontée de matériel mantellique sous la zone de rift, successivement à l'étirement. La remontée de péridotites du manteau jusqu'en surface, observée sur la marge de Galice (Boillot *et al.*, 1989), a par exemple été expliquée par des modèles de boudinage de la lithosphère et du manteau en particulier, ayant conduit à la formation de la marge (Beslier, 1991).

D'une manière plus générale pour ces différents modèles, la formation des marges passives peut être résumée de la manière suivante. Au cours des premières phases de rifting, de grandes zones affectées de contraintes extensives donnent naissance à des systèmes complexes de grabens. Au cours du temps, l'activité de rifting s'intensifie et se concentre sur la future zone de séparation crustale. L'amincissement de lithosphère créé entraîne une fusion partielle du manteau lithosphérique et de l'asthénosphère, par décompression adiabatique. Les produits de fusion remontent sous forme de diapirs, ou le long de fractures dans la zone où la lithosphère est étirée (Fig. i.2). Ce phénomène de décompression adiabatique est fortement contrôlé par la quantité d'extension que subit la lithosphère. C'est à ce stade que sont créées les épaules du rift, résultant du réchauffement thermique induit par la remontée de l'asthénosphère, et d'une réponse flexurale au déchargement mécanique de la lithosphère (Ollier, 1985; Weissel & Karner, 1989).

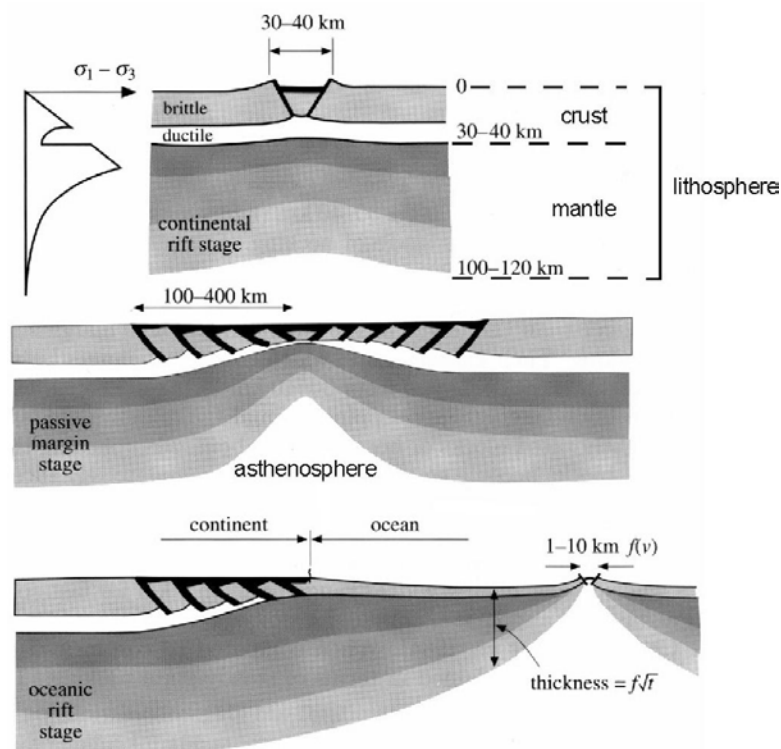


Figure i.2 – La formation des marges passives depuis le stade de rift continental, à celui de marge passive mature (Brun, 1999; modifié).

La formation de la marge passive est la dernière phase du rifting. Elle a lieu quand l'amincissement aboutit à la formation de croûte océanique (Fig. i.2). Ce dernier stade de séparation continentale est également appelé « breakup ».

Les marges passives formées sont larges de 100 à 400 km et sont caractérisées par une lithosphère continentale amincie et une épaisseur crustale diminuant de 30 à 40 km dans la zone non-amincie, à 8-10 km en moyenne près de la limite continent/océan (Brun, 1999). La croûte amincie présente des failles normales à fort pendage, délimitant des blocs basculés, des horsts et des grabens. Vers l'océan, ces blocs deviennent plus petits et plus fortement basculés. Les géométries des marges volcaniques et non volcaniques, présentent des différences sensibles qui seront exposées au paragraphe i.3.2.

i.1.2 Evolution thermique d'une marge passive

Le modèle thermique le plus connu des zones de rift et des marges passives est celui de McKenzie (McKenzie, 1978) (Fig. i.3). Il décrit de manière simple leur évolution thermique en fonction de leur géométrie pendant et suite à l'étirement.

A l'état initial, le modèle est constitué d'une lithosphère d'épaisseur e et de largeur L (Fig. i.3). Le gradient géothermique γ est supposé constant et ne prend pas en compte la radioactivité des roches continentales. La base de la lithosphère est définie par l'isotherme 1200°C correspondant à la température de l'asthénosphère. Lors du rifting, la lithosphère est étirée d'un facteur β correspondant au rapport de la longueur initiale sur la longueur finale. Cet étirement entraîne une subsidence tectonique de la marge ainsi qu'une remontée d'asthénosphère chaude par compensation isostatique. Cela provoque l'augmentation du gradient thermique dans la lithosphère. Cette

perturbation thermique se rééquilibre progressivement, avec le refroidissement des matériaux. L'épaisseur de la lithosphère va ainsi petit à petit retrouver son état d'origine, tandis que l'épaisseur de la croûte garde son épaisseur d'après rifting. Ce dernier stade de refroidissement de la lithosphère après le rifting entraîne alors la subsidence thermique des bassins sédimentaires par réajustement isostatique.

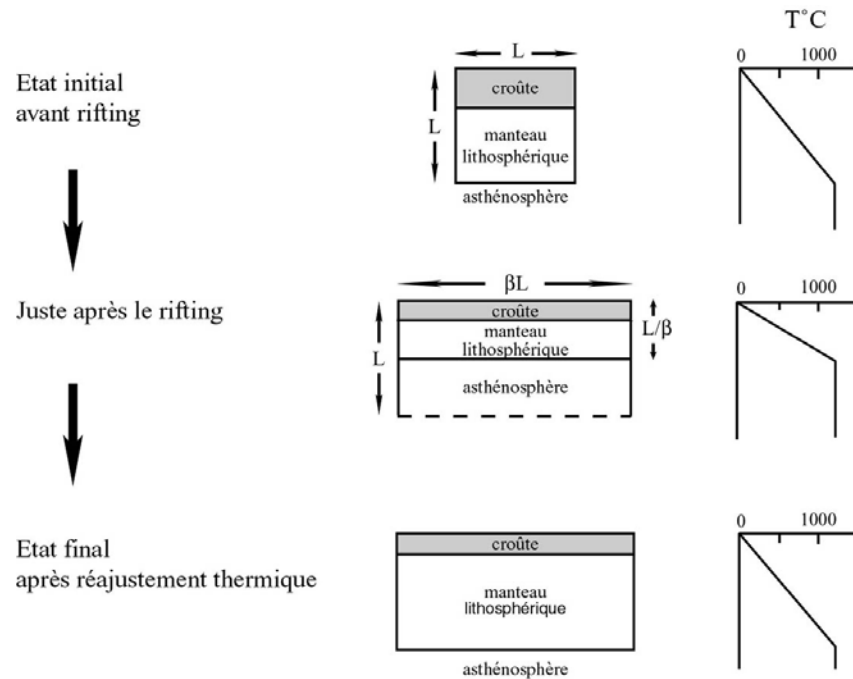


Figure i.3 – Evolution de la géométrie et de la thermicité des bassins et marges passives, pendant et après le rifting (McKenzie, 1978; modifié).

Il est à noter que la présence de points-chauds sur les marges passives doit fortement influencer cette évolution thermique classique. Ainsi, nous pouvons supposer que la structure thermique post-rift des marges à un temps donné, sera différente dans le cas de marges affectées ou non par un point-chaud.

i.1.3 Implications sur la topographie des marges, et son évolution théorique dans le temps

Au cours du rifting, l'amincissement thermique et mécanique progressif du manteau lithosphérique de forte densité (Fig i.2 et i.3) et son remplacement par des matériaux de l'asthénosphère de plus faible densité, provoquent un soulèvement de la zone de rift (Ziegler & Cloetingh, 2004), conduisant à la formation des épaules du rift. Ces dernières peuvent être soulevées de plus de deux kilomètres (Ziegler & Cloetingh, 2004). La topographie héritée des continents, et les épaules du rift créées, sont donc les seuls reliefs qui existent lors de l'épisode de rifting et de la formation des marges passives. Après le breakup, ces reliefs vont s'éroder progressivement et le réajustement thermique de la lithosphère va entraîner la subsidence des marges. La topographie existant lors de la création d'une marge passive est donc sensée s'amenuiser au cours des temps géologiques en l'absence de tectonique. Ziegler et Cloetingh estiment que 65% des effets thermiques induits par la remontée de la limite

lithosphère/asthénosphère disparaissent après 60 Ma, et 95% après 180 Ma (Ziegler & Cloetingh, 2004).

i.1.4 La tectonique salifère : déformation reconnue sur certaines marges passives

Sur les marges passives, les seuls mouvements post-rifting bien reconnus sont ceux induits par la tectonique salifère. Ces mouvements se traduisent par un glissement gravitaire de la couverture sédimentaire.

Le concept de déformation gravitaire a été défini au début des années 90 (Vendeville, 1987; Duval *et al.*, 1992; ; Vendeville & Jackson, 1992a; Vendeville & Jackson, 1992b). C'est un processus tectonique agissant sur plusieurs centaines de kilomètres, et actif pendant de longues périodes à l'échelle géologique. Cette déformation résulte de l'étalement ou du glissement, sous leur propre poids, de sédiments déposés sur un niveau de décollement constitué d'évaporites ou d'argiles, et reposant sur un substratum penté. Ces conditions sont réunies sur des marges passives telles que celles du Niger (Lehner & De Ruiter, 1977), de l'Angola (Burolet, 1975; Duval *et al.*, 1992; Marton *et al.*, 2000; Hudec & Jackson, 2002), ou du Brésil (Demercian *et al.*, 1993). Sur ces marges le niveau de décollement est constitué d'évaporites déposées lors des premières phases d'incursion marines. La pente basale est quant à elle inclinée du fait du rifting et de la subsidence thermique successive.

Les glissements gravitaires sont caractérisés par trois domaines de déformation distincts (Mauduit, 1998) (Fig. i.4): domaines amont, central, et aval. Le domaine amont est principalement en extension et est caractérisé par des blocs basculés. Le domaine central, en extension et en translation, est souvent caractérisé par la présence de radeaux. Le domaine aval subit d'abord une extension puis une compression. Il est caractérisé par des horsts et grabens ou par la présence de chevauchements. Dans ce système, un accroissement du taux de sédimentation a une grande influence sur la quantité de déplacement et sur la déformation.

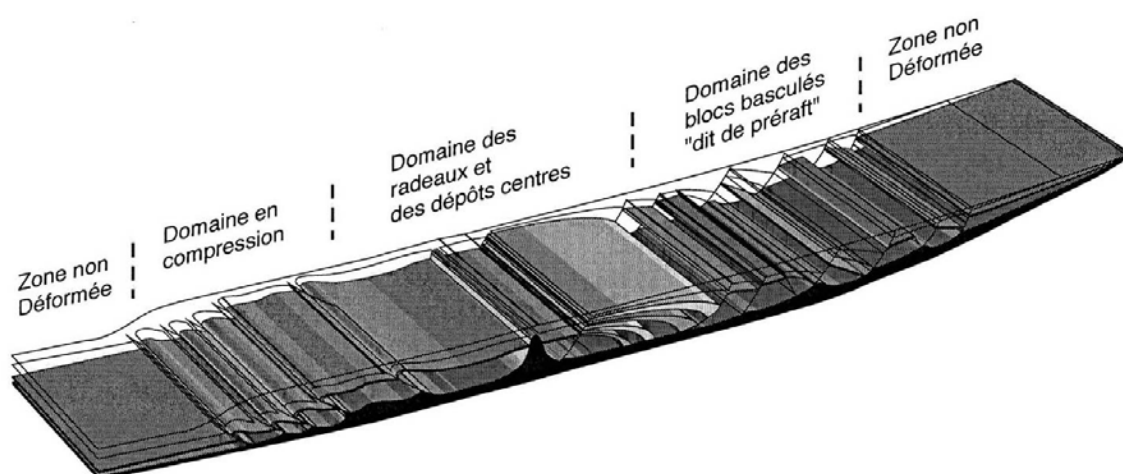


Figure i.4 – Répartition des différents domaines de déformation induits par la tectonique salifère, le long d'une marge passive (Mauduit, 1998; modifié).

i.2 Topographie actuelle des marges passives et problème posé

Malgré le peu de déformation post breakup des marges passives (hormis la tectonique salifère), l'hypsométrie des marges révèle pour certaines des altitudes élevées difficiles à expliquer.

i.2.1 Constatation d'une topographie élevée

Actuellement, on peut distinguer deux types de marges passives : celles qui présentent une altitude faible (altitude inférieure à 500 mètres, et celles qui présentent une topographie élevée (altitude moyenne supérieure à 500 mètres) (Fig. i.5) (Gilchrist & Summerfield, 1990; Gilchrist & Summerfield, 1994; Tucker & Slingerland, 1994). Parmi les premières, figurent les marges de l'Afrique du Nord-Ouest, de l'Argentine, du Sud de l'Australie, celles de la Grande-Bretagne ou de la France. Sur ces marges, la plaine côtière s'élève graduellement vers l'intérieur du continent jusqu'à une surface peu élevée, souvent inférieure à 500 m. Les marges de la Namibie, du Sud-Est de l'Australie, du Sud-Ouest de l'Inde ou du Brésil par exemple, sont quant-à elles des marges élevées. Les altitudes y sont souvent comprises entre 1000 et 2500 mètres. Elles sont caractérisées généralement par une plate forme continentale étroite, et par une zone côtière séparée d'un plateau intérieur par un grand escarpement, ou par une série d'escarpements (Ollier, 1985).

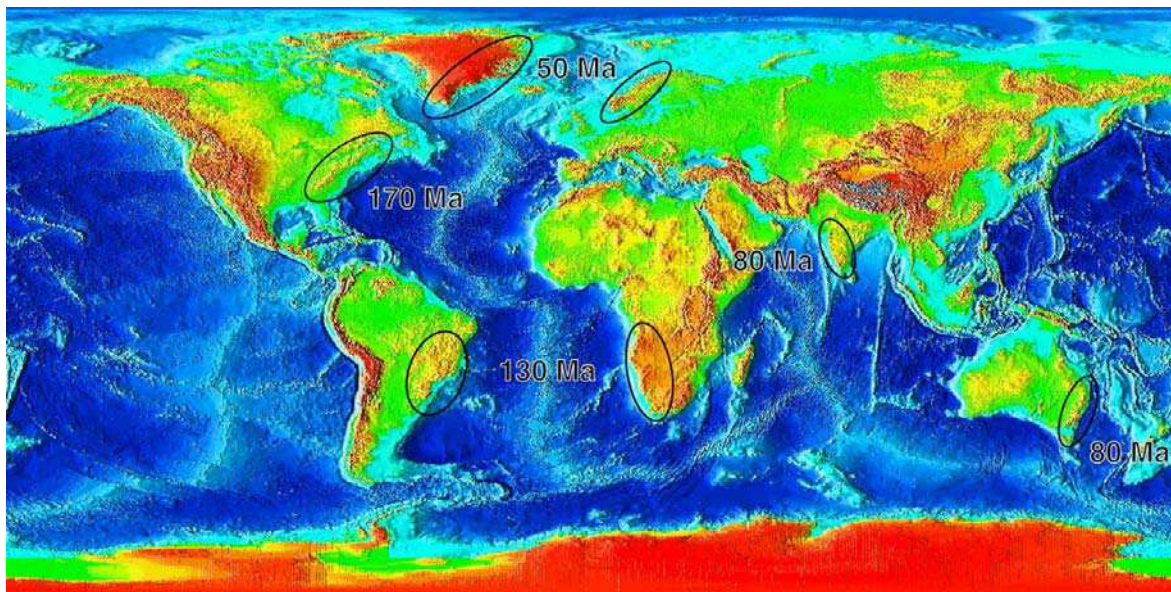


Figure i.5 – Topographie mondiale (carte NGDC) mettant en évidence les marges passives élevées (ellipses) compte tenu du laps de temps écoulé depuis leur formation (indiqué en Ma).

Pour rendre compte de ces topographies élevées, nous avons pris quatre exemples représentatifs de marges : la marge norvégienne, celles du Sud-Est du Brésil, du Sud-Ouest de l'Afrique, et du Sud-Ouest de l'Inde (Fig. i.6).

En Scandinavie, les zones les plus élevées se situent près de la côte Ouest. Près de Bergen, au Sud de la Norvège, se situe le point culminant du pays, le Glittertinden d'altitude 2472 m. Le point culminant suédois, le Kebnekaise (2114 m), est quant à lui situé dans le Nord du pays, mais ne se situe qu'à quelques dizaines de kilomètres de la côte norvégienne.

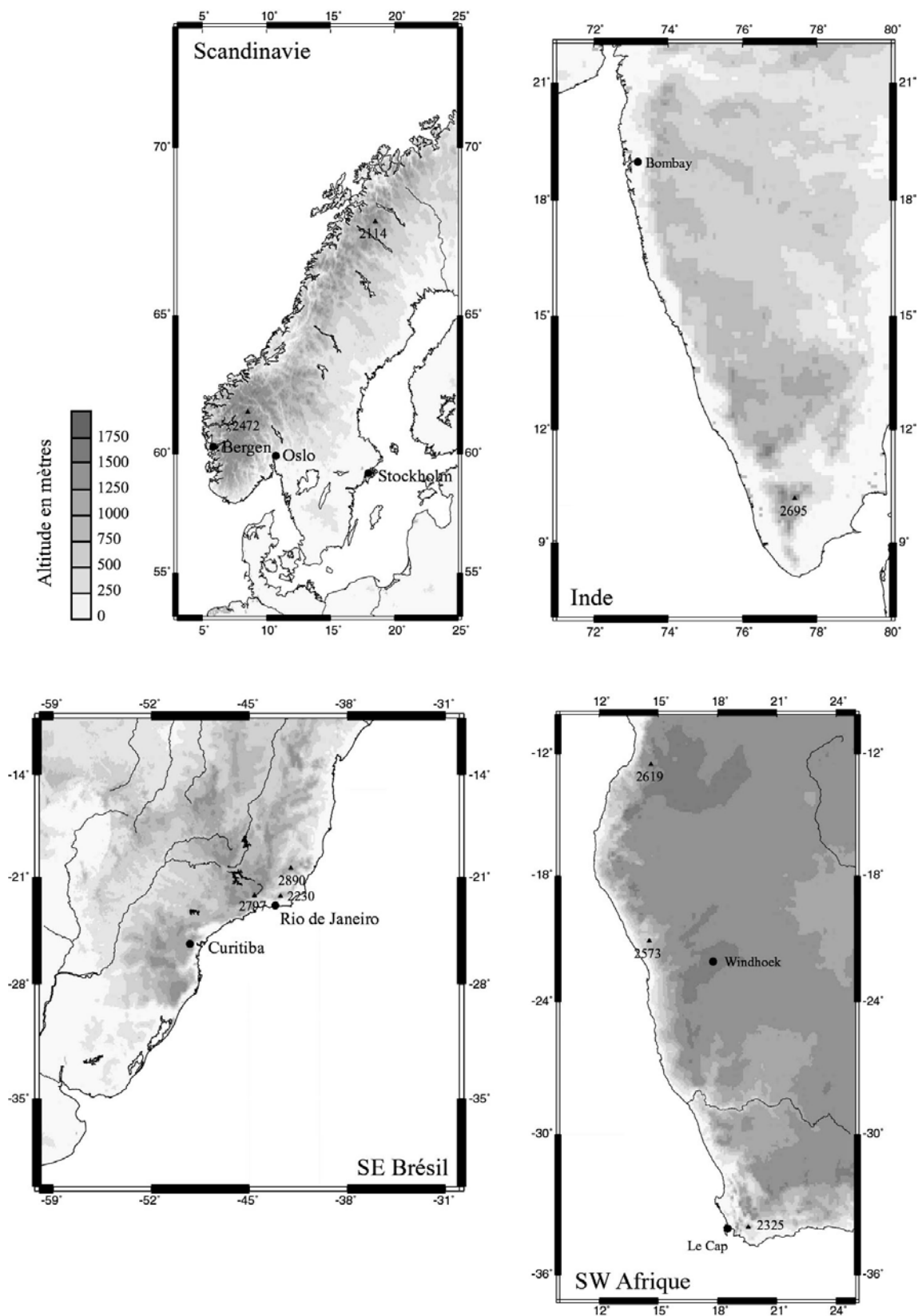


Figure i.6 – Topographie des marges élevées au travers de 4 exemples: la Norvège, l'Inde, le Sud-Est du Brésil et le Sud-Ouest de l'Afrique. Ces marges présentent des altitudes souvent supérieures à 1000 mètres.

Au Sud-Est du Brésil, deux principales zones présentent des altitudes supérieures à 1000 m (Fig. i.6). La première se situe à l'Ouest de Curitiba, et la seconde au Nord-Ouest de Rio de Janeiro. Dans cette deuxième zone se situent les plus hauts sommets du Sud-Est du Brésil. Le point culminant de la Serra da Mantiqueira, le Mont Bandeira, culmine à 2890 m, et est suivi de près par un pic à 2787 m dans la région de Agulhas Negras. Le Pedra Açu culmine quant à lui à 2232 m dans la Serra do Mar. Tous ces sommets très élevés ne se situent qu'à quelques dizaines de kilomètres de la côte actuelle.

Sur la marge ouest-africaine, l'altitude moyenne est supérieure à 1000 m, et la majeure partie de la marge se situe à plus de 1200 mètres d'altitude (Fig. i.6). Les points culminants de l'Angola et de la Namibie, le Serra Môco (2619 m) et le Brandberg (2573 m) respectivement, sont tous deux situés à moins de 150 kilomètres de la côte. La capitale de la Namibie, Windhoek est située sur un haut plateau d'une altitude proche de 1700 m. En Afrique du Sud, on note également une topographie élevée dans la région du Cap. Le Klein Swartberg culmine par exemple à 2325 m.

La marge sud-ouest indienne présente des altitudes également supérieures à 1000 mètres. Le sommet le plus haut y culmine à 2695 mètres.

Sur ces quatre marges, la topographie est donc caractérisée par des altitudes élevées, souvent supérieures à 1000 mètres, et par des points hauts situés près de la ligne de côte actuelle.

i.2.2 Hypothèses d'origine des topographies élevées

Nous avons vu au paragraphe i.1.3, que plusieurs dizaines de millions d'années après la formation des marges, la topographie résiduelle du rifting devrait être faible, suite à l'érosion et à la subsidence thermique. Des topographies actuelles élevées sont présentes cependant sur des marges âgées de plus de 50 Ma pour certaines, et pour la plupart de plus de 80 Ma (Fig. i.5). De plus, ces topographies élevées sont situées dans des zones proches de la mer, et auraient donc dû disparaître préférentiellement par érosion.

Plusieurs explications peuvent être alors envisagées pour expliquer cette topographie anormale:

1 - La topographie résiduelle a été acquise avant ou pendant la phase de rifting. Nous pouvons en effet nous demander par exemple pour la marge nord-est américaine, si la topographie élevée ne résulte pas d'un relief résiduel de la chaîne de montagne paléozoïque des Appalaches. Aussi, les épaulements de rift créés lors de la phase de rifting, pourraient constituer des reliefs résiduels sur les marges passives. Dans cette première hypothèse, les hautes topographies ne devraient être présentes que dans des zones restées au cours des temps géologiques dans des zones climatiques à faible taux d'érosion. Cependant nous notons la présence de marges élevées à différentes latitudes et dans des zones climatiques très différentes les unes des autres (aussi bien en climat tempéré, tropical, qu'en climat aride).

2 - Les reliefs acquis lors de la phase de rifting (épaulements de rift) sont maintenus par des mécanismes divers, tels que les phénomènes de rééquilibrages isostatiques et/ou par des mécanismes de flexure, suite à l'érosion progressive de la marge (Braun & Beaumont, 1989; White & McKenzie, 1989).

3 - La topographie est engendrée par des déformations postérieures à la formation des marges. La tectonique salifère ne pouvant rendre compte de la topographie élevée sur la partie continentale des marges, d'autres déformations post-rift sont à rechercher. La décharge glaciaire a par exemple été envisagée depuis longtemps pour la Norvège. Cependant, cette hypothèse ne peut s'étendre à toutes les marges situées dans des zones climatiques différentes.

i.2.3 Problématique de la thèse

Le but de ce travail de thèse est de déterminer quelles sont les causes des topographies élevées sur les marges passives. Les topographies résultent-elles d'un relief résiduel, anté- ou syn-rift entretenu ou non par divers mécanismes, ou résultent-elles d'une déformation post-rift ayant conduit à la formation de reliefs? Pour cela, nous allons rechercher dans la littérature et sur le terrain d'éventuels critères de déformation post-rifting, nous permettant d'envisager les meilleures hypothèses concernant l'origine du relief des marges. Nous ne nous intéresserons donc pas à l'épisode de formation des marges passives lors de l'océanisation, mais à leur histoire après ce stade. Nous étudierons ensuite au travers de modèles expérimentaux analogiques et numériques, quels sont les mécanismes qui peuvent rendre compte de la formation de reliefs et de la déformation décrite sur les marges passives après le breakup. Pour cela nous avons choisi comme zone d'étude les marges de l'océan Atlantique. Cet océan présente en effet des marges d'altitudes faibles et des marges d'altitudes élevées, réparties sur un large panel de latitudes et de zones climatiques. De plus, l'âge des marges de l'océan Atlantique varie de environ 170 à 50 Ma, ce qui couvre de plus ou moins longues périodes d'évolution. Leur variabilité va ainsi permettre de déterminer les différents facteurs pouvant intervenir sur le relief, tout en laissant la possibilité de comparer des marges similaires.

i.3 Cadre de l'étude : l'océan Atlantique

L'étude réalisée est ciblée préférentiellement sur les marges de l'océan Atlantique. Nous avons écarté de cette étude les marges situées en contexte tectonique complexe de limite de plaque. C'est le cas des marges de la péninsule ibérique et du Maroc, situées à proximité de la limite des plaques africaine et eurasiennne, en contexte de collision. De même, nous avons écarté sur les marges ouest de l'Atlantique central, celles à proximité de la limite des plaques nord-américaine et caraïbes et de la limite des plaques caraïbes et sud-américaine (Fig. i.1).

i.3.1 La formation des marges passives de l'océan Atlantique

L'océan Atlantique s'est formé à partir de la dislocation de la Pangée au Mésozoïque. L'ouverture de l'océan a été progressive. En 1968, Le Pichon (Le Pichon, 1968) a utilisé les directions des zones de fractures océaniques pour proposer une ouverture de l'Atlantique en deux périodes principales: de 140 Ma à 80 Ma et post 80 Ma. Dans ce modèle d'ouverture les deux continents américains sont supposés se séparer simultanément de l'Afrique (modèle synchrone). La cinématique du rifting atlantique fut ensuite reprecisée de nombreuses fois, en plusieurs phases, de manière diachrone (ex : Le Pichon & Hayes, 1971; Rabinowitz & La Brecque, 1979), et avec des déformations intraplaques (ex : Guiraud & Maurin, 1992; Macdonald *et al.*, 2003).

De manière générale, il est communément admis que le rifting a débuté dans le Sud de l'Atlantique Nord au cours du Trias, et qu'au cours du Jurassique moyen, un océan étroit s'est installé entre l'Afrique du Nord-Ouest et l'Amérique du Nord (Fig. i.7). C'est à cette époque que se sont formées les marges passives du Canada, de l'Amérique du Nord, et les marges nord-ouest africaines.

Au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, la dislocation s'est amorcée dans le sud de l'Atlantique Sud et a progressé vers l'Atlantique équatorial (Fig. i.7), conduisant à la formation des marges passives d'Amérique du Sud, et sud-ouest africaines. Cette dislocation est marquée vers 145 Ma (Jurassique supérieur) par le point chaud de St Helena, entre le Brésil et le Cameroun (Wilson, 1992) qui montre la progression de l'ouverture de l'Atlantique central déjà individualisé au Jurassique. Puis vers 130 Ma (Crétacé inférieur) s'est mis en place dans l'océan Atlantique Sud, le point chaud de Tristan da Cunha, centré sur le Brésil et la Namibie qui a conduit à l'épandage

des grandes coulées basaltiques continentales de Paraná-Etendeka dans ces deux pays (White & McKenzie, 1989; Hawkesworth *et al.*, 1992; Wilson, 1992; Jackson *et al.*, 2000). Les premiers stades de rifting de l'océan Atlantique Sud ont succédé à ce volcanisme. Ils se traduisent par le dépôt de sédiments continentaux fluviaux et lacustres, puis les premières incursions marines entraînent à l'Aptien le dépôt d'évaporites.

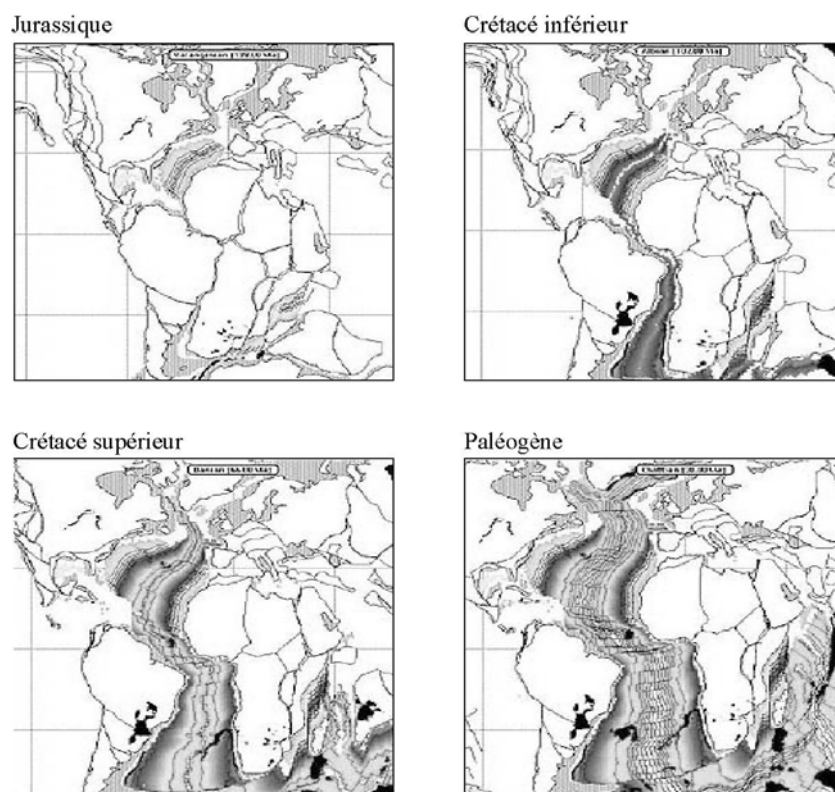


Figure i.7 – Les différentes phases d'ouverture de l'océan Atlantique. Océanisation dans l'Atlantique central au Jurassique, dans l'Atlantique Sud au Crétacé inférieur, puis dans l'Atlantique Nord du Crétacé supérieur au Paléogène (cartes de Scotese, extraites du site internet: www.scotese.com).

L'ouverture océanique s'est ensuite propagée dans le Nord de l'Atlantique Nord au Crétacé supérieur, avec la séparation du Groenland et de l'Amérique du Nord et la formation de la mer de Labrador (Fig. i.7). Un système de rift initié au Mésozoïque entre le Groenland et la Norvège a enfin progressé en plusieurs phases extensives pour aboutir à l'Eocène inférieur, à la formation d'un plancher océanique entre les deux continents. Cette séparation a conduit à la formation des marges passives de l'Est du Groenland et de l'Europe de l'Ouest (Fig. i.7) et a été favorisée par l'emplacement du point chaud Islandais au Paléogène (Skogseid *et al.*, 1992; Japsen & Chalmers, 2000).

i.3.2 Marges volcaniques et non volcaniques

Les marges passives peuvent être différenciées en volcaniques et non-volcaniques. Elles diffèrent par leur proximité ou non à un point chaud lors de leur création. Les marges volcaniques sont caractérisées par de grands volumes de magma formés juste avant ou pendant le breakup (White & McKenzie, 1989; Skogseid *et al.*, 1992). Les principales caractéristiques des marges passives volcaniques sont représentées sur la figure i.8. Elles présentent des figures communes: (1) la présence de corps de grande vitesse sismique dans la croûte inférieure (aussi appelés corps sous-

plaqués), (2) des laves extrudées identifiables en sismique par les SDR (Seaward Deeping Reflector), et (3) l'intrusion de sills et de dykes (Fig. i.8) (White & McKenzie, 1989; Gladczenko *et al.*, 1997; Price *et al.*, 1997; Eldholm *et al.*, 2000; Jackson *et al.*, 2000). Les failles normales délimitant les blocs basculés y présentent souvent un pendage vers le continent. Cette géométrie particulière expliquerait le pendage vers la mer des laves extrudées (SDR).

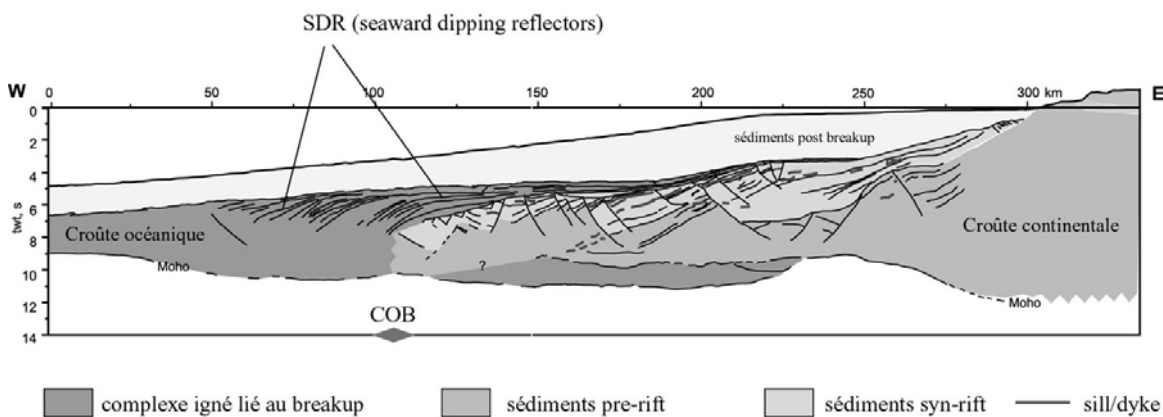


Figure i.8 – Caractéristiques des marges passives volcaniques identifiées à partir de lignes sismiques (exemple de la marge de Namibie, Gladczenko *et al.*, 1997; modifié).

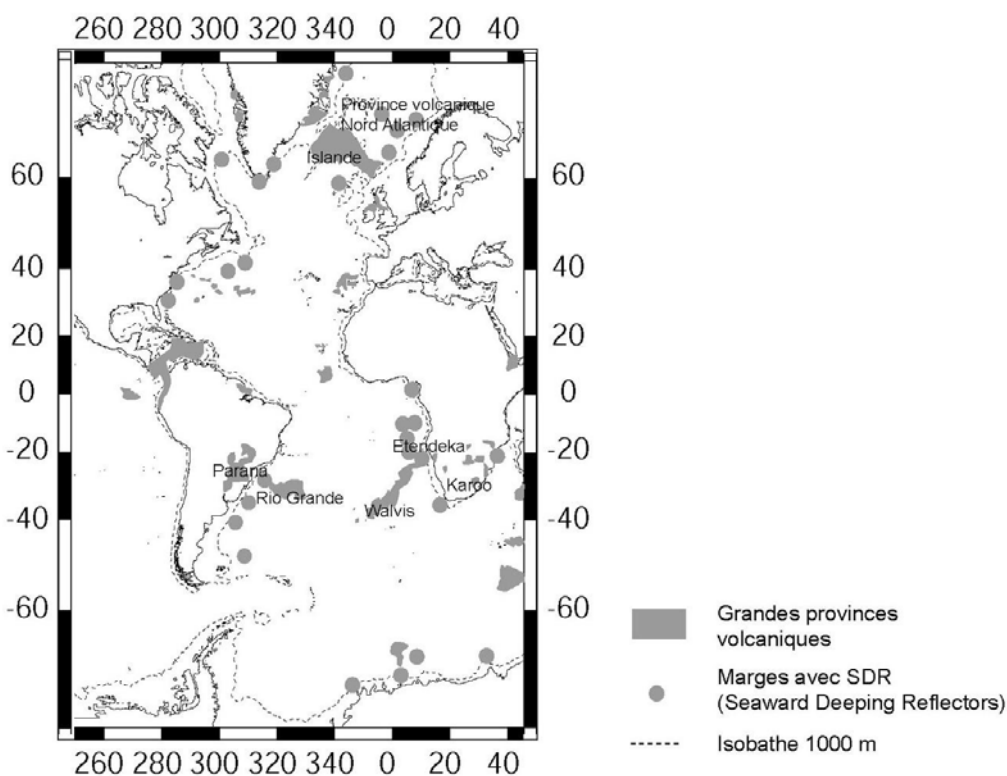


Figure i.9 – Grandes provinces volcaniques (LIP) de l’océan Atlantique, comprenant les épanchement volcaniques continentaux, les plateaux océaniques et les marges passives volcaniques reconnues par Seaward Deeping Reflectors (SDR) (modifié d’après Coffin & Eldholm, 1992).

Ces marges passives volcaniques figurent parmi les grandes provinces magmatiques (LIPs : Large Igneous Provinces) reconnues dans le monde, au même titre que les épanchements basaltiques continentaux, et les plateaux océaniques (Fig. i.9) (Coffin & Eldholm, 1992).

Les panaches mantelliques jouent un rôle important dans la formation de ces provinces volcaniques lors du breakup (White & McKenzie, 1989), et peuvent également constituer le moteur du rifting et de la formation de ces marges par "rifting actif".

Dans l'océan Atlantique, les marges du Groenland, de Norvège, de Namibie et du Brésil sont les principales marges volcaniques (White & McKenzie, 1989; Coffin & Eldholm, 1992; Gladchenko *et al.*, 1997; Eldholm *et al.*, 2000; Mohriak *et al.*, 2000; Geoffroy, 2001; Skogseid, 2001). Les deux dernières marges sont caractérisées en plus de la présence de magmas sous-plaqués et de SDR, par la présence de grands épanchements basaltiques continentaux (laves de Paraná-Etendeka).

Toutes les marges passives ne se forment cependant pas avec de grands volumes de magma. Ainsi, les marges dites non-volcaniques ne présentent pas, ou très peu, de grands corps magmatiques sous-plaqués, ni de « Seaward Deeping Reflectors ». Actuellement, environ 30 % des marges passives mondiales sont qualifiées de marges non-volcaniques (van Wijk, 2002). C'est par exemple le cas, dans l'océan Atlantique, des marges nord-ouest africaines, et certaines marges nord-américaines.

Nous aurons donc à considérer dans cette étude et dans la détermination des mécanismes de formation de reliefs, ces deux types de marges, volcaniques et non-volcaniques, dont la géométrie et la structure thermique différente s'ajoutent aux variations déjà citées (climat et âge des marges).

PARTIE I

***MISE EN EVIDENCE DE
DEFORMATIONS POST-RIFTING
SUR LES MARGES PASSIVES***

Introduction

Sur de nombreuses marges passives de l'océan Atlantique, la présence de topographies élevées suggère une déformation post-rifting, compte tenu de l'âge du breakup. Nous montrons dans cette première partie que de nombreux indices géomorphologiques, géochimiques, tectoniques et sédimentaires, témoignent de cette déformation.

Dans un premier temps (chapitre 1), nous effectuons une synthèse des indications de surrection post-rifting des marges passives péri-atlantiques (Nord-Ouest de l'Europe, Est du Groenland et de l'Amérique du Nord, Sud-Est du Brésil et Sud-Ouest de l'Afrique), mais également de l'Inde et de l'Australie. Dans le chapitre 2, nous décrivons l'impact de cette surrection sur les systèmes sédimentaires, continentaux ou marins. Les modifications des réseaux fluviaux et de la stratigraphie dans les bassins offshore permettent ainsi d'argumenter ces déplacements verticaux. Sur ces marges, sont également décrits des épisodes de raccourcissement horizontal, passés et actuels, caractérisés par la réactivation fréquente de structures pré-existantes. Le chapitre 3, présenté sous la forme d'un article en préparation, est une synthèse des indications de raccourcissement, effectuée à partir de données publiées et de bases de données disponibles sur Internet. Enfin, nous nous focalisons, dans le chapitre 4, sur la déformation post-breakup de la marge namibienne, étudiée au printemps 2003 au cours d'une mission de terrain de trois semaines.

Chapitre 1

La surrection des marges passives après leur formation

Les topographies élevées relevées sur les marges passives, peuvent avoir plusieurs origines (voir chapitre d'introduction). Les différentes hypothèses proposées sont (1) une origine antérieure au breakup, (2) une topographie entretenue depuis l'époque du rifting, et (3) une topographie créée par déformation des marges après le breakup. Or, une surrection des marges est nettement documentée en Scandinavie, au Brésil et au Sud de l'Afrique, permettant de favoriser les hypothèses (2) et (3). Diverses méthodes ont en effet permis de mettre en évidence une surrection sur les marges élevées, expliquant le maintien ou la formation de reliefs. Il s'agit de méthodes indicatrices de dénudation, à partir de l'analyse de traces de fission ou d'isotopes cosmogéniques contenus dans les minéraux, d'observations de terrain (géomorphologie et autres indices géologiques) et de résultats de modélisations.

Dans le passé de nombreuses confusions ont eu lieu concernant l'utilisation et la signification des termes uplift (ou surrection) tectonique, exhumation, dénudation et érosion (England & Molnar, 1990). Dans cette étude, la terminologie suivante va être utilisée (Fig. I.1.1).

L'uplift (ou la surrection) est le mouvement vertical positif d'une surface donnée par rapport à un niveau fixe (par exemple le niveau de la mer). L'uplift d'une surface, correspond donc à son soulèvement et il a deux composantes :

- l'uplift tectonique, correspondant au soulèvement de la surface induit par une déformation (ex: plissement, basculement, création de chaîne de montagne)
- le rebond isostatique, qui est une réponse gravitaire à l'érosion de matériel.

A partir de l'érosion successive à une surrection sont déduits : (1) la dénudation qui est le déplacement vertical vers le bas de la surface topographique suite à l'érosion, est quantifiée par rapport à un échantillon de roche non érodé, (2) l'exhumation qui est le déplacement vertical vers la surface d'un échantillon de roche, suite à l'érosion.

Ces deux notions dénudation et exhumation, traduisent des mouvements verticaux équivalents mais estimés dans deux référentiels différents.

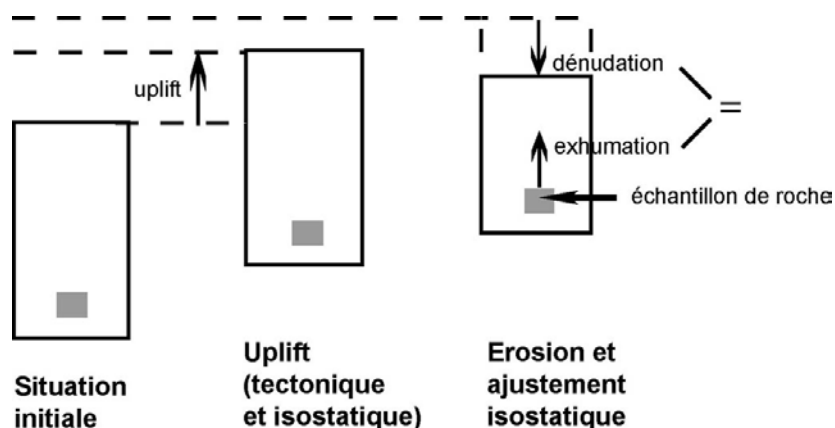


Figure I.1.1 – Relations entre uplift, érosion, exhumation et dénudation.

Les histoires thermiques et radiogéniques obtenues respectivement par l'analyse des traces de fission de l'apatite et des isotopes cosmogéniques, permettent de rendre compte de la dénudation ou de l'exhumation. L'analyse de la dénudation sur les marges, à partir de ces méthodes, permet de déduire une surrection tectonique et/ou isostatique ayant induit une érosion.

1.1 Les minéraux : indicateurs de dénudation

1.1.1 L'analyse des traces de fission sur apatite

A. Méthode

L'analyse des traces de fission de l'apatite est une technique qui vise à déterminer l'histoire thermique à faible température des roches contenant ces minéraux (Brown *et al.*, 1994; Gallagher & Brown, 1997; Gallagher *et al.*, 1998; Gleadow & Brown, 2000).

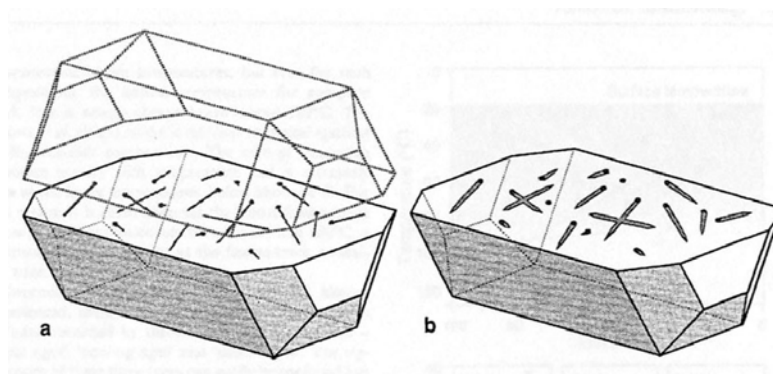


Figure I.1.2 – Traces de fission dans un cristal d'apatite. Le nombre de traces intersectant une surface polie est utilisé pour déterminer l'âge des traces de fission. Leur longueur procure une information sur les variations de température de la roche (Gleadow & Brown, 2000).

Les traces de fission sont des zones endommagées de la structure cristalline qui se forment par fission spontanée de ^{238}U selon un taux constant. Ces traces discrètes et linéaires se retrouvent dans des minéraux tels que l'apatite et le zircon (Fig. I.1.2). Le nombre de traces présentes dans un cristal d'apatite donné, dépend de la concentration en uranium et de la durée pendant laquelle ces traces se sont accumulées.

Une fois que la concentration en uranium est déterminée, le nombre de traces intersectant une surface interne du cristal peut être utilisé pour déterminer un âge de trace de fission. Pour cela, les traces de fission sont révélées grâce à une procédure chimique standard (Brown *et al.*, 1994). Les traces sont considérées comme ayant une longueur initiale constante de $16\pm 1\ \mu\text{m}$ (Gleadow *et al.*, 1986). Cette longueur initiale va ensuite varier en fonction de la température. Quand la température augmente, les traces de fission se raccourcissent ou disparaissent. Ainsi, la longueur des traces de fission procure une information sur les variations de température de la roche. Puisque chaque trace se forme à un moment donné, chacune enregistrera un épisode différent de l'histoire thermique totale de la roche.

L'âge des traces de fission procure quant à lui une information sur la datation et la durée de ces variations de température, et plus précisément sur la datation du passage de l'isotherme 110-130°C, au cours d'un refroidissement.

L'analyse de la distribution des longueurs de traces ainsi que de leur âge permet d'interpréter, en terme de datation, un événement thermique tel qu'un rifting ou une séparation continentale, mais aussi n'importe quel événement ayant conduit à un refroidissement (Gallagher *et al.*, 1998). Si le refroidissement a eu lieu pour des températures inférieures à 110°C, il sera possible de différencier les traces formées avant, et celles formées après l'événement grâce à leur longueur. L'âge des traces les plus récentes nous donnera l'âge du refroidissement.

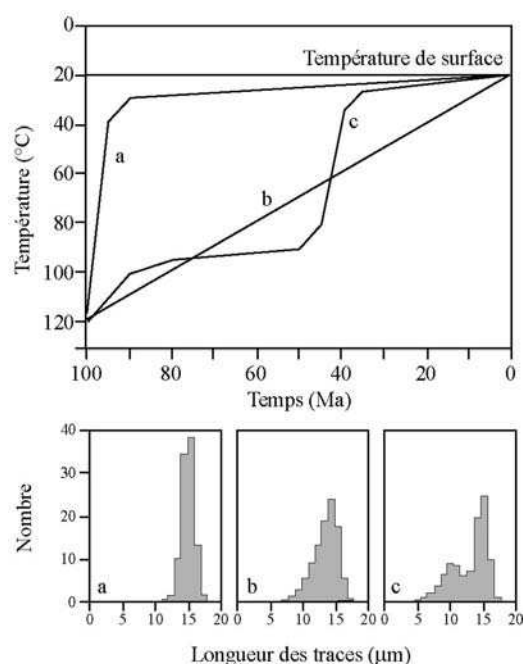


Figure I.1.3 – Trois différents profils thermiques de roches (a, b et c), obtenus à partir des âges et des distributions de longueurs de traces de fission. Pour la roche a, le refroidissement est rapide et la distribution de longueur très homogène. La roche b subit un refroidissement progressif et est caractérisée par une distribution plus grande de longueur de traces, et par un âge plus jeune. Pour la roche c, la distribution de longueur est caractéristique de deux événements de refroidissements, et l'âge calculé est l'âge moyen de ces deux événements (Gleadow & Brown, 2000).

Cette méthode est très utilisée pour étudier la dénudation ou l'exhumation des reliefs, et notamment la dénudation des marges passives (Brown *et al.*, 1994; Gallagher *et al.*, 1998). Les traces de fission de l'apatite sont en effet sensibles à de faibles températures, qui sont celles observées dans les premiers kilomètres de la croûte terrestre. Un âge de dénudation peut facilement être déterminé grâce à la datation du passage de l'isotherme 110-130°C, grâce aux traces de fission. De même, un taux de dénudation peut être quantifié à partir de l'étude de la répartition des longueurs de traces et de leur âge. Chaque longueur correspondant à une température donnée, un profil de températures de la roche en fonction du temps peut être obtenu (Brown *et al.*, 1994) (Fig. I.1.3). Ce profil est transcrit en terme de profondeur de la roche au cours du temps, et donc en taux de dénudation (Fig. I.1.4).

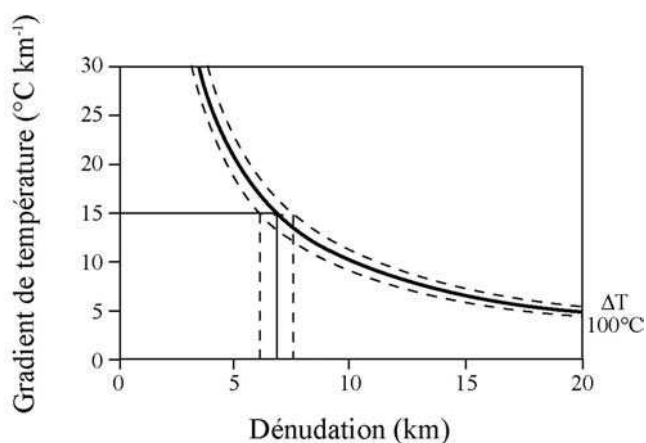


Figure I.1.4 – Relation entre la quantité de dénudation, le gradient géothermique (ΔT) et la quantité de refroidissement. La courbe représentée est celle estimée pour $100^{\circ} \pm 10^{\circ}\text{C}$. Pour un gradient géothermique de 15°C , la quantité de dénudation estimée est de 6,7 km (Harman *et al.*, 1998).

Il est à noter qu'un problème a été révélé récemment par cette méthode. Ce problème provient de la composition minéralogique des apatites détritiques et accessoires. Celles-ci sont majoritairement des apatites composées de fluor, mais le chlore contenu dans certaines apatites, exerce un contrôle sur l'évolution naturelle de la longueur des traces (Carlson *et al.*, 1999). Certaines analyses anciennes de traces de fission ont pu être erronées à cause de ce problème.

B. Dénudation des marges passives à partir des traces de fission

Dans cette étude, nous n'avons pas effectué d'analyses de traces de fission, mais effectué à partir d'autres études, une synthèse d'informations sur la datation et les taux de dénudations des marges passives.

Âges des traces de fission

L'analyse des âges de traces de fission effectuée sur la plupart des marges passives est en faveur d'un ou de plusieurs épisodes thermiques de refroidissement, postérieurs à la séparation continentale (break-up). Les âges obtenus sur apatites sont en effet inférieurs à l'âge stratigraphique des roches (Gallagher *et al.*, 1995; Gallagher & Brown, 1999; Raab, 2001; Raab *et al.*, 2002), et la plupart du temps inférieurs à l'âge du « break-up » de la marge.

Sur les marges de Scandinavie, les âges s'échelonnent entre 90 et 100 Ma pour les plus jeunes, et jusqu'à 300 Ma pour les plus anciens. Ils sont donc tous antérieurs à l'épisode de séparation continentale qui a eu lieu dans cette région vers 55 Ma (Hendriks, 2003). Au Groenland en

revanche, les âges obtenus sur apatites sont inférieurs à 55 Ma et sont parfois de l'ordre de 20 Ma (Hansen, 1992; Price *et al.*, 1997). Ils sont donc en faveur d'un épisode thermique post breakup. Sur les marges sud-atlantiques, de nombreuses analyses de traces de fission ont révélé des âges nettement inférieurs à l'âge du break-up. Au Nord-Est du Brésil, les plus jeunes âges mesurés sont de 76 Ma, c'est à dire moins que l'âge du break-up (130 Ma). Au Sud-Est du Brésil, d'autres études montrent la même tendance. Les traces de fission les plus jeunes sont datées de 50 à 90 Ma près de la côte, et les plus anciennes sont datées de plus de 300 Ma dans l'intérieur des terres (Gallagher *et al.*, 1994; Gallagher & Brown, 1997; Gallagher & Brown, 1999; Brown *et al.*, 2000; Cobbold *et al.*, 2001). Sur la marge ouest-africaine, les âges mesurés en Namibie s'échelonnent de 59 Ma à plus de 500 Ma (Brown *et al.*, 2000; Raab, 2001; Raab *et al.*, 2002). La séparation continentale étant datée à 130 Ma, certains âges y sont donc plus récents. Dans l'ouest de l'Inde et au Sud-Est de l'Australie, des âges plus jeunes que la formation de la marge ont été également mesurés (Persano *et al.*, 2002; Gunnell *et al.*, 2003).

Sur toutes ces marges, on note en général une nette corrélation entre l'âge des traces de fission, leur localisation géographique et leur altitude. Les échantillons dont les âges de traces de fission sont les plus jeunes se situent souvent près de la côte actuelle. Plus les échantillons sont à l'intérieur des terres et en altitude, plus les âges mesurés sont grands (Gallagher *et al.*, 1994; Gallagher & Brown, 1997; Brown *et al.*, 2000; Cobbold *et al.*, 2001; Raab, 2001; Raab *et al.*, 2002; Gunnell *et al.*, 2003; Hendriks, 2003). Ces résultats indiquent une dénudation plus récente près des côtes par rapport à l'intérieur du continent. La localisation de cette dénudation récente peut être corrélée avec les topographies élevées des marges (voir chapitre d'introduction). Ces dernières résulteraient alors d'un soulèvement récent de la bordure des continents.

Quantités et taux de dénudation

L'analyse des âges et des longueurs de traces de fission a permis de déterminer la quantité et l'âge de la dénudation post-rifting de certaines marges. Cette dénudation peut être assimilée, en partie, à des épisodes de soulèvement des marges ayant provoqué une érosion et une exhumation des roches.

L'analyse des traces de fission a permis d'estimer une exhumation de plus de 3 km sur la côte brésilienne (parfois jusqu'à 7 km) (Fig. I.1.5), et de près de 1 km dans l'intérieur des terres (Gallagher *et al.*, 1994; Gallagher *et al.*, 1995; Harman *et al.*, 1998). La dénudation a eu lieu en grande partie au Crétacé supérieur, mais également à l'Eocène (Harman *et al.*, 1998; Gallagher & Brown, 1999; Cobbold *et al.*, 2001; Saenz *et al.*, 2003), c'est à dire plus de 50 Ma après l'épisode de rifting. Cette dénudation correspond à des taux moyens de 10 à 50 m/Ma (Harman *et al.*, 1998; Brown *et al.*, 2000), croissants au cours des 20 derniers millions d'années (Gallagher & Brown, 1999; Saenz *et al.*, 2003).

Sur la marge namibienne, les données indiquent un refroidissement important au cours du Crétacé, et notamment au Crétacé supérieur et au Cénozoïque inférieur (80-60 Ma). Ce refroidissement correspondant à une dénudation post-breakup de 3 à 5 km (Fig. I.1.5) (Gallagher & Brown, 1999; Brown *et al.*, 2000; Raab *et al.*, 2002).

Sur les marges sud-africaines, les échantillons de roche ont subi également un refroidissement important au Crétacé inférieur (140-120 Ma = âge du break-up) ou au Crétacé moyen (100-80 Ma) (Brown *et al.*, 2000). La dénudation a atteint 4,5 km au niveau de l'escarpement de Drakensberg, depuis la formation de la marge. Le taux de dénudation moyen calculé pour la période du Crétacé supérieur est d'environ 95 m/Ma. Ce taux est retombé à 10 m/Ma au cours du Tertiaire (Brown *et al.*, 2002).

On note en général sur les marges sud-ouest-africaines, un taux de dénudation croissant pour les 20 derniers millions d'années (Gallagher & Brown, 1999). Cependant, selon certains auteurs ayant étudié la marge de Namibie, les taux moyens de dénudation côtière entre 130 et 36 Ma, étaient de 40 m/Ma, et ont diminué pour atteindre 5 m/Ma actuellement. A l'intérieur des terres, le

taux serait resté constant à 10 m/Ma depuis la séparation continentale (Cockburn *et al.*, 2000). Ces études sont donc contradictoires et pourraient indiquer de fortes variations locales de la dénudation au Sud-Ouest de l'Afrique.

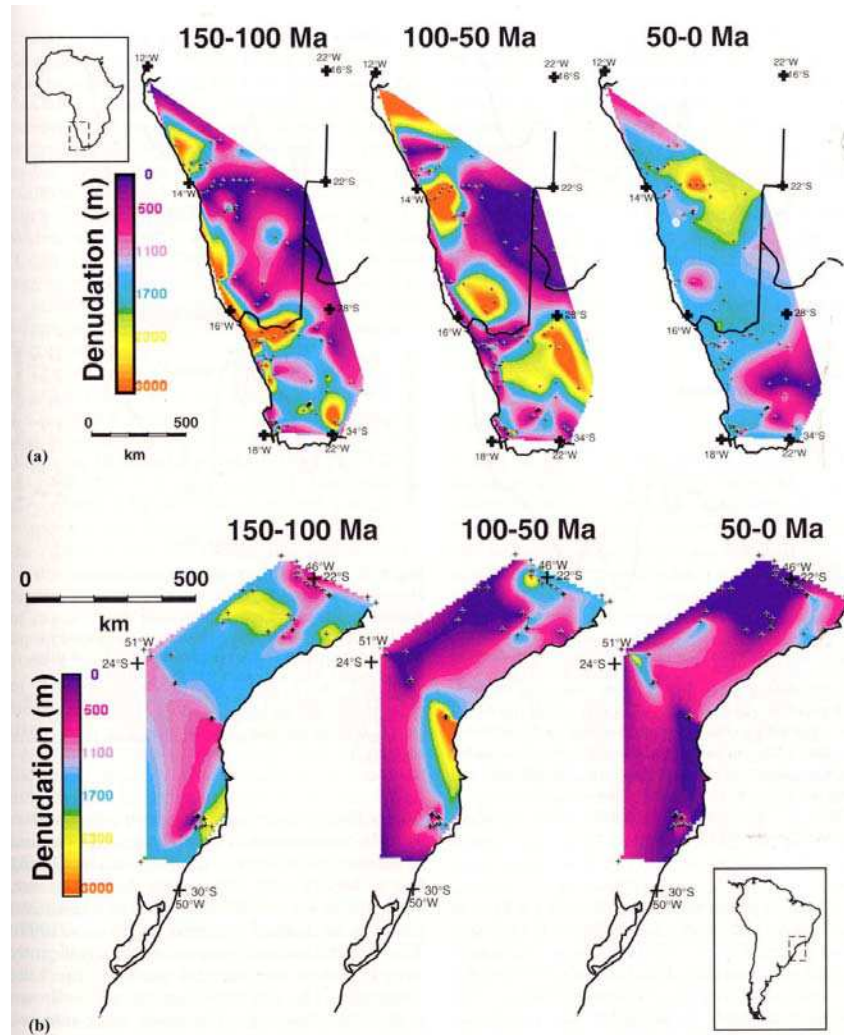


Figure I.1.5 – Dénudation (en mètres) estimée pour les périodes 150-100 Ma, 100-50 Ma et 50-0 Ma sur les marges (a) sud-ouest africaines et (b) sud-est brésiliennes (Gallagher & Brown, 1999). Sur ces deux marges, plus de 3 km de dénudation sont estimés dans certaines zones.

L'analyse des traces de fission indique également un refroidissement et une dénudation importante en Scandinavie au Crétacé supérieur et au Paléogène (Hendriks, 2003). Une dénudation supérieure à 3 km est quantifiée sur la marge Est de l'Amérique du Nord, correspondant à un taux moyen de 28 ± 6 m/Ma (Miller & Duddy, 1989; Boettcher & Milliken, 1994). Une érosion de 2,5 km au SE du Groenland et au NW de l'Europe est également visible au cours du Cénozoïque (Clift *et al.*, 1998).

Sur d'autres marges, comme par exemple sur la marge ouest-indienne, les analyses montrent une dénudation post-breakup, supérieure à 4 km au Cénozoïque, avec des taux atteignant les 120 m/Ma (Gunnell *et al.*, 2003). L'analyse des traces de fission au Sud-Est de l'Australie permet également de déterminer une dénudation supérieure à 3 km depuis le rifting (Moore *et al.*, 1986; Persano *et al.*, 2002).

Une dénudation importante peut ainsi être mise en évidence sur les marges passives, grâce à l'analyse des traces de fission sur apatite. Cette dénudation atteint plus de trois kilomètres sur la plupart des marges élevées (Brésil, Sud-Ouest de l'Afrique, Est de l'Amérique du Nord...). Elle s'est produite en grande partie après leur formation, mais également au Cénozoïque, et continue actuellement. A partir de la quantité de dénudation estimée sur ces marges (plus de 3 km, et parfois jusqu'à 7 km), nous pouvons facilement interpréter que l'érosion a eu lieu en conséquence d'une surrection des marges après leur formation.

1.1.2 Les isotopes cosmogéniques

A. La méthode

Les isotopes cosmogéniques résultent de l'interaction entre radiations cosmiques et les atomes des minéraux constitutifs des roches (Si et O du Quartz). Leur analyse permet d'estimer des temps de résidence des roches près de la surface, où elles sont exposées aux radiations cosmiques. Pour les rivières, les analyses sont souvent effectuées sur des paires d'échantillons selon la technique de Repka *et al.* (1997). Cette technique vise à analyser la concentration en nucléides de deux échantillons d'un même corps sédimentaire : le premier échantillonné en surface, et le second plus en profondeur, abrité des rayons atmosphériques depuis leur dépôt. Les concentrations en isotopes qui ont leur origine dans le transport des galets antérieur au dépôt peuvent ainsi être éliminées par soustraction des deux mesures de concentration.

De plus, l'accumulation des isotopes cosmogéniques dans les couches supérieures des roches exposées en surface, est sensible au taux de dénudation de cette surface (Lal, 1991). La concentration en radionucléides cosmogéniques devient saturée si l'érosion est constante, sur une échelle de temps correspondant à l'accumulation des nucléides cosmogéniques. Dans ces circonstances, une mesure de la concentration peut-être interprétée en taux de dénudation pour les derniers millions d'années (Lal, 1991).

B. Taux de dénudation induits

La méthode des isotopes cosmogéniques a surtout été utilisée pour calculer des taux de dénudation récents sur la marge sud-ouest africaine, et plus particulièrement dans le désert du Namib (Namibie).

Des mesures d'isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^{26}Al ont été effectuées sur des granites et des gneiss d'inselberg (reliefs résiduels), dans le centre du désert du Namib (Cockburn *et al.*, 1999; Cockburn *et al.*, 2000; Bierman & Caffee, 2001). Le taux de dénudation moyen, estimé à partir de ces mesures, est de 5,1 m/Ma. Il a été calculé pour les 100 000 dernières années, sur la plaine côtière et les reliefs de Namibie (Cockburn *et al.*, 1999; Cockburn *et al.*, 2000), ces taux variant entre 1 et 16 m/Ma (Bierman & Caffee, 2001). Ces résultats indiquent une assez faible érosion du désert du Namib, de l'escarpement, et des reliefs namibiens au cours du Pléistocène, ce qui a permis d'envisager pour certains auteurs une stabilité du paysage au cours des derniers millions d'années (Bierman & Caffee, 2001).

Cockburn *et al.* (Cockburn *et al.*, 2000) estiment que la dénudation de la région a atteint 50 mètres au cours des 10 derniers millions d'années, et plus de 300 mètres au Cénozoïque. Ces estimations sont compatibles avec les données de traces de fission sur apatite, qui suggèrent que la majeure partie des 3 à 5 km dénudés a eu lieu au Crétacé supérieur (Brown *et al.*, 2000). La dénudation depuis le Cénozoïque a donc été plus faible.

Des études complémentaires ont été réalisées en Namibie à l'aide de datation de terrasses fluviatiles et de l'incision de rivières, par la méthode des isotopes cosmogéniques ^{21}Ne (Van der Wateren & Dunai, 2001). Ces études montrent des taux de dénudation de 0,5 à 1 mètre par million

d'année, au cours des 5 derniers Ma, ce qui confirme les faibles taux d'érosion déduits dans les travaux précédents, pour les périodes très récentes. Pour Van der Wateren, des périodes de plus ou moins faibles taux d'érosion semblent être entrecoupées de courtes périodes de dénudation rapide (Van der Wateren & Dunai, 2001). Ceci expliquerait la variabilité du taux de dénudation mesuré selon l'intervalle de temps considéré.

Cette méthode, également utilisée en Antarctique, a permis de suggérer à partir des dénudations mesurées, une surrection des montagnes transantarctiques au Pliocène supérieur et au Pléistocène (Van der Wateren & Cloetingh, 1999; Van der Wateren *et al.*, 1999).

Il est à noter que cette méthode ne peut être appliquée que pour des périodes récentes, inférieures à quelques millions d'années. Il est donc très difficile de transposer les faibles taux de dénudation obtenus sur la marge ouest-africaine, à la totalité des temps géologiques postérieurs au breakup. Néanmoins, la dénudation révélée par les deux précédentes méthodes (traces de fission et isotopes cosmogéniques) existe et pourrait indiquer un soulèvement, qui serait alors moins important actuellement que dans les stades qui ont suivi le rifting.

1.2 Indications géomorphologiques

1.2.1 L'incision des marges passives

L'incision des marges passives est remarquable dans le Sud de l'Afrique, où elle a été beaucoup étudiée. Elle est constatée dans l'Ouest du continent grâce à la présence de terrasses fluviales élevées par rapport au lit actuel des fleuves. Ces derniers sont incisés de 100 à 200 mètres pour la plupart (Partridge & Maud, 1987; Partridge, 1998; Partridge & Maud, 2000b; Van der Wateren & Dunai, 2001), et au maximum de 550 mètres sur la marge sud-ouest africaine, comme le montre l'exemple du canyon de la Fish river en Namibie (Fig. I.1.6). Ce canyon est le second plus grand canyon au monde après le Grand Canyon du Colorado.



Figure I.1.6 – Canyon de la Fish River au Sud de la Namibie, incisé sur plus de 500 mètres dans des roches en grande partie d'âge Précambrien.

L'incision du cours des fleuves peut avoir diverses origines. Elle peut résulter de la chute du niveau de base induite par exemple par une chute du niveau marin, mais également d'une réponse à une surrection. Si la quantité d'incision est plus importante que la chute observée du niveau marin après le breakup, alors nous pouvons en déduire qu'une surrection est à l'origine de l'incision. Dans le cas du canyon de la Fish river, l'incision est caractéristique d'un soulèvement important du continent sud africain au cours du Néogène. En effet depuis la formation des marges de l'océan

Atlantique, le niveau marin global a fluctué entre +250 et -50 mètres par rapport au niveau marin actuel (Haq *et al.*, 1987). Une surrection est donc nécessaire pour rendre compte de l'incision de plus de 550 mètres de ce canyon.

Comme pour ce canyon, de nombreuses incisions de la marge sud-africaine, sont révélatrices d'une surrection post-breakup. L'incision induite par surrection est cependant souvent difficile à distinguer de l'incision résultant des variations eustatiques, lorsque sa valeur totale n'atteint pas plus de 250 mètres et lorsque l'épisode érosif n'est pas daté.

A. Quelques exemples d'incision sur la marge sud-ouest africaine

Le fleuve Orange

Le fleuve Orange marque la frontière entre la Namibie et l'Afrique du Sud. Sa vallée est bordée de nombreuses terrasses fluviales s'étageant jusqu'à 50-60 mètres au dessus du lit actuel du fleuve (Pickford & Senut, 1999). Il s'écoule actuellement dans une vallée qu'il occupe depuis l'Oligocène supérieur (Van der Wateren & Dunai, 2001). Au Néogène inférieur, le fleuve a incisé profondément le grand escarpement, provoquant le transport et le dépôt de formations détritiques grossières (graviers et blocs), et d'abondants dépôts sableux dans les bassins sédimentaires marginaux (Pether *et al.*, 2000).

La rivière Kuiseb

Un deuxième exemple d'incision sur la marge sud-ouest africaine est celui de la rivière Kuiseb qui est une rivière temporaire terminant sa course dans le désert du Namib, près de Walvis Bay (Fig. I.1.7). Tout comme les rivières Khan et Swakop situées dans la même région (Fig. I.1.7), la rivière Kuiseb a commencé à inciser à la fin du Tertiaire (Van der Wateren & Dunai, 2001).

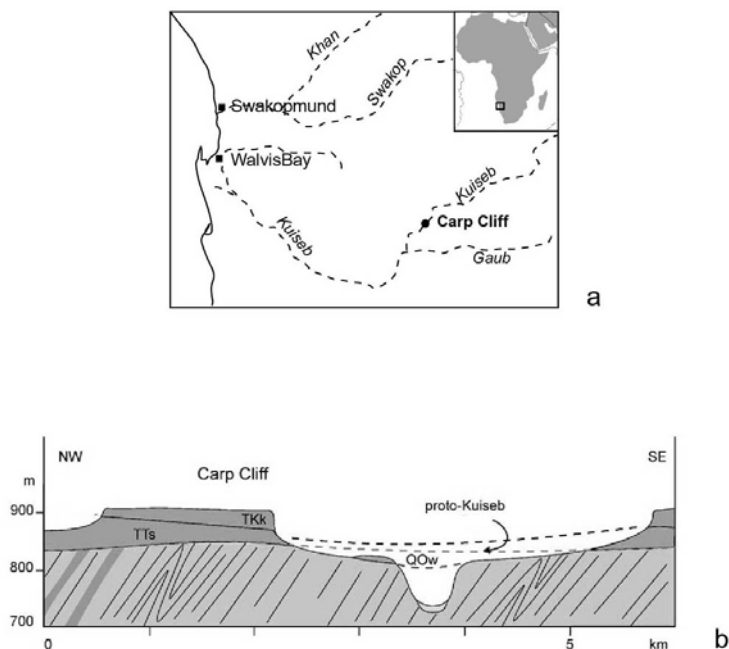


Figure I.1.7 – Terrasses et incision de la rivière Kuiseb au lieu dit Carp Cliff. a) Localisation de la rivière et de la coupe. b) Coupe NW-SE de la vallée de Kuiseb, sur laquelle sont représentés les différents niveaux de terrasses fluviales: Tsondab sandstones (TTs) et Karpfenkliff conglomerates (TKk) d'âge Néogène, Oswater conglomerates (QOw) d'âge Quaternaire reposant sur le socle de Damara d'âge Précambrien (Van der Wateren & Dunai, 2001; modifié).

L'incision y est marquée par la présence de nombreuses terrasses fluviales, conglomératiques, d'épaisseur supérieure à 40 mètres, dont l'altitude est de 100 à 250 mètres supérieure à celle du lit actuel (Van der Wateren & Dunai, 2001). Des plus élevées aux plus basses, ces terrasses sont constituées des formations « Karpfenkliff conglomerate » et « Tsondab sandstones » d'âge Néogène, et « Oswater conglomerates » d'âge Quaternaire (Fig. I.1.7). L'incision de la rivière peut donc être estimée à 250 mètres au maximum. L'âge de cette incision a été estimée par les isotopes cosmogéniques entre 2,8 et 1,3 Ma (Van der Wateren & Dunai, 2001). A cette période (Pliocène), des chutes du niveau marin global sont enregistrées (Haq *et al.*, 1987), mais sont inférieures aux 250 mètres incisés. Un soulèvement serait donc en partie responsable de l'incision de la rivière Kuiseb.

L'incision dans les bassins offshore

Dans les bassins sédimentaires offshore de la marge ouest-africaine, on note également des épisodes d'incision. Ceux ci sont notamment visibles dans le bassin de Kwanza en Angola, où des canyons se sont incisés à l'Oligocène puis remplis au Miocène inférieur (Burke, 1996). La partie offshore de la Namibie est également affectée. Dans le bassin de Namibe, la rupture de pente offshore est affectée par l'incision d'un canyon développé à l'Oligocène (Light *et al.*, 1991; Bagguley & Prosser, 1999). Ces épisodes d'incision datant de l'Oligocène peuvent être corrélés à une période exceptionnelle de bas niveau marin, et ne correspondent donc pas forcément à un épisode de soulèvement du continent.

B. Les causes de l'incision

Une grande partie des incisions du Sud de l'Afrique résulte d'un uplift qui peut être dissocié en deux phases majeures : une première phase au Néogène inférieur (début du Miocène), et une seconde au Pliocène (Partridge & Maud, 1987; Partridge & Maud, 2000b).

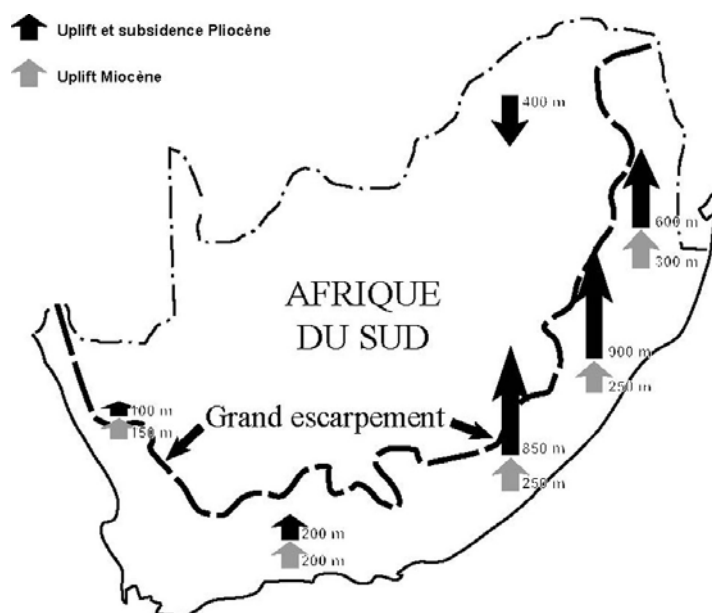


Figure I.1.8 – Mouvements verticaux miocènes et pliocènes en Afrique du Sud (en mètres) déduits des profils de rivières, des dépôts de plages soulevées, de la sédimentation offshore et de la géomorphologie (Pickford & Senut, 1999; modifié).

Le premier soulèvement qui a eu lieu au début du Miocène est bien marqué à l'Ouest, grâce aux terrasses fluviales du fleuve Orange ou de la Koa Valley, qui indiquent une incision de 100 à 200 mètres. Ce soulèvement fut asymétrique, atteignant un maximum de 250-300 mètres à l'Est du continent (Fig. I.1.8). Il a provoqué une hausse de la pente des rivières s'écoulant vers l'océan Atlantique (Partridge & Maud, 2000b). Les effets du soulèvement Miocène sur l'incision peuvent cependant être confondus avec l'incision provoquée par une chute du niveau marin global d'environ 200 mètres à l'Oligocène. Cette chute eustatique a donc pu également entraîner une incision des marges pouvant atteindre 200 mètres.

Le second soulèvement, d'une amplitude plus importante date du Pliocène (Fig. I.1.8), et a été accompagné d'une importante sédimentation en mer. Comme le précédent, il a provoqué un accroissement de la pente topographique depuis l'Est du continent, vers l'Ouest moins élevé, provoquant ainsi l'augmentation de l'incision des rivières. Des chutes du niveau marin global au Pliocène sont également corrélées à ce deuxième épisode de surrection, cependant elles ne sont pas assez conséquentes pour rendre compte de la quantité d'incision observée.

1.2.2 Les plages soulevées

Des preuves de soulèvement sont données par la présence de sédiments marins côtiers élevés (Fig. I.1.9). Depuis le dépôt de ces sédiments, un changement de niveau de base a eu lieu. Celui-ci peut être dû à l'eustatisme et à des mouvements verticaux du continent. La détermination de l'âge biostratigraphique de ces surfaces par des fossiles d'invertébrés et de mammifères présents, permet de rendre compte d'un soulèvement. Ce dernier est en effet déduit de la comparaison entre l'altitude actuelle des sédiments et les variations eustatiques du niveau de la mer (par exemple la charte de Haq *et al.* (1987)). De la même manière que pour l'incision, si l'altitude actuelle des anciennes surfaces de plages est plus élevée que ne l'était le niveau marin à l'époque du dépôt des sédiments, alors une surrection est déduite de la différence d'altitude (Fig. I.1.9).

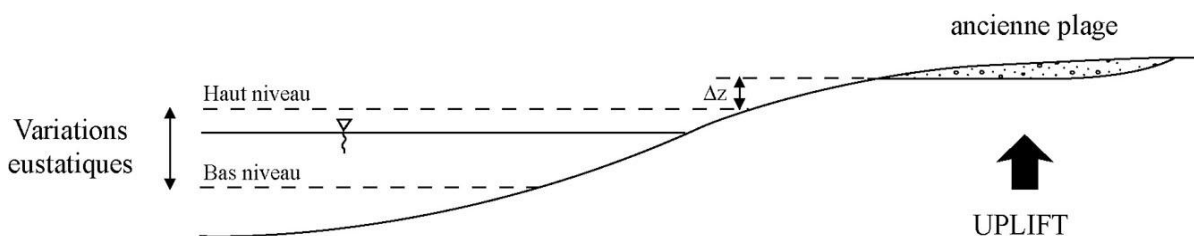


Figure I.1.9 – Estimation de la surrection d'anciennes plages, à partir de leur altitude actuelle, comparée aux variations eustatiques. Lorsque l'âge des dépôts de plage n'est pas connu, un soulèvement minimum Δz peut être déduit si la plage se situe à une altitude plus élevée que celle du niveau marin le plus haut. Lorsque l'âge des dépôts est connu, la surrection est déterminée par comparaison de l'altitude actuelle de la plage avec celle du niveau de la mer à cette époque.

A. Marge sud-ouest africaine

Un grand nombre de sédiments de plages a été décelé à des altitudes élevées en Afrique. Sahagian en 1988 a utilisé les dépôts cénomaniens, déposés au niveau de la mer, pour mesurer les mouvements verticaux depuis le Crétacé en Afrique (Sahagian, 1988). L'altitude des sédiments côtiers cénomaniens situés à des altitudes comprises entre 300 et 4000 mètres, a été comparée au niveau marin de l'époque. Ce dernier se situait 250 mètres au dessus du niveau actuel. Ces travaux ont permis de mettre en évidence des dômes surélevés dans l'intérieur du continent africain. Sur la marge sud-ouest africaine, les dépôts cénomaniens sont à une altitude de plus de 1000 mètres, et à

presque 3000 mètres dans l'Ouest de l'Angola et de la Namibie (Sahagian, 1988), ce qui correspondrait à un soulèvement considérable.

De très nombreux travaux se sont intéressés à la présence de plages soulevées, en Afrique du Sud et en Namibie (Partridge & Maud, 2000a). En 1986, Pether soulignait la présence de dépôts littoraux situés à 70-90 mètres d'altitude au Nord-Ouest du Cap. Ces dépôts furent ensuite corrélés avec la formation Pliocène Varswater près du Cap et indiquent un soulèvement d'environ 60 mètres depuis 3 Ma (Pether *et al.*, 2000). De même, au SE du Cap, Partridge et Maud (2000) ont signalé la présence de dépôts marins d'âge Pliocène inférieur, élevés de plus de 400 mètres (Partridge & Maud, 2000b). En Afrique du Sud toujours, la côte du Namaqualand au Sud de l'embouchure du fleuve Orange, présente un grand nombre de terrasses marines élevées et fossilifères (Pickford & Senut, 1999; Pether *et al.*, 2000). Ces terrasses sont identifiées dans la littérature sous le nom de « sediment-package » et appartiennent au groupe « warmwater » d'âge Néogène. Il en existe 4 niveaux d'altitude 90, 50, 30 et 10 mètres. L'étude de ces terrasses témoigne d'un soulèvement de la région au Néogène. Ce soulèvement n'est pas homogène le long de la côte sud-ouest africaine (Pickford & Senut, 1999). En Namibie, les plages soulevées de Sperrgebiet, d'âge Plio-Pléistocène, et situées dans une zone diamantifère d'accès restreint, présentent une altitude diminuant du Sud vers le Nord indiquant un basculement récent.

La comparaison de l'altitude de ces nombreuses plages élevées avec les variations eustatiques, a permis d'estimer un soulèvement entre 700 et 900 mètres au SE de l'Afrique au Pliocène (Partridge & Maud, 1987; Partridge & Maud, 2000b). La combinaison des données d'incision et de soulèvement des plages renseigne sur une histoire de soulèvement du Sud de l'Afrique en deux étapes (Fig. I.1.8) :

- une première au Miocène d'un maximum de 300 mètres de soulèvement dans l'Est de l'Afrique du Sud
- une seconde au Pliocène de 900 mètres au maximum, dans le SE de l'Afrique du Sud.

B. Marge Est américaine

Des terrasses marines quaternaires ont été étudiées le long des 1000 kilomètres de côte de la Patagonie d'Argentine (Rostami *et al.*, 2000). Ces terrasses ont été datées entre 250000 et 330000 ans grâce à des coquilles de mollusques fossiles. Cette étude a montré que les terrasses situées actuellement à une altitude de 33-35 mètres, ont subi un soulèvement moyen d'environ 0,09 mètres tous les mille ans, le niveau marin de l'époque se situant à 16-17 mètres au dessus du niveau actuel. Un uplift très récent même faible, ne peut donc pas être négligé.

L'étude de terrasses marines sur la marge Est des Etats-Unis a permis à Gardner (Gardner, 1989) de déterminer un taux de soulèvement de 0,01 mm/an près de Cape Fear. Ce taux croît pour les périodes récentes et atteint près de 1 mm/an.

Sur plusieurs marges de l'océan Atlantique, la détermination de l'âge et de l'altitude d'anciennes terrasses marine, comparée aux variations eustatiques, permet donc de déduire une surrection récente non négligeable de ces marges.

1.2.3 Autres études géomorphologiques

A. Sur les marges nord-ouest européennes

Un uplift de la Scandinavie et des îles britanniques a été proposé depuis le début du 20^{ième} siècle. Des indices de surrection proviennent d'études morphologiques, bathymétriques, et d'observation de phases successives d'érosion de surfaces côtières, par la mer (Stuevold &

Eldholm, 1996; Japsen & Chalmers, 2000). Ce soulèvement a été documenté en divers endroits (Fig. I.1.10) tels que la marge scandinave, la marge Ouest et le Sud de la mer du Nord, en Grande Bretagne, dans la mer d'Irlande, mais également jusqu'au massif Rhénan (Cloetingh *et al.*, 1990; Japsen & Chalmers, 2000; Graversen, 2002). Il a été également décrit un uplift dans la mer de Barents au Nord de la Scandinavie grâce à l'étude de profils sismiques, à proximité de la zone de fracture Senja (entre 0 et 200 mètres au SW et 1000 mètres au NW) (Faleide *et al.*, 1993a; Faleide *et al.*, 1993b).

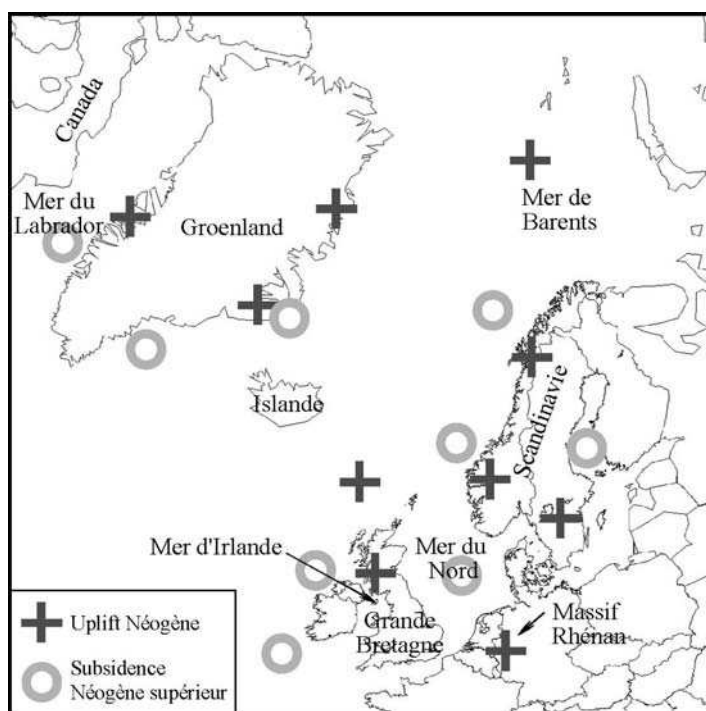


Figure I.1.10 – Zones en surrection et en subsidence au Néogène dans l'océan Atlantique Nord (Japsen & Chalmers, 2000; modifié). La surrection est présente sur la plupart des marges continentales (Groenland, marge scandinave, îles britanniques, massif Rhénan) et dans la mer de Barents et la Mer d'Irlande.

Cet uplift a eu lieu au Cénozoïque supérieur au cours de deux ou trois épisodes (Stuevold & Eldholm, 1996; Japsen & Chalmers, 2000):

- un premier épisode au Paléocène inférieur
- un second au Néogène (Miocène)
- et/ou un troisième au Pliocène supérieur-Quaternaire.

Des données de marégraphes, d'altimétrie précise, de mesures GPS, et de gravimétrie, ont permis de calculer des taux de soulèvement actuels précis de la Scandinavie (Fjeldskaar *et al.*, 2000). Ces données sont en faveur d'un taux d'uplift proche de zéro le long de la côte norvégienne, et qui augmente jusque 8-10 mm/an dans la mer Baltique (Fjeldskaar, 1997; Fjeldskaar *et al.*, 2000) (Fig. I.1.11). Cette surrection résulterait en grande partie du rebond isostatique suite à la décharge glaciaire, au Pliocène-Pléistocène (Fjeldskaar, 1997; Fjeldskaar *et al.*, 2000).

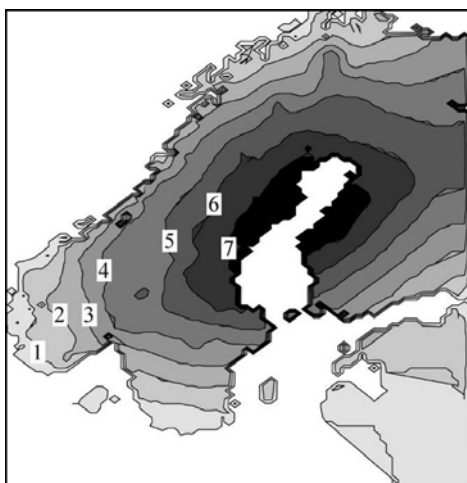


Figure I.1.11 – Surrection observée actuellement en Scandinavie en mm/an (Fjeldskaar *et al.*, 2000). La surrection est quasiment nulle sur la côte norvégienne et augmente jusqu'à plus de 7 mm/an dans la Mer Baltique.

B. Sur les marges nord-ouest Atlantiques

L'uplift est également mis en évidence au Néogène sur les marges Ouest de l'Atlantique Nord, au Canada, dans l'Est des Etats-Unis et au Groenland (Cloetingh *et al.*, 1990; Peulvast *et al.*, 1996; Japsen & Chalmers, 2000) (Fig. I.1.10).

Une étude morphologique de la zone de la Baie des Chaleurs (Gaspésie), à l'Est du Canada, permet d'identifier des déformations récentes se traduisant par des soulèvements et des basculements de blocs (Peulvast *et al.*, 1996).

Au Groenland, le soulèvement est aussi décrit grâce à la présence de roches exhumées au Tertiaire (Price *et al.*, 1997; Price & Whitham, 1997). La dénudation correspondante a été estimée par les traces de fission à 1,5-3 km, et datée à 20 Ma.

C. En Afrique

Le soulèvement post-Pliocène de l'Afrique, déjà décrit par King en 1962 (King, 1962), fut confirmé par Bond (1978) à l'aide de données d'hypsométrie et plus précisément du pourcentage de surface continentale inondée dans le passé. Les résultats de cette étude ont montré que l'Afrique s'est surélevée de manière significative par rapport à d'autres continents depuis le Miocène, et peut-être l'Eocène. Ce résultat rejoint celui obtenu à partir des études d'incision et de plages soulevées, décrites auparavant.

Les divers objets géomorphologiques étudiés ci-dessus (incision, plages soulevées etc.) indiquent que les marges présentant une topographie élevée, ont subi une surrection importante depuis leur formation. Ces études confirment donc l'hypothèse du soulèvement des marges, émise lors de l'étude de la dénudation, dans la première partie de ce chapitre.

1.3 Apport d'autres études

1.3.1 L'exhumation

Une exhumation d'environ 3000 mètres a été mise en évidence au Cénozoïque en Grande Bretagne et dans les mers voisines (Bott & Bott, 2004). Elle a été déterminée notamment par l'étude de profils de compaction dans des sondages, d'où a été déduite la profondeur maximale d'enfouissement avant l'érosion (Japsen, 1997). Cette exhumation est reliée aux épisodes d'uplift Paléocène ou Néogène (Miocène et/ou Néogène supérieur), décrits par les études géomorphologiques et les études de bassins sédimentaires (Bott & Bott, 2004).

De l'exhumation a été décrite aussi sur le bord SE du bassin du Paraná au Brésil, de même que du soulèvement et des basculements (Cobbold *et al.*, 2001).

1.3.2 Observations dans les bassins sédimentaires

Une des premières observations relevée dans la littérature concerne la bathymétrie peu profonde de certains bassins par rapport aux modèles classique de bathymétrie en fonction de l'âge du plancher océanique (Parsons & Sclater, 1977; Stein & Stein, 1992). Cette faible bathymétrie peut être reliée dans certains cas à un soulèvement du continent adjacent. En Afrique du Sud par exemple une anomalie de bathymétrie d'une amplitude de 500 mètres a été décelée. Elle serait liée à l'anomalie de topographie qui existe en Afrique du Sud (Nyblade & Robinson, 1994), qui elle-même a été reliée à un soulèvement du continent.

D'autres observations peuvent être faites si on s'intéresse à la sédimentation des bassins. Le soulèvement topographique des marges, et la dénudation induite, ont en effet une répercussion directe sur la sédimentation des bassins. Sur la plupart des marges passives de l'océan Atlantique, des indices de soulèvement sont ainsi reconnus dans les dépôts sédimentaires détritiques des bassins marginaux. L'étude de la sédimentation et de la stratigraphie des bassins laisse supposer un soulèvement pour le SE du Brésil notamment, et plus particulièrement la Serra do Mar (Williams & Hubbard, 1984; Almeida *et al.*, 2000), mais également pour l'Angola (Cramez & Jackson, 2000; Lavier *et al.*, 2001), pour la Scandinavie et les îles britanniques (Roberts, 1989; Jordt *et al.*, 1995). De plus, des reconstructions de subsidence ont indiqué un soulèvement rapide de 400 mètres, des marges Est et Ouest du Groenland, au Paléocène (Clift *et al.*, 1998).

Les différentes répercussions de l'uplift sur les bassins sédimentaires, qu'ils soient offshore ou onshore, seront explicitées en détail dans le chapitre 2 qui leur est consacré.

1.4 Observation indirecte de surrection déduite des modèles d'ajustement isostatique des glaces

Un modèle global et gravitationnel, de réajustement isostatique des glaces (ICE-4G (VM2)), a été développé par Peltier (1998) pour la période de l'Holocène (Peltier, 1998). Ce modèle permet de reconstituer l'histoire des variations du niveau marin à cette période, pour des sites qui ont été recouverts par la glace au cours du dernier maximum glaciaire, mais également pour d'autres sites qui en sont très éloignés.

Les cycles de glaciation/déglaciation du Quaternaire sont en effet enregistrés dans l'histoire des variations du niveau marin relatif. A chaque cycle glaciaire/interglaciaire, correspond un cycle de hausse et de chute (d'environ 120 m) du niveau marin eustatique.

Le modèle calcule donc, à partir des processus de formation/fonte des glaces, et des ajustement isostatique induits par la charge et décharge des glaces, une prédiction des variations du niveau

marin pour différents sites. Ces prédictions sont ensuite comparées aux variations du niveau marin réellement observées, et permettent de calculer de manière indirecte, la part des mouvements verticaux résultant d'une surrection, autre que celle induite par la décharge glaciaire. Cette surrection pourrait avoir une origine tectonique.

Les résultats du modèle montrent que des zones situées sur la marge Est de l'Amérique du Sud au Brésil et en Argentine, semblent affectées par de tels soulèvements (Peltier, 1998; Rostami *et al.*, 2000). La figure I.1.12 présente la différence en mètres entre les prédictions du modèle et les observations naturelles des variations du niveau marin (à partir d'anciennes plages notamment), pour différentes localités du Brésil et d'Argentine. Une variation est notable entre les valeurs observées (plus élevées) et les prédictions. Elle s'échelonne entre 2-3 mètres au Brésil, et s'accroît vers le Sud de la marge pour atteindre jusqu'à 7 mètres dans le Sud de l'Argentine. Cette différence est expliquée par un soulèvement de la marge Est de l'Amérique du Sud au cours de l'Holocène.

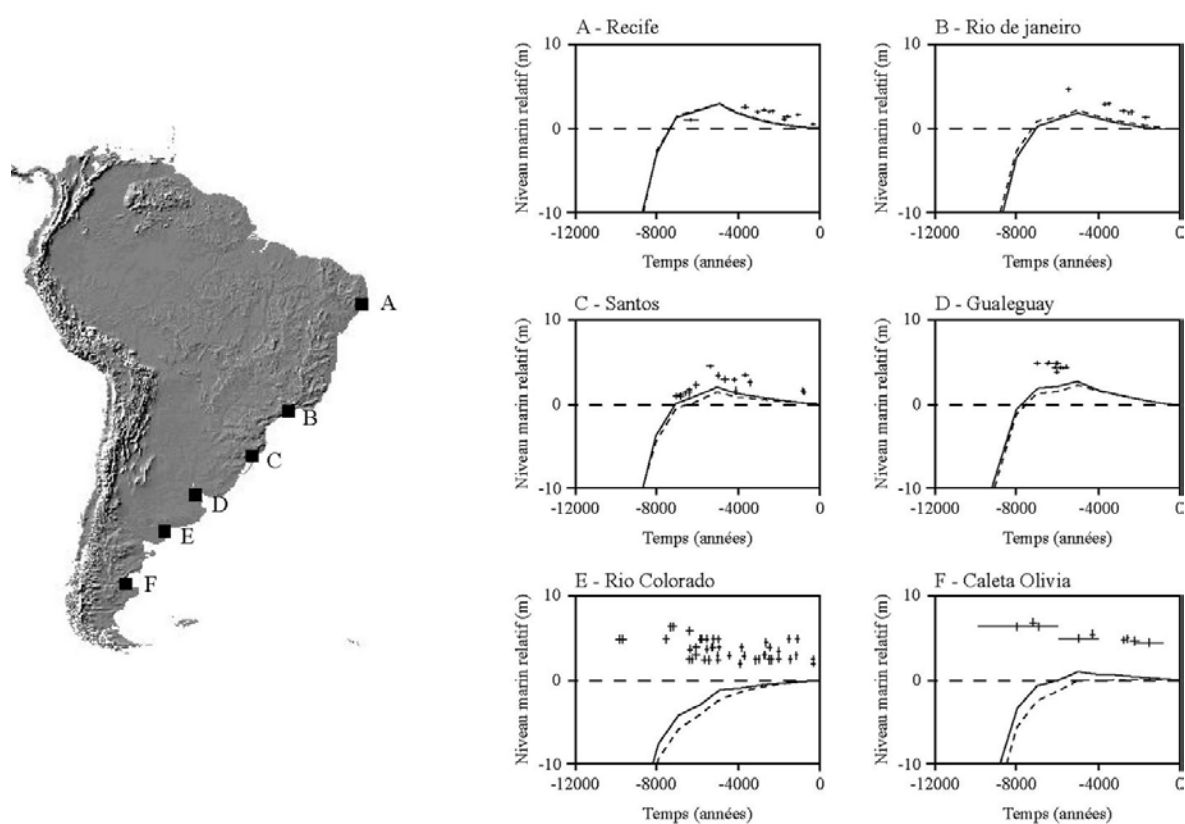


Figure I.1.12 – Comparaisons entre la prédiction théorique des variations du niveau marin relatif obtenues à partir du modèle ICE-4G (courbes pleines pour une épaisseur lithosphérique de 120 km et pointillées pour une épaisseur de 80 km), et les variations réellement observées (croix) pour 6 sites du Brésil à l'Argentine (Rostami *et al.*, 2000; modifié). Une déviation des courbes théoriques est observée pour les observations naturelles, et rend compte d'un soulèvement de la marge Est de l'Amérique du Sud au cours de l'Holocène.

Un autre modèle de ce type a été développé pour connaître la part de rebond isostatique dans le relief de la Scandinavie (Fjeldskaar *et al.*, 2000). Les résultats montrent qu'il existe une déviation entre les prédictions de ce modèle et les mesures naturelles de soulèvement. Cette déviation est interprétée comme une composante tectonique de l'uplift.

1.5 Conclusion

De nombreuses études ont documenté des mouvements verticaux, et plus précisément de la surrection, sur les marges passives de l'océan Atlantique. Ces études sont basées sur des méthodes variées, et résumées dans le tableau I.1.1. La première méthode décrite dans ce chapitre concerne la mise en évidence de la dénudation de ces marges, à l'aide de l'analyse de traces de fission sur Apatite, ou de l'analyse des isotopes cosmogéniques. Une deuxième méthode vise à étudier les indications géomorphologiques sur les marges comme l'incision, ou les dépôts d'anciennes plages surélevés. D'autres méthodes, basées sur d'autres observations géologiques et sur des observations indirectes à partir de modèles, permettent également de documenter ces mouvements.

Le soulèvement des marges de Scandinavie, du Sud-Est du Brésil, et du Sud-Ouest de l'Afrique est ainsi bien reconnu dans la littérature, et des indications d'uplift existent sur les marges Nord-Est Américaines, du Canada, et du Groenland.

La Scandinavie présente encore actuellement un taux de soulèvement qui atteint plus de 8 mm/an. Le Sud de l'Afrique a été soumis à un soulèvement de près de 150-300 mètres au Miocène, qui fut suivi au Pliocène d'une deuxième phase, soulevant le continent d'un maximum de 900 mètres.

Ces mouvements significatifs sont accompagnés d'une dénudation importante estimée à plus de 3 kilomètres sur les marges Atlantiques âgées de plus de 130 Ma (Brésil, Ouest de l'Afrique, Amérique du Nord) depuis leur rifting. Les marges plus récentes du Groenland et du Nord-Ouest de l'Europe ont, quant à elles, subi une érosion de près de 3 kilomètres également au Cénozoïque.

<i>Localisation de la marge</i>	<i>Surrection et/ou dénudation</i>	<i>Méthodes de mise en évidence</i>
Groenland	Cénozoïque: - dénudation de 2,5 km au SE du Groenland - surrection au Néogène	Traces de fission de l'apatite
Nord Est Américaine et Canada	Cénozoïque: - dénudation de plus de 3 km et taux moyen de 28±6 m/Ma. - surrection au Néogène	Traces de fission de l'apatite Géomorphologie
Brésil	exhumation et surrection post breakup au SE du Brésil Crétacé supérieur et Eocène: dénudation de 3 à 7 km sur la côte et de 1 km dans l'intérieur. Taux de 10 à 50 m/Ma. 20 derniers Ma: Taux de dénudation croissants	Géomorphologie et stratigraphie Traces de fission de l'apatite
Argentine	Quaternaire: surrection d'une quinzaine de mètres	plages soulevées et modèles ICE-4G
NW Europe	Crétacé supérieur et Paléogène: - refroidissement et dénudation importante en Scandinavie - surrection au Paléocène inférieur Néogène: - exhumation de 3000 m en Grande Bretagne - surrection importante de la Scandinavie, des îles britanniques et du massif Rhénan, au Miocène et au Plio-Pléistocène Actuel: surrection de 8 à 10 mm/an en Mer Baltique	Traces de fission de l'apatite géomorphologie, bathymétrie, stratigraphie sondages marégraphes, altimétrie, GPS, gravimétrie
Namibie	Crétacé supérieur et Cénozoïque inférieur: dénudation de 3 à 5 km et taux moyens de 40 m/Ma. 20 derniers Ma: - taux de dénudation croissant - surrection importante au Néogène en deux phases: Miocène (100 à 200 m) et Pliocène (100 à 200 m) Actuel: dénudation très faible	Traces de fission de l'apatite Incision et plages soulevées Isotopes cosmogéniques
Afrique du Sud	Crétacé inférieur et moyen: dénudation de 4,5 km et taux moyens de 95 m/Ma Cénozoïque: taux de dénudation moyen de 10m/Ma 20 derniers Ma: - taux de dénudation croissant - surrection importante au Néogène en deux phases: Miocène (100 à 200 m) et Pliocène (100 à 200 m à l'Ouest et jusqu'à 900 mètres à l'Est)	Traces de fission de l'apatite Incision, plages soulevées, géomorphologie et bathymétrie

Tableau I.1.1 – Synthèse des mouvements verticaux (dénudation et surrection) mis en évidence par diverses méthodes, sur les marges passives de l'océan Atlantique. Voir le texte pour les références.

Chapitre 2

Impact des mouvements verticaux sur les systèmes sédimentaires

Les mouvements verticaux d'uplift et de subsidence ont une grande influence sur les systèmes sédimentaires, qu'ils soient continentaux ou océaniques. Dans ce chapitre, nous aborderons les effets de la surrection des marges passives, et de la dénudation induite, sur ces systèmes.

Ces effets se font ressentir sur le continent, dans la géométrie des systèmes fluviaux et en mer, dans la localisation des apports sédimentaires. Cet aspect sera étudié grâce à l'étude d'images satellitaires Landsat et de MNT, complétée d'une synthèse de travaux publiés.

Le soulèvement et la dénudation des marges ont également comme conséquences de modifier les volumes, la nature et la géométrie des corps sédimentaires déposés dans les bassins offshore. Ce deuxième impact de la surrection sur la sédimentation sera abordé principalement à l'aide d'une synthèse de données.

Nous verrons également dans ce chapitre comment ces mouvements verticaux peuvent influencer la tectonique salifère des marges passives.

2.1 Influence de la surrection sur les réseaux hydrographiques

La géométrie des réseaux fluviaux, à l'échelle d'un bassin versant, est contrôlée par divers facteurs. Parmi ces facteurs, on compte par exemple tous les paramètres hydrologiques, tels que la quantité de précipitation ou le débit d'eau. Les facteurs géomorphologiques entrent également en jeu, comme la valeur de la pente basale globale du bassin versant, ainsi que la topographie locale. La géométrie du réseau évolue par exemple de systèmes assez rectilignes, à des systèmes méandriformes, avec la diminution de la pente. Aussi, une variation du niveau de base des cours d'eau (niveau en dessous duquel le cours d'eau ne peut plus creuser, ex: niveau de la mer pour un fleuve), résulte en une modification de la pente du bassin versant, et de la géométrie du réseau de drainage. D'autre part, les facteurs géologiques influencent également beaucoup la géométrie des réseaux, en fonction notamment de la perméabilité du substratum (plus ou moins grande infiltration), de la nature de la roche (orientation éventuelle des strates ou de la foliation), et des structures tectoniques pouvant guider le cours d'eau.

Une modification d'un de ces facteurs peut donc entraîner une modification de la géométrie des réseaux fluviaux.

Sur les marges passives de l'océan Atlantique, d'importantes modifications de la géométrie des systèmes fluviaux sont mises en évidence, au cours du Cénozoïque. Dans cette partie, nous montrons que ces modifications sont des captures de rivières, ou plus simplement des migrations des systèmes de drainage. Des études proposent qu'elles sont en partie liées au soulèvement des marges. Ces changements dans les réseaux hydrographiques ont également une grande influence sur la localisation des apports sédimentaires en mer.

2.1.1 Modifications des réseaux de drainage

A. Les captures de rivières

Un processus important dans l'évolution d'un drainage soumis à un contrôle tectonique est la capture de rivière. Une capture de rivière a lieu quand une rivière érode plus qu'une autre rivière adjacente, et qu'elle capture ainsi l'écoulement de cette seconde rivière en recoupant son lit (Fig. I.2.1).

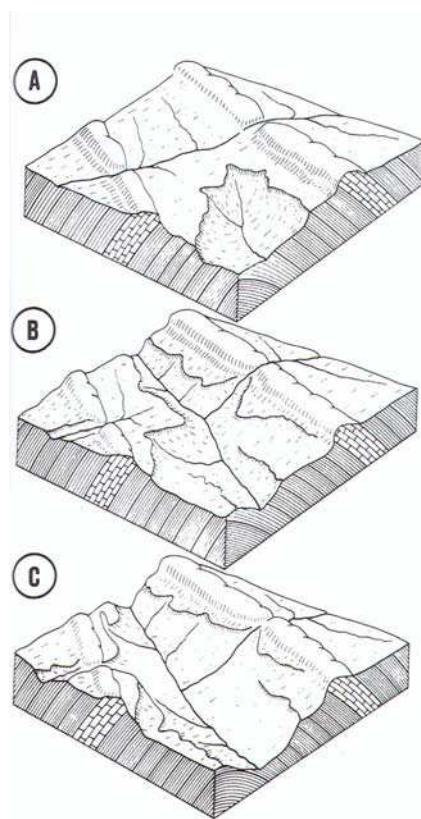


Figure I.2.1 – Trois étapes d'une capture de rivière. La rivière la moins élevée (en bas du premier schéma) érode petit à petit dans les formations les moins résistantes, jusqu'à ce qu'elle capture la rivière plus élevée (Schumm, 1977).

L'érosion plus intense de la rivière "capturante" peut être due à différents facteurs (Summerfield, 1991) :

- Le lit de la rivière, présente une pente plus élevée que celui de la rivière adjacente;
- La rivière érode des roches moins résistantes;

- Un contraste de précipitation existe entre deux versants d'une montagne;
- Une variation locale du niveau de base a lieu.

Une capture de rivière peut donc être entraînée suite aux variations du niveau de base ou du climat, mais également par des déformations tectoniques. Un soulèvement lié à une activité tectonique peut en effet provoquer une capture de rivière, par accentuation de la pente de l'écoulement, et par la modification de la nature des roches érodées.

Une capture se reconnaît souvent par un changement brutal de direction du lit de la rivière, souvent à 90°. (Il faut cependant faire attention à ne pas confondre une capture de rivière avec un drainage anormal dit « transverse », lié aux structures géologiques qui influencent la direction d'un écoulement). Lors d'une activité tectonique, un basculement même léger peut avoir une autre influence sur le drainage. Ainsi, lorsque la région présente un très faible relief, il peut résulter une inversion du drainage, ou même un arrêt complet de l'écoulement, lorsque la pente n'est plus suffisante pour permettre à la rivière de continuer sa course.

Nous verrons que toutes ces modifications du réseau hydrographique ont d'importantes conséquences sur la localisation et le volume des sédiments détritiques apportés sur les marges.

De nombreuses captures de rivières et/ou perturbations du système de drainage ont été mises en évidence sur les marges de l'Atlantique Nord (Gardner, 1989; Overeem *et al.*, 2001), mais plus particulièrement dans le Sud-Ouest africain et dans le Sud-Est du Brésil.

B. Marge ouest africaine

Sur la marge ouest africaine, c'est principalement l'Afrique du Sud qui a fait l'objet d'études du drainage en relation avec le soulèvement de sa marge.

Sur la partie terrestre de la marge, différentes indications géomorphologiques, sédimentologiques, paléontologiques et zoologiques, attestent de changements majeurs du drainage (Dingle & Hendey, 1984). Des linéaments pouvant correspondre à d'anciens réseaux hydrographiques sont ainsi visibles dans la morphologie du paysage et sont confirmés par l'étude des sédiments, des fossiles, et par des similarités existant entre la faune et la flore.

Il a ainsi pu être mis en évidence des liens entre les réseaux hydrographiques actuels Orange/Vaal et Olifants (Dingle & Hendey, 1984), les principaux réseaux fluviaux présents depuis le Crétacé supérieur (de Wit *et al.*, 2000) (Fig. I.2.2).

De plus, les apports sédimentaires dans le bassin Orange révèlent une migration de la source d'apports principaux. L'ancêtre du fleuve Orange, aurait ainsi vu son embouchure migrer de 200 kilomètres vers le Sud jusqu'à l'embouchure actuelle de la rivière Olifants, puis inversement 200 km vers le Nord jusqu'à son emplacement actuel (Dingle & Hendey, 1984; Dingle, 1992).

L'étude détaillée des réseaux hydrographiques en Afrique du Sud a mis en évidence une histoire complexe de modification du drainage, de captures, et d'abandon de réseaux hydrographiques. Les avis divergent cependant sur l'évolution géométrique des réseaux hydrographiques au cours du temps.

D'une manière générale, après le rifting du Gondwana au Crétacé inférieur, il semble que ce soient installés deux réseaux hydrographiques principaux dans le Sud de l'Afrique (Burke, 1996; de Wit *et al.*, 2000) (Fig. I.2.2a). Le premier, le fleuve Karoo, drainait la plupart de l'Afrique du Sud, et le second, le fleuve Kalahari, drainait le Sud du Botswana et de la Namibie. Il est supposé que ces deux réseaux avaient comme embouchures respectives au Crétacé supérieur, les embouchures actuelles des fleuves Olifants et Orange. Le Sud de l'Afrique du Sud était drainé par des petits réseaux s'écoulant vers le Sud (Fig. I.2.2a).

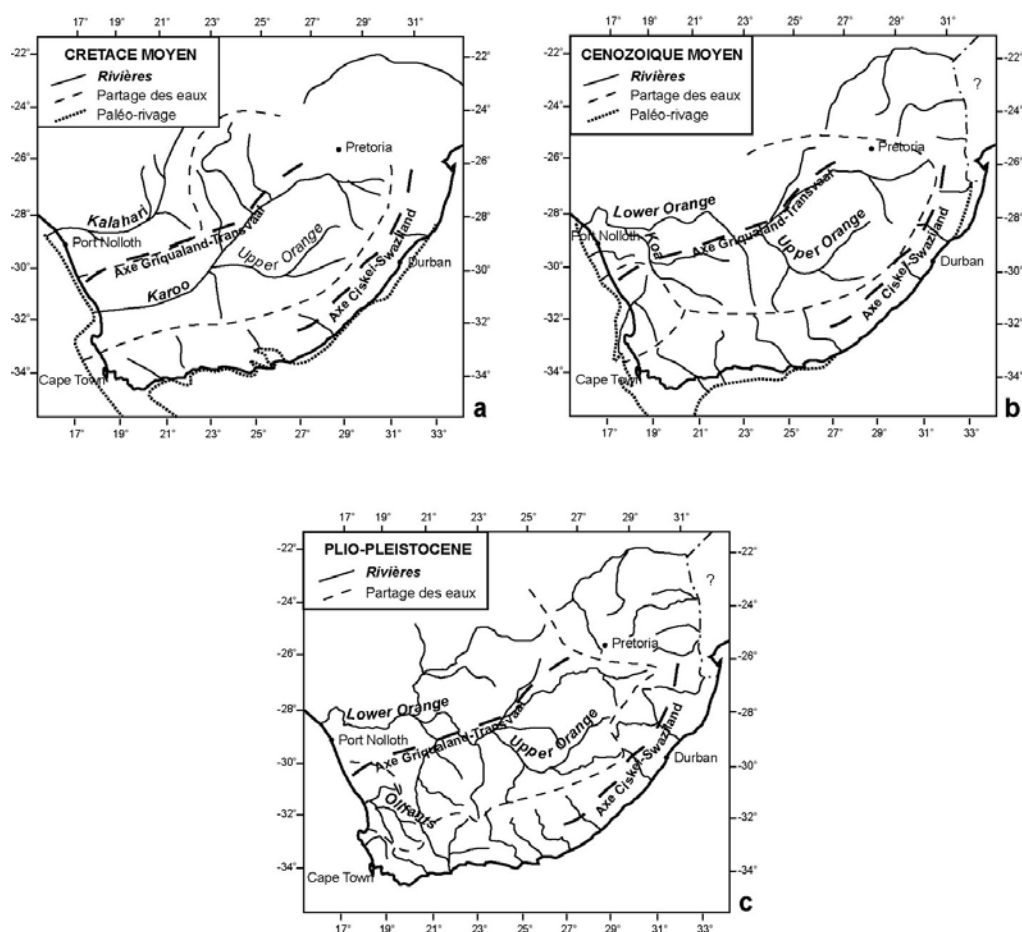


Figure I.2.2 – Reconstitution des réseaux fluviaux, et des limites de partage des eaux approximatifs, de l'Afrique du Sud au Crétacé moyen (a), Cénozoïque moyen (b) et au Plio-Pléistocène (c) (de Wit et al., 2000; modifié).

Ces deux principaux réseaux ont subi d'importantes modifications, du Crétacé à l'Oligocène, par le biais de captures de rivières successives. (Dingle & Hendey, 1984; Partridge & Maud, 1987; Dingle, 1992; Burke, 1996; de Wit *et al.*, 2000).

Au Crétacé supérieur, la partie amont du fleuve Orange actuel ("upper Orange") se déversait dans l'océan Atlantique par l'embouchure de l'actuel fleuve Olifants (Partridge & Maud, 1987; Dingle, 1992; de Wit *et al.*, 2000) (Fig. I.2.2a, b).

La capture en amont du fleuve Orange, par le système du Kalahari, s'est effectuée progressivement par différentes vallées entre le Crétacé supérieur et l'Oligocène (Dingle & Hendey, 1984; Partridge & Maud, 1987; Burke, 1996) (Fig. I.2.2a, b), entraînant le déplacement progressif de l'embouchure du paléo-Orange, à son emplacement actuel. Cette réorganisation pourrait résulter d'un épisode tectonique et volcanique ayant eu lieu sur la marge du Crétacé supérieur au Tertiaire inférieur (Dingle, 1992).

Ensuite, deux périodes de réorganisation du drainage et de rupture de certains réseaux secondaires ont suivi (de Wit *et al.*, 2000) : au Miocène et au Plio-Pléistocène. Ces deux périodes correspondent aux phases reconnues d'uplift dans la région.

A la fin du Miocène, la capture du "Upper Orange" par la partie aval du fleuve actuel "lower Orange" a eu lieu dans la vallée Koa (Fig. I.2.2b) (Dingle & Hendey, 1984; Burke, 1996; de Wit *et*

al., 2000) (capture non représentée sur la figure). Le réseau hydrographique de l'actuel fleuve Olifants a alors nettement diminué en taille par rapport à l'ancien fleuve Karoo.

Au Pliocène supérieur, d'autres captures de moindre importance ont accompagné la deuxième phase d'uplift et d'incision (Fig. I.2.2c).

Pour certains auteurs (Burke, 1996; de Wit *et al.*, 2000), le soulèvement de l'Afrique du Sud au Néogène, responsable de captures de rivières, a lieu selon certains axes bien définis, comme celui de Griqualand-Transvaal (Fig. I.2.2). Nous constatons cependant que ces axes ne sont pas toujours cohérents avec les modifications de drainage. En effet, au Néogène des réseaux fluviaux se mettent en place en recoupant de manière perpendiculaire les axes de soulèvements (exemple de la partie médiane du fleuve Orange, recoupant l'axe Griqualand-Transvaal, et des fleuves orientés NW-SE le long de la côte Sud recoupant l'axe Ciskei-Swaziland). De plus, les estimations de soulèvement discutées au chapitre 1, à partir de l'incision et des plages soulevées, révèlent une surrection répartie sur une grande partie Sud de l'Afrique, et non pas localisée sur ces axes.

C. Marge Est brésilienne

Sur la marge du Brésil, des anomalies du réseau de drainage sont aussi observées. Parmi ces anomalies, la plus marquante est sans doute la présence de rivières telles que le Rio Uruguay, et certains affluents du Rio Paraná, prenant leur source à quelques dizaines de kilomètres de la côte, dans les reliefs côtiers, mais parcourant plusieurs centaines de kilomètres à l'intérieur des terres avant de se jeter dans l'océan Atlantique (Fig. I.2.3). Cette anomalie est mise en évidence sur la figure I.2.4 par la ligne de partage des eaux séparant au Sud-Est, les rivières s'écoulant directement vers l'océan, et au Nord-Ouest, celles s'écoulant d'abord vers l'intérieur des terres avant de rejoindre leur embouchure. Ces réseaux fluviaux anormaux indiquent qu'ils se sont installés après la formation du relief côtier, ou qu'une surrection rapide de ces reliefs a entraîné une perturbation du drainage.

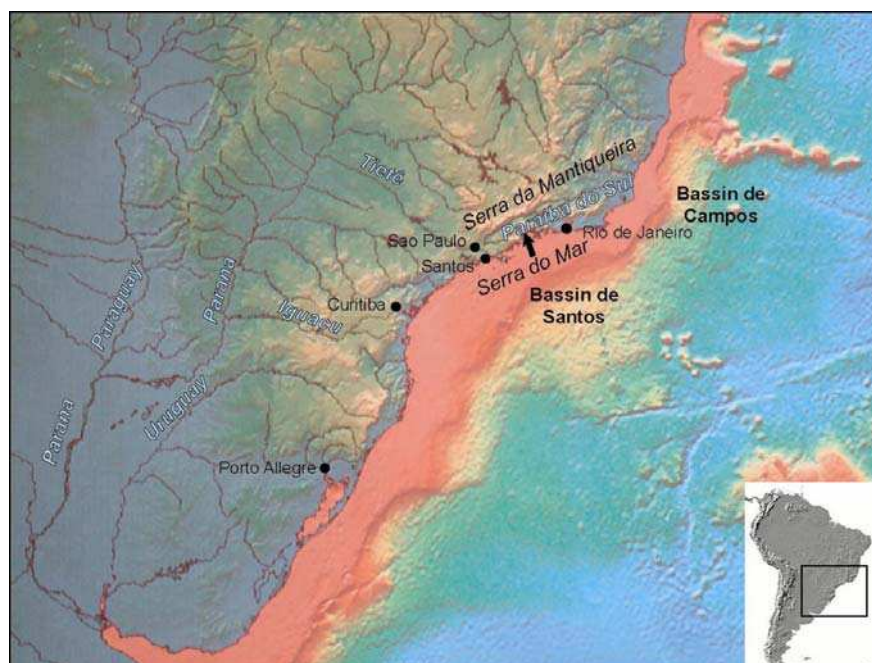


Figure I.2.3 – Présentation géographique de la marge sud-est brésilienne : Réseaux fluviaux, chaînes de montagnes et localités principales citées dans le texte.



Figure I.2.4 – Réseau fluvial détaillé du Sud-Est du Brésil. Nous pouvons mettre en évidence une ligne de partage des eaux, entre les rivières s'écoulant directement vers l'océan et celles s'écoulant d'abord vers l'intérieur des terres. Localisation des images satellites Landsat A, B, C et D (figures suivantes).

Cette anomalie du système fluvial peut également être approchée par le rapport Ls/Lr (Potter, 1997), Ls correspondant à la distance la plus courte entre la source d'un fleuve et l'océan, et Lr correspondant à la longueur réelle du fleuve, depuis sa source jusqu'à son embouchure. Une valeur proche de l'unité indique que le fleuve effectue un trajet direct vers l'océan, tandis qu'une valeur faible indique une grande sinuosité. Les valeurs typiques de ce rapport sont de 0,7 à 0,8. Or, au Brésil les rapports mesurés sont beaucoup plus faibles. On note 0,135 pour le fleuve São Francisco, 0,034 pour le Paraná/Iguaçu et 0,014 pour le Paraná/Tietê (c'est à dire 69 fois plus long que le trajet direct) (Potter, 1997).

En 1999, Karner et Driscoll (Karner & Driscoll, 1999a) ont décrit plusieurs captures de rivières sur la marge est-brésilienne. Ils ont pour cela superposé le réseau fluvial à la topographie actuelle de la région, et ont comparé les différents bassins en terme de sédimentation en supposant que la présence, sur une marge, de nombreux canyons et faciès d'érosion était associée à un système fluvial important. Dans les paragraphes suivants, nous étudions de manière détaillée ces captures de rivières, à partir de leur travaux, et d'une étude d'images landsat et de MNT que nous avons réalisée.

Nord-Est du Brésil

Au Nord-Est du Brésil, la baisse de l'influence fluviale dans le bassin de Mundaú à l'Eocène, et la reprise d'une forte incision fluviale dans le bassin de Sergipe à cette même période, ont été attribuées à la capture à mi-longueur du fleuve Parnaíba par le fleuve São Francisco. Cette capture aurait réduit subitement les apports terrigènes et la fréquence des turbidites dans le bassin de Mundaú, et les aurait en revanche accentués dans le bassin de Sergipe (Karner & Driscoll, 1999a; Potter, 1997).

Sud-Est du Brésil

Aux endroits où la ligne de partage des eaux est la plus proche de l'océan (Fig. I.2.4), c'est-à-dire dans la zone des chaînes de montagne "Serra da Mantiqueira" et "Serra do Mar", l'observation du réseau hydrographique et de la géomorphologie peut laisser supposer que les rivières ont subi des modifications de drainage, par l'intermédiaire de captures de rivières en relation avec des épisodes de soulèvement et/ou des processus néotectoniques (Sant'Anna *et al.*, 1997; Karner & Driscoll, 1999a; Cobbold *et al.*, 2001; Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002). Cobbold *et al.* (2001) ont ainsi décrit le trajet inhabituel des deux rivières principales du Sud-Est du Brésil: le Rio Paraíba do Sul, et le Rio Tietê (Fig. I.2.3).

Nous allons étudier de manière plus détaillée les relations entre géomorphologie et drainage dans les régions de Sao Paulo, Santos, Rio de Janeiro, et plus au Sud, les interactions entre Rio Paraná et Uruguay. Nous avons réalisé cette analyse au laboratoire de Géosciences Rennes, à partir de mosaïques d'images Landsat (MrSid disponibles gratuitement sur le web à l'adresse <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>), et des MNT de la région (SRTM résolution 90 mètres).

Région de Sao Paulo

Près de Sao Paulo, la limite de partage des eaux n'est, à certains endroits, qu'à dix kilomètres de la côte, comme cela peut être observé sur les images satellites Landsat (Fig. I.2.5). Il est frappant de remarquer que face à la source du fleuve Tietê, de l'autre côté de la ligne de partage des eaux, de petites rivières prennent leur source et s'écoulent vers l'océan. Le même type d'observation peut être fait plus au Sud, dans les régions de Curitiba, et de Porto-Allegre, et à l'Est de Santos. Ce qui est d'autant plus frappant, c'est que les rivières s'écoulant vers le Nord-Ouest, en ces différents endroits, parcourent plusieurs centaines de kilomètres perpendiculairement à la côte dans une direction opposée à celle de l'océan, avant de subir un net changement de direction pour reprendre un écoulement vers l'océan et vers leur embouchure (Fig. I.2.3 et I.2.4). Cette géométrie de drainage est compatible avec une surrection du relief côtier, entraînant l'écoulement vers l'intérieur du continent.

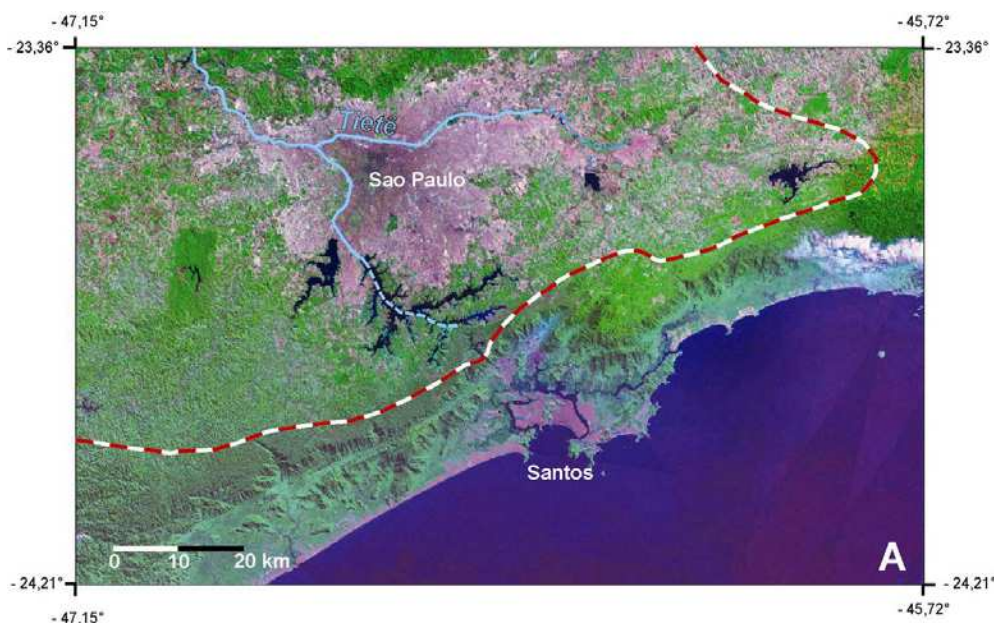


Figure I.2.5 – Image Landsat A, dans la région de Sao-Paulo et de Santos (localisation Fig. I.2.4). La ligne de partage des eaux n'est située par endroits qu'à dix kilomètres de la côte.

Si nous faisons l'hypothèse que les principaux réseaux hydrographiques étaient en place avant la surrection des reliefs côtiers, il est également possible que certains de ces réseaux aient subi une inversion de drainage (depuis un écoulement vers le Sud-Est, à un écoulement vers le Nord-Ouest), ou des captures en amont, lors de la formation des reliefs.

Région de Rio de Janeiro

A l'Ouest de Rio de Janeiro, des captures de rivière peuvent être mises en évidence. Sur la figure I.2.6, on peut identifier d'anciennes jonctions entre la rivière (A) qui se jette dans l'océan près de Rio de Janeiro, et le Rio Paraíba qui s'écoule aujourd'hui d'Ouest en Est à cet endroit pour se jeter 200 km plus loin à Campos. Les captures de rivières mises en évidence sont représentées par des flèches (1, 2 et 3). Auparavant, le Rio Paraíba s'écoulait probablement vers le bassin de Santos (Karner & Driscoll, 1999a), mais les captures successives de son lit ont entraîné la modification du drainage de ce fleuve vers le bassin de Campos.

Sur l'image satellitaire des environs de Rio de Janeiro (Fig. I.2.7), nous constatons que la baie de Rio de Janeiro pourrait avoir constitué une ancienne embouchure du Rio Paraíba, lorsque le lit du fleuve empruntait celui de la rivière "A". Le MNT de cette zone supporte fortement cette hypothèse (Fig. I.2.8). On y distingue très nettement une zone de relief relativement faible s'étendant selon une direction NW-SE depuis les captures de rivières identifiées, et la baie de Rio de Janeiro. Cette zone a ainsi pu constituer un paléo-chenal d'écoulement entre le Rio Paraíba et l'océan. De plus, la ville de Rio de Janeiro semble construite sur une surface quasi-plane qui aurait pu constituer dans le passé une plaine alluviale. L'activité tectonique ultérieure de la Serra do Mar aurait ensuite provoqué du fait de sa surrection, les captures progressives de ce fleuve .



Figure I.2.6 – Image landsat B à l'Ouest de Rio de Janeiro, mettant en évidence d'anciennes jonctions (flèches 1, 2 et 3) entre le Rio Paraíba et la rivière "A" (localisation Fig. I.2.4).

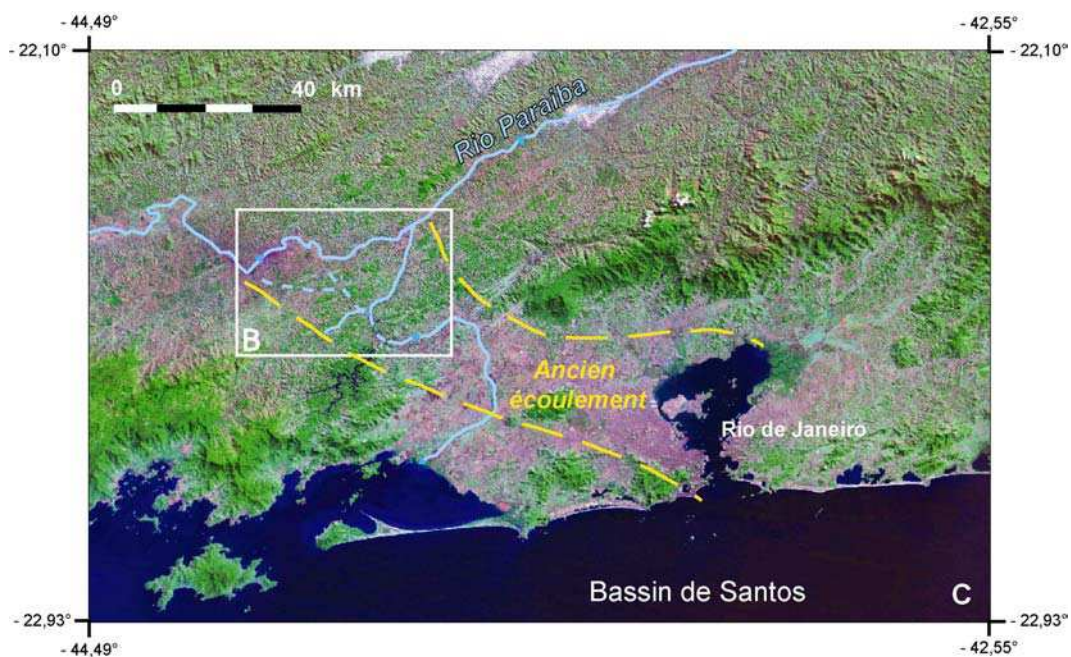


Figure I.2.7 – Image Landsat C des environs de Rio de Janeiro, mettant en évidence un possible paléo-écoulement (en jaune) du Rio Paraíba vers le bassin de Santos (localisation Fig. I.2.4).

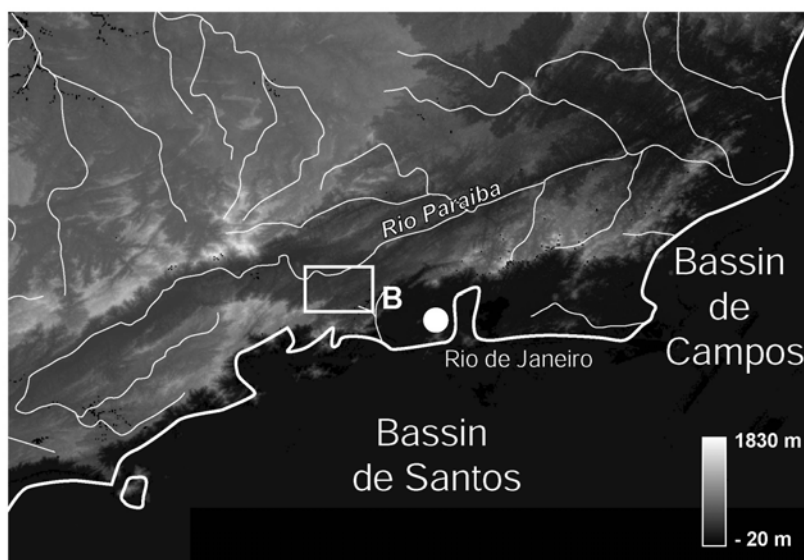


Figure I.2.8 – Modèle Numérique de Terrain (SRTM 90m) de la région de Rio de Janeiro, favorable à un paléo-écoulement du Rio Paraíba vers le bassin de Santos, entre la zone B et Rio de Janeiro.

Rio Paraná/Uruguay

A partir de l'observation d'images satellitaires, nous pouvons suspecter des modifications à très grande échelle du réseau hydrographique du Rio Paraná (Fig. I.2.9). Plusieurs changements brutaux de direction du fleuve sont observables, ainsi que de possibles paléo-raccordements de direction Nord-Sud entre le Rio Paraná et le Rio Uruguay, vers le centre de l'image satellitaire.

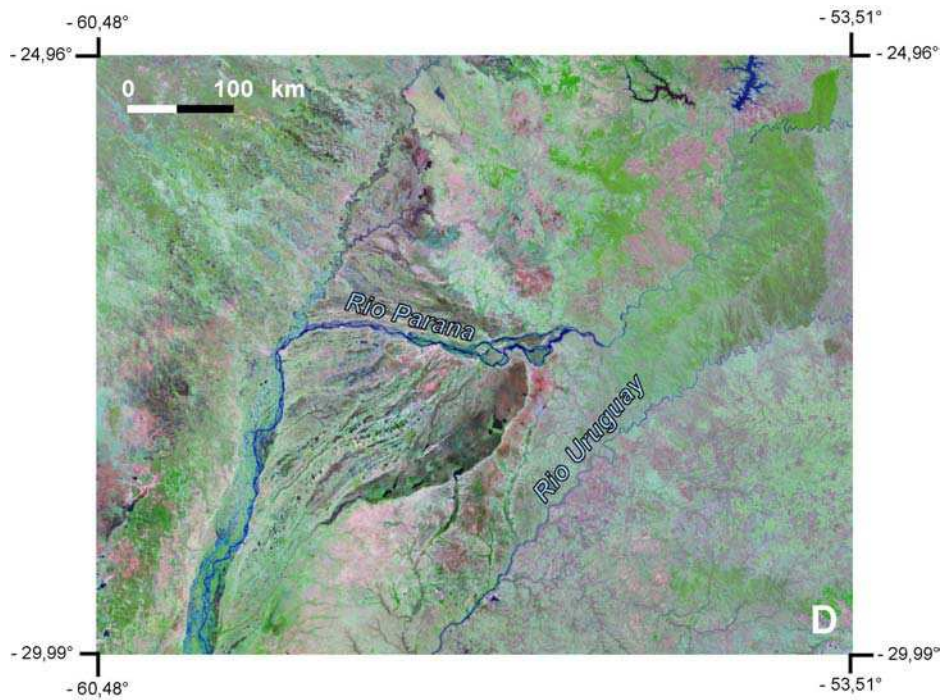


Figure 1.2.9 – Image Landsat D d'une partie des réseaux hydrographiques des fleuves Paraná et Uruguay (localisation Fig. 1.2.4).

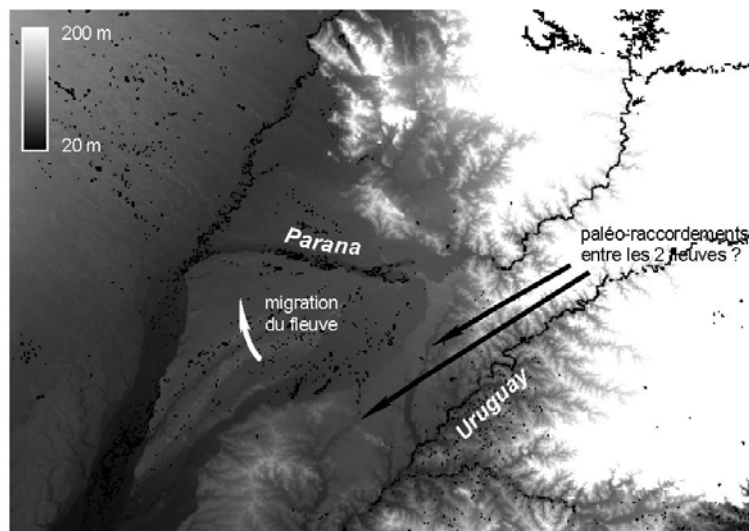


Figure 1.2.10 – Modèle numérique de terrain (SRTM 90m) de la même zone que l'image Landsat D. Un paléo-raccordement est suspecté entre les fleuves Uruguay et Paraná, ainsi qu'une migration récente du lit du fleuve Paraná.

La comparaison entre le MNT de cette zone (Fig. 1.2.10) et cette image Landsat nous permet de penser que le réseau hydrographique du Paraná n'est pas bien stabilisé. Différents drainages de direction NE-SW sont identifiables au SE du coude à 90° formé par le fleuve Paraná. Nous les interprétons comme des paléo-drainages, inactifs aujourd'hui. Plus particulièrement, un de ces

drainages (celui situé au SE) semble avoir fonctionné de manière assez importante étant donné que son chenal d'écoulement apparaît fortement creusé sur le MNT correspondant (Fig. I.2.10). On peut alors se demander si la partie Nord de ce chenal n'aurait pas pu alimenter le Rio Uruguay auparavant. La section actuellement Est-Ouest du fleuve Paraná se serait alors déplacée vers le Nord-Ouest et s'éloignerait du Rio Uruguay encore aujourd'hui, laissant progressivement des paléo-drainages inactifs. Cette migration du réseau fluvial du Paraná pourrait alors résulter d'une surrection à l'Est du lit actuel du fleuve.

Ces hypothèses ne sont cependant pas confirmées par un paléochenal plus important du Rio Uruguay, qui pourrait être visible en aval du paléo-raccordement supposé. Il est alors possible que la surrection et l'incision induite aient effacé sa trace (par rajeunissement du relief).

Interprétation

L'étude des images Landsat et des MNT montre que les réseaux fluviaux de la marge Est-brésilienne, ont été fortement perturbés par des captures de rivières, et par des migrations géographiques du drainage. Toutes ces perturbations semblent refléter une activité récente des chaînes de montagnes côtières. La surrection des reliefs de la marge, aurait ainsi provoqué la migration, la capture, voire l'inversion des rivières vers l'Ouest, et expliquerait l'anomalie actuellement observée dans la géométrie du drainage.

2.1.2 Influence de ces modifications de drainage sur les bassins offshore

Le développement et l'interaction des systèmes de drainage contrôlent le volume et la distribution des apports détritiques post-rift sur les marges, et en particulier dans les domaines océaniques.

A. Bassins ouest-africains

Les sédiments du bassin Orange au Sud-Est de l'océan Atlantique sont révélateurs d'un changement majeur du système de drainage dans le Sud-Ouest de l'Afrique, du Crétacé supérieur au Cénozoïque (Dingle & Hendey, 1984); notamment en ce qui concerne la modification du système Orange/Vaal, et la position des apports sédimentaires majeurs, dans le bassin Orange.

L'examen des cartes d'isopaques pour les intervalles récents révèle de grandes asymétries suggérant que l'apport principal terrigène dans le bassin Orange n'a pas toujours été celui du fleuve Orange actuel (Dingle & Hendey, 1984) (Fig. I.2.11). Il a en effet été localisé au cours des temps géologiques, au niveau de l'embouchure actuelle du fleuve Olifants.

Dingle et Hendey (Dingle & Hendey, 1984) suggèrent qu'au Crétacé supérieur, l'apport principal pouvait se situer à 28°S (position de l'embouchure actuelle du fleuve Orange). Au Paléogène, il a migré à 31°S (position de l'embouchure de l'actuel fleuve Olifants), puis est retourné à la position de 28°S au Miocène supérieur. Il est intéressant de noter que cette dernière migration a eu lieu pendant une période de soulèvement important de la région.

Pour Dingle et Hendey (1984), ces modifications de drainage et d'apports sédimentaires sont liées à des périodes de bas niveau marin, qui auraient provoqué des captures de rivières, par incision accentuée. Cependant, elles peuvent aussi être rapprochées des périodes de soulèvement de la marge décrites au chapitre 1.

A partir de l'Oligocène, le système Orange ne transporte plus beaucoup de sédiments. Pour Burke (Burke, 1996), cela vient peut-être de la mise en place de l'aridité à l'Ouest lors de la formation du courant du Benguela. Les systèmes du Limpopo et du Zambèze sont alors dominants dans le Sud de l'Afrique.

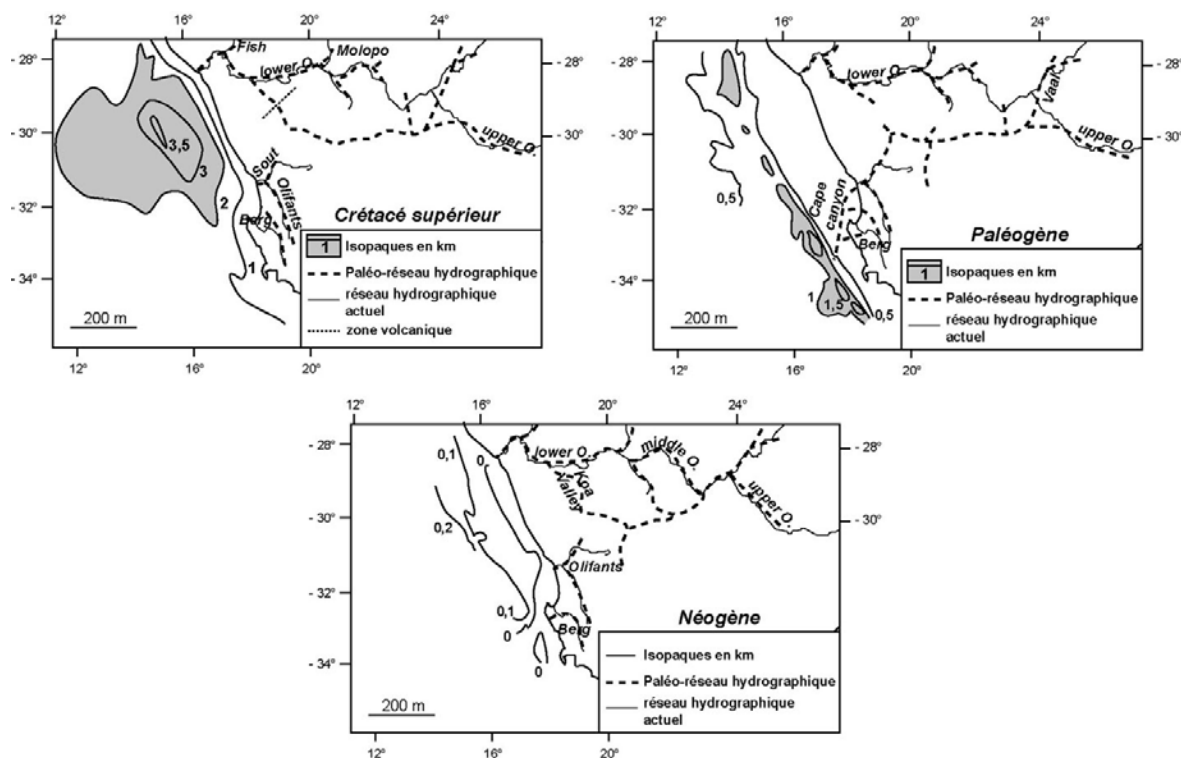


Figure I.2.11 – Paléogéographies du réseau fluvial du fleuve Orange, et de ses apports sédimentaires dans le Bassin Orange, au Crétacé supérieur, Paléogène et Néogène. Au cours des temps géologiques, l'embouchure du fleuve Orange a migré depuis sa position actuelle à celle de l'actuel fleuve Olifants (et vice versa), traduisant des perturbations du réseau de drainage (Dingle & Hendey, 1984; modifié).

B. Bassins brésiliens

Karner et Driscoll (1999) ont évoqué un changement de configuration du drainage du Rio Paraíba, et l'ont relié aux modifications du volume et de la nature des sédiments déposés dans les bassins de Santos et de Campos (Karner & Driscoll, 1999a). Ils ont en effet relevé pour ces deux bassins une asymétrie dans la stratigraphie (Fig. I.2.12). Le diagramme chrono-stratigraphique de la figure I.2.12 révèle que tandis que des sables et des conglomérats sont déposés dans le bassin de Santos au Crétacé supérieur, le bassin de Campos subit une période de non-dépôt et une érosion importante. Puis au Paléocène-Eocène, une seconde période de non-dépôt et d'érosion dans le bassin de Campos, coïncide avec une rétrogradation des dépôts sableux et conglomératiques dans le bassin de Santos. Au Néogène, s'opère un changement dans la mise en place du système de dépôt du bassin de Campos, dont les faciès détritiques terrigènes progradent vers le bassin (Karner & Driscoll, 1999a). Dans le même temps, la sédimentation détritique reste stable dans le bassin de Santos. Ces observations ne sont basées que sur des variations de nature et de localisation des sédiments au cours du temps, mais ne tiennent pas compte des variations de volumes.

Ces contrastes de sédimentation sont néanmoins attribués au soulèvement et à la dénudation des chaînes de montagne côtières. Le soulèvement Néogène de la marge sud-est brésilienne est responsable des captures de rivières, de l'arrêt de l'apport sédimentaire au bassin de Santos et de sa déviation dans le bassin de Campos par l'intermédiaire du Rio Paraíba (Karner & Driscoll, 1999a; Cobbold *et al.*, 2001). Il serait alors intéressant de comparer les variations de volumes sédimentaires (épaisseur des séquences) dans ces deux bassins, pour confirmer cette hypothèse.

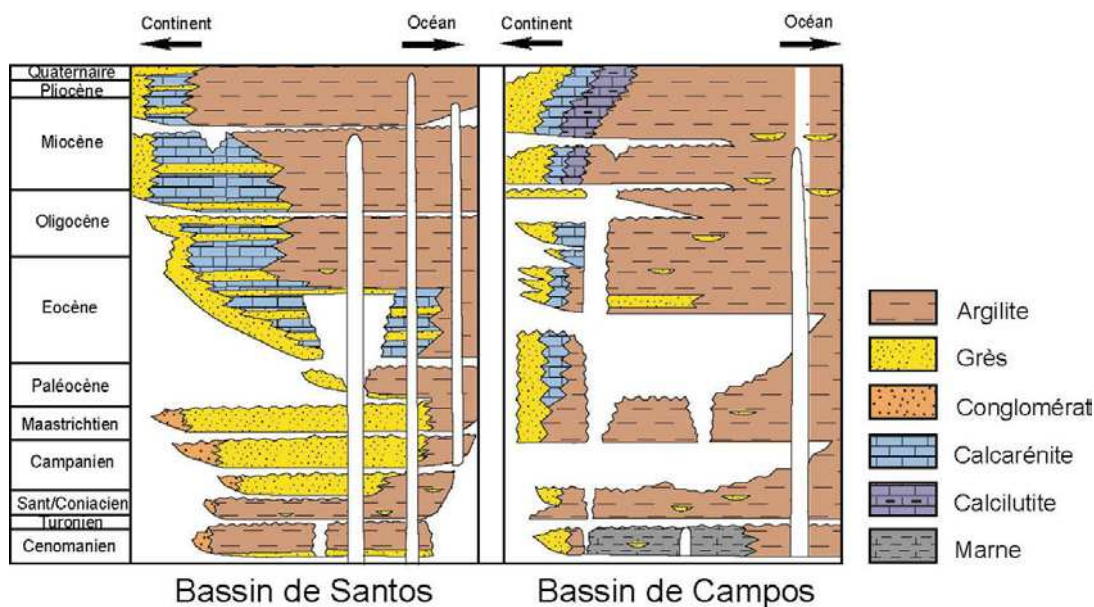


Figure 1.2.12 – Chronostratigraphie des bassins de Santos et de Campos au Sud-Est du Brésil. Les mégaséquences des bassins sont asymétriques et traduisent une modification de l'apport sédimentaire dans ces deux bassins au Néogène, attribué à la surrection de la marge (Karner & Driscoll, 1999a).

Des interprétations de sismique et de données de forages dans le bassin de Santos, mettent en évidence des séquences de dépôts épaisses d'âges Crétacé supérieur et Paléogène au large de Taubaté (Cobbold *et al.*, 2001). Ces séquences sont nourries par des canyons et des deltas qui ne correspondent à aucune grande rivière actuelle sur le continent. Cependant comme nous l'avons constaté dans le paragraphe 2.1.1.C, les deux rivières principales Paraíba et Tietê, prennent leur source très près de la côte (Fig. I.2.3 et I.2.4). Elles ont donc pu constituer des sources importantes de sédiments dans ce bassin, avant que leur réseau hydrographique ne soit perturbé par des captures et/ou des inversions de drainage, en relation avec l'uplift de la Serra do Mar à l'Eocène (Cobbold *et al.*, 2001).

C. Bassin de la mer du Nord

Sur la marge nord-ouest européenne, un exemple d'influence du réseau fluvial sur les bassins est celui du système fluvio-deltaïque Eridanos (Overeem *et al.*, 2001). Ce système qui draine une grande partie du Nord-Ouest de l'Europe, s'est développé au Cénozoïque supérieur simultanément avec le soulèvement de la Scandinavie, et la subsidence dans le bassin de la Mer du Nord. L'étude de ce système montre une migration graduelle des dépo-centres vers l'Est, ainsi qu'une diminution quasi-systématique de la tranche d'eau au niveau du dépo-centre (Overeem *et al.*, 2001), en corrélation avec le soulèvement de la marge. Overeem *et al.* (2001) estiment que les variations d'apports sédimentaires dans ce système sont contrôlées conjointement par les changements de taux de soulèvement, de climat, et par l'évolution du réseau de drainage.

L'étude des réseaux fluviaux sur les marges passives de l'océan Atlantique met donc en évidence de fortes perturbations dans la géométrie des systèmes, depuis la formation des marges. La stratigraphie des apports sédimentaires de ces systèmes fluviaux, dans les bassins offshore témoigne également de ces perturbations. De nombreux facteurs indiquent que ces perturbations résultent en partie de la surrection récente des marges.

2.2 Influence de la dénudation sur les apports dans les bassins sédimentaires

Différents facteurs contrôlent la sédimentation dans les bassins offshore. Dans un bassin, la quantité des dépôts est fonction du flux sédimentaire entrant et de l'espace disponible. Ce dernier est déterminé par les variations du niveau marin relatif, qui dépend de l'eustatisme et de la tectonique (surrection et subsidence). De plus, pour un même flux sédimentaire, le partitionnement volumétrique des sédiments dans le bassin sera différent en fonction des variations du niveau marin relatif. Ainsi, en contexte de haut niveau marin relatif, les sédiments sont déposés sur la plate forme, tandis qu'en contexte de bas niveau marin, les sédiments se déposent préférentiellement vers le bassin.

Sur les marges passives, une surrection a donc plusieurs effets sur l'architecture stratigraphique. Elle agit d'une part sur le volume des sédiments entrant dans le bassin, en augmentant l'érosion de la marge. Elle provoque également une variation de l'espace disponible pour la sédimentation dans le bassin. Cette variation se traduit par une modification de l'architecture stratigraphique des dépôts. Ainsi, un soulèvement de la marge entraîne une baisse du niveau marin relatif qui se traduira par d'avantage de flux préservé vers le bassin. Tandis que si le soulèvement s'accompagne d'une subsidence dans le bassin, les sédiments préservés pourront alors se situer au niveau de la plate forme.

Pour de nombreuses marges passives, l'influence de la surrection est reconnue dans la stratigraphie des bassins offshore, principalement par le volume de sédiments préservés.

2.2.1 Influence du soulèvement sur la quantité d'apports sédimentaires et ses effets dans les bassins

A. Les discordances majeures

L'étude de la stratigraphie des bassins offshore a révélé la présence de discordances importantes, reflétant souvent le soulèvement des marges. Une surrection de la partie continentale des marges provoque en effet un basculement et une érosion des séries sédimentaires existant dans le domaine océanique. Les produits d'érosion des reliefs nouvellement créés par surrection, sont alors déposés en discordance sur ces premiers dépôts basculés et érodés.

Ce type de discordance est bien reconnu par exemple dans le Bassin de Vøring sur la marge Norvégienne (Stuevold & Eldholm, 1996). La base du Tertiaire se traduit en effet dans ce bassin par une discordance liée au soulèvement synrift du Crétacé supérieur-Paléocène. A l'Oligocène supérieur, un hiatus de sédimentation est observable dans ce bassin. Il correspondrait à l'uplift et au basculement de la plate forme, entraînant l'érosion des séquences paléogènes jusqu'à créer la discordance de l'Oligocène supérieur (Stuevold & Eldholm, 1996).

Au Sud-Ouest de l'Afrique, une indication pour dater la surrection du continent africain peut être apportée par la présence offshore d'une discordance Oligocène majeure (34-22 Ma) (Burke, 1996; Cramez & Jackson, 2000). Cependant cette discordance Oligocène, déjà décrite ci-dessus pour le bassin de Vøring, a été reconnue sur toutes les côtes des océans mondiaux (Haq *et al.*, 1987), en relation avec un épisode de bas niveau marin relatif. Elle ne peut donc pas constituer à elle seule un critère de surrection.

Sur la plate-forme namibienne, des discordances sont datées du Paléocène et du Miocène (Light *et al.*, 1991; Light *et al.*, 1993; Bagguley & Prosser, 1999). Elles pourraient avoir leur origine dans des courants côtiers, notamment la discordance Miocène, qui suit la mise en place du grand courant du Benguela à l'Oligocène supérieur (Bagguley & Prosser, 1999). Les variations du niveau marin, eustatiques ou suite à un soulèvement du continent sont également des hypothèses envisageables

sur cette marge. Des discordances d'âge Néogène sont également décrites au large de l'Angola (Cramez & Jackson, 2000). Elles correspondraient à la surrection et à l'érosion de la plaine côtière du Congo au Pliocène.

Au Sud-Est du Brésil dans la Serra do Mar, la surrection se traduit également par une discordance majeure dans le bassin de Santos, à la limite Crétacé-Tertiaire (Saenz *et al.*, 2003). Une seconde surrection et érosion de la chaîne au Paléocène-Oligocène est également corrélée en mer avec une seconde discordance (Saenz *et al.*, 2003).

B. Migration des dépo-centres

Comme décrit précédemment pour le système fluvio-deltaïque Eridanos en Europe (Overeem *et al.*, 2001), une migration des dépo-centres est parfois observée en réponse au soulèvement des marges. Une telle migration est également observée sur la marge norvégienne dans les bassins de Møre et de Vøring. A l'Eocène, les dépo-centres ont migré vers l'Ouest dans le bassin de Vøring en raison du soulèvement de la Scandinavie (Stuevold & Eldholm, 1996; Brekke, 2000). Plus au Sud, les séquences cénozoïques du bassin de la mer du Nord révèlent un comblement progressif du bassin et des changements de provenance des apports sédimentaires (Fig. I.2.13). Les séquences indiquent que les sédiments du bouclier scandinave ont été amenés dans le bassin depuis le Nord et le Nord-Ouest au Paléogène, depuis le Nord et le Nord-Est au Miocène et depuis l'Est au Pliocène (Jordt *et al.*, 1995; Graversen, 2002). Ces directions indiquent que le soulèvement Cénozoïque s'est probablement initié dans le Sud de la Norvège au Paléogène, puis a migré vers le Sud de la Suède au Néogène (Stuevold & Eldholm, 1996). La migration des apports vers l'Est pourrait également être liée aux processus glaciaires mis en place au Sud de la Norvège et à l'Est, Sud-Est de la mer du Nord au Miocène-Pliocène (Jordt *et al.*, 1995; Huuse, 2002) (Fig. I.2.13).

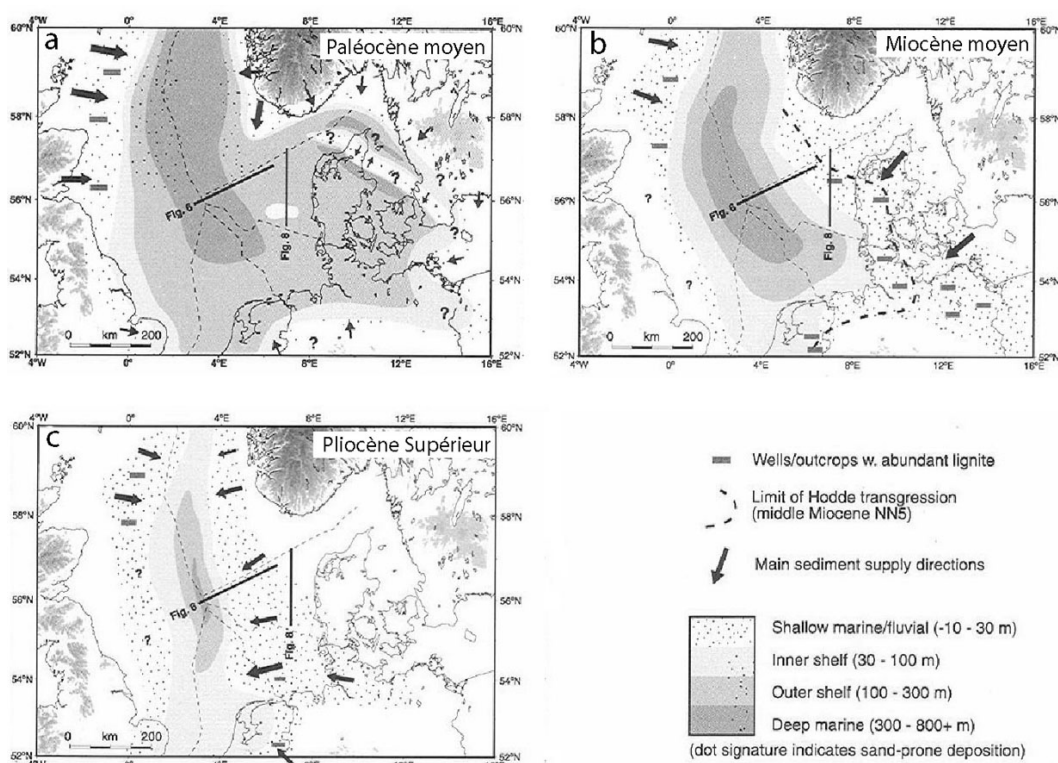


Figure I.2.13 – Migration des dépo-centres traduisant une modification des directions d'apports sédimentaires dans l'Est du bassin de la mer du Nord. a) Paléocène moyen, b) Miocène moyen, c) Pliocène supérieur (Huuse, 2002).

Un autre exemple, déjà cité précédemment est celui du fleuve Orange en Afrique du Sud. La migration de dépocentres qui est observée à l'embouchure du fleuve résulte de la migration des apports principaux successivement aux fluctuations de réseaux hydrographique (Dingle, 1992).

C. Apports sédimentaires en masse: Séquences progradantes et déstabilisations gravitaires

De nombreux apports sédimentaires en masse sont identifiés sur les marges passives atlantiques. Ils se traduisent par la progradation des systèmes sédimentaires, et par des phénomènes de déstabilisation gravitaire sous forme de slumps et de glissements de terrains. Ils sont souvent raccordés dans la littérature à la surrection des marges, et à leur érosion successive.

Scandinavie

Sur la marge nord-ouest européenne, les taux de sédimentation sont généralement croissants au cours du Cénozoïque et culminent au Pliocène-Quaternaire (Stuevold & Eldholm, 1996; Graversen, 2002). Les vitesses de sédimentation sont cependant affectées de fluctuations. Des mouvements de sédiments en masse sont en effet observés sur la marge, pouvant traduire des perturbations majeures de la topographie.

Ces mouvements de sédiments en masse ont été nombreux dans le bassin de la mer du Nord, au cours du Cénozoïque (Overeem *et al.*, 2001; Graversen, 2002). Ceux-ci semblent reliés à un fort taux de progradation, attribué aux effets combinés d'une augmentation du taux d'accumulation de sédiments sur les marges, et d'une diminution de la profondeur d'eau, suite au soulèvement de la Scandinavie (Jordt *et al.*, 1995; Overeem *et al.*, 2001; Graversen, 2002).

Sud-Ouest de l'Afrique

Les bassins du Sud-Ouest de l'Afrique ont également subi des épisodes de forte sédimentation depuis la formation de la marge jusqu'à l'Oligocène. Ces épisodes sont identifiés par la présence de séquences progradantes dans les bassins (Dingle, 1992; Light *et al.*, 1993; Burke, 1996; Cramez & Jackson, 2000; Holtar & Forsberg, 2000; Lavier *et al.*, 2001) (Fig. I.2.14).

La majorité de la sédimentation s'est accumulée aux embouchures des grands fleuves (comme le fleuve Orange) sous la forme de grands deltas marins, et aux alentours de la ride de Walvis (Dingle, 1992; Burke, 1996). Après le breakup, identifié dans les bassins par une discordance majeure (la "breakup unconformity"), la marge a été soumise à une subsidence thermique importante et la sédimentation s'est accumulée sous la forme d'une séquence progradante. Cette séquence est limitée au sommet par une discordance d'âge Turonien (Crétacé supérieur) expliquée par une surrection régionale associée à l'intrusion de Kimberlites (Scrutton & Dingle, 1976; Partridge & Maud, 1987; Light *et al.*, 1991; Light *et al.*, 1993). C'est au cours de cette période que le maximum de sédimentation sur la marge ouest-africaine a eu lieu (entre 131 et 115 Ma) (Partridge & Maud, 1987; Dingle, 1992). Puis jusqu'au Paléogène une seconde progradation s'est mise en place sur la plate-forme et le talus avec des sédiments détritiques terrigènes, et des phénomènes de slumping. Dans les bassins namibiens, et à l'embouchure du fleuve Orange, des monts sous-marins ont en effet été interprétés à partir de sismique comme des dépôts résultant de mouvements de masse, composés de slumps et de glissements de terrain (Dingle, 1992; Light *et al.*, 1993; Bagguley & Prosser, 1999).

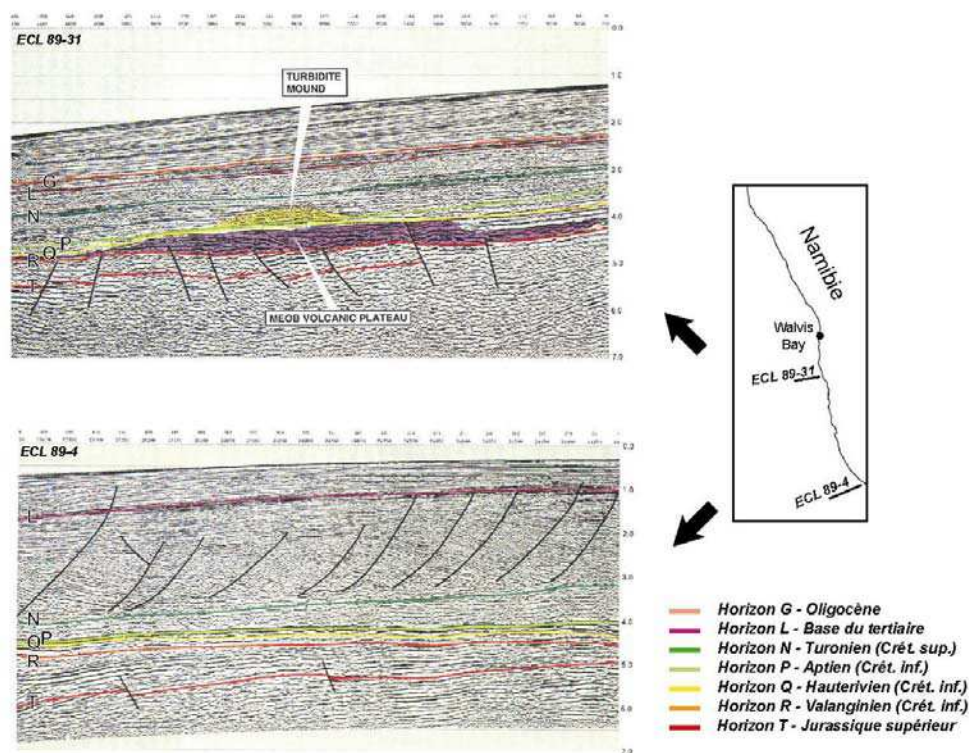


Figure I.2.14 – Deux lignes sismiques interprétées de la marge de Namibie au Sud de Walvis-Bay (Light *et al.*, 1993). Les séquences sédimentaires sont très épaisses jusqu'à l'Oligocène traduisant une importante dénudation de la marge. A partir du Paléocène, seul le Nord de la Namibie présente des dépôts relativement épais (visibles jusqu'au Sud de Walvis-Bay sur la ligne sismique 89-31).

A partir du Paléocène, les séquences sédimentaires qui se développent sont peu épaisses, composées en majorité d'argile et de sable, et varient selon la localisation sur la marge (Light *et al.*, 1991; Light *et al.*, 1993) (Fig. I.2.14). La ride de Walvis au large de la Namibie semble constituer une barrière entre deux types de sédimentation: une sédimentation relativement épaisse au Nord et juste au Sud de la ride, tandis que la séquence est fine sur le reste de la plate forme.

Au cours de la seconde moitié du Cénozoïque, et plus précisément depuis le début de l'Oligocène (34 Ma), la marge sud-ouest africaine a subi une faible sédimentation et une faible accumulation sur la plate-forme, ainsi qu'une érosion dans les bassins profonds (Rust & Summerfield, 1990; Dingle, 1992; Burke, 1996). D'une manière plus générale, sur la marge sud-ouest africaine, la quantité de sédiments apportés aux bassins n'a cessé de diminuer depuis le Crétacé supérieur, qui correspond au maximum de sédimentation. Elle est passée de 10.10^6 m^3 au Crétacé Supérieur à 2.10^6 m^3 au Paléocène, et à $0,3.10^6 \text{ m}^3$ au Néogène (Dingle & Hendey, 1984). La première diminution serait d'après Dingle et Hendey, liée à une baisse de la pluviosité au Paléogène, et la seconde pourrait quant à elle résulter de la mise en place du courant froid du Benguela.

Plus au Nord, en Angola et au Congo, la création de relief sur la plaine côtière à l'Oligocène permet de créer de l'espace pour la progradation des sédiments terrigènes apportés au Miocène (Cramez & Jackson, 2000; Lavier *et al.*, 2001). La marge connaît alors d'importantes déstabilisations gravitaires de la pile sédimentaire sur la plate forme, et la formation de séries turbiditiques (Broucke, 2003).

Sud-Est du Brésil

Comme nous l'avons vu dans un paragraphe précédent (paragraphe 2.1.2.B), les épisodes de surrection de la Serra do Mar se reflètent dans les sédiments des bassins adjacents de Campos et de Santos. Ainsi, la surrection du Crétacé supérieur interprétée d'après les traces de fission de l'apatite, se traduit par une augmentation de la sédimentation dans les bassins du Crétacé supérieur au Tertiaire inférieur (Chang *et al.*, 1992). La sédimentation varie ensuite fortement selon les bassins, en fonction des perturbations du relief et/ou des réseaux hydrographiques. La surrection de la Serra da Mantiqueira à l'Eocène est quant à elle visible sur le continent, avec la sédimentation piégée dans les bassins de Resende et de Taubaté, situés entre les deux chaînes côtières (Chang *et al.*, 1992).

La surrection des marges a également des conséquences sur la stabilité des sédiments dans les bassins offshore. Il existe en effet de nombreux systèmes turbiditiques dans les bassins du Sud-Est du Brésil (Chang *et al.*, 1992; Viana *et al.*, 2003). Dans ces bassins, 250 km² sont couverts de sables d'origine turbiditique (Chang *et al.*, 1992). Ces sables qui proviennent probablement de l'érosion de la chaîne côtière Serra do Mar, se seraient remobilisés au cours des périodes de bas niveau marin du Cénozoïque (Chang *et al.*, 1992).

Un système turbiditique profond de 900 à 1500 mètres d'épaisseur (système de Sao Tomé) a été décrit par Viana *et al.* au Sud-Est du Brésil dans le bassin de Campos (Viana *et al.*, 2003). Ce système est composé de trois unités distinctes d'âge Paléocène-Eocène moyen, Oligocène supérieur-Miocène moyen, et Miocène supérieur à actuel. Ces unités sont nourries par des chenaux profonds localisés au Nord et au Sud du système, et par des chenaux secondaires traversant l'escarpement de la marge. Les unités sont séparées par de grandes discontinuités érosives en partie liées à des courants de contour.

Viana *et al.* (2003) ont interprété ce système de turbidites comme une construction résultant de processus de pente dans l'escarpement du plateau de Sao-Paulo. Chaque unité correspondrait à une période caractérisée par d'abondants apports terrigènes en haut de la pente, apportés à l'embouchure de fleuves ou par des processus tectoniques et volcaniques (uplift de la marge) (Viana *et al.*, 2003).

D. Incision de canyons sous-marins

Un autre effet de la surrection des marges sur les bassins sédimentaires offshore est l'incision de la plate-forme successivement à la chute du niveau marin relatif.

Des vallées incisées, des canyons et des chenaux d'origine sous marine ont été identifiés à partir d'interprétations sismiques sur la plate forme au large de la Namibie et de l'Afrique du Sud, dans les bassins de Namibe, de Walvis et d'Orange (Burke, 1996; Bagguley & Prosser, 1999). Ces incisions ont été datées pour certaines à la limite Crétacé-Tertiaire et pour d'autres au Cénozoïque (Miocène). Elles pourraient avoir été initiées par de l'instabilité résultant d'une chute du niveau marin relatif, successivement à des épisodes de surrection, ou encore par des systèmes fluviatiles (Bagguley & Prosser, 1999). En Namibie, la plupart de ces canyons sous-marins se situe face au désert du Namib, mais il se pourrait qu'à l'époque de l'incision, des systèmes fluviatiles aient existé à cet emplacement. Ils auraient disparu suite à l'aridification de la région au Néogène.

2.2.2 Relations dénudation et sédimentation

Le taux de dénudation des marges et son évolution peuvent être comparés aux flux de sédiments estimés sur les marges respectives. Ces derniers peuvent notamment contraindre la chronologie de la dénudation mesurée. La comparaison de ces deux types de données est possible pour les marges dont la dénudation est assez bien connue au cours du temps grâce à l'étude des traces de fission, et dont la stratigraphie des bassins offshore est déterminée grâce à l'exploration

sismique. Les marges passives de l'océan Atlantique Sud sont donc les marges idéales pour ce type d'étude.

En 1999, Gallagher et Brown ont étudié les relations entre dénudation et sédimentation pour la marge de Namibie et pour la marge sud-est brésilienne (Gallagher & Brown, 1999) (Fig. I.2.15). Pour la Namibie, les volumes de sédiments sont estimés grâce aux isopaques des bassins offshore (Light *et al.*, 1993; Clemson *et al.*, 1997). Ces volumes sont ensuite retranscrits en terme de taux de sédimentation. Pour le Brésil, les flux de sédiments sont basés sur les taux de sédimentation décrits dans la littérature pour le bassin de Santos (Williams & Hubbard, 1984) et sur la décompaction de sédiments réalisée à partir de données de puits dans le bassin de Campos (Chang *et al.*, 1992).

▪ Au Brésil, comme nous l'avons vu précédemment dans ce chapitre, les grands fleuves sont actuellement caractérisés par un drainage indicateur de nombreuses perturbations de type captures de rivières. Il est donc d'une manière générale difficile de mettre en évidence des corrélations évidentes entre dénudation des reliefs et sédimentation sur cette marge, étant donné que la localisation des embouchures de ces fleuves a varié au cours des temps géologiques. Par exemple: le réseau hydrographique principal sur cette marge (fleuve Paraná) a son embouchure actuelle située en Uruguay, dans le Rio de la Plata. L'évolution de la sédimentation dans cette zone n'a cependant pas été prise en compte pour la corrélation. Quelques corrélations sont cependant possibles dans les bassins de Santos et de Campos.

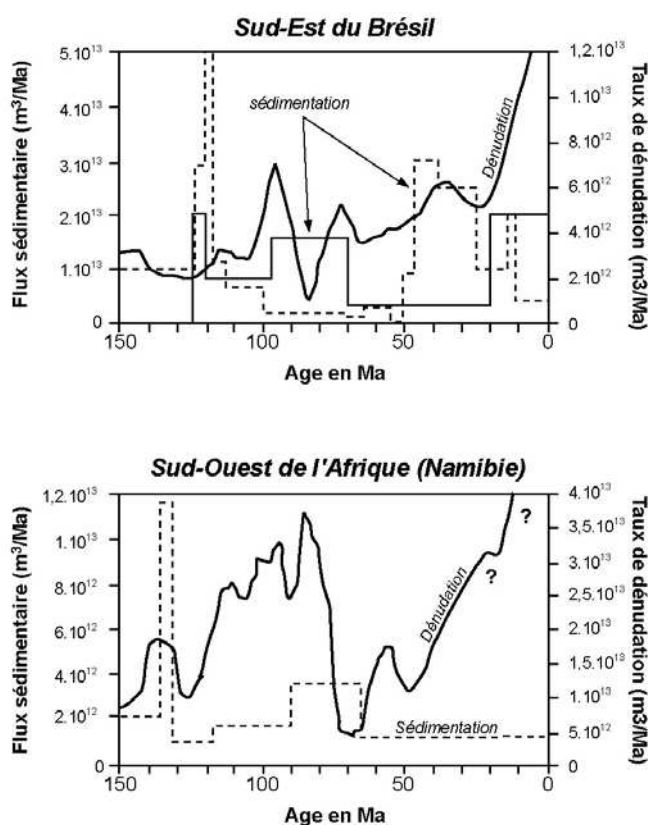


Figure I.2.15 – Comparaison entre la dénudation estimée et la sédimentation dans les bassins adjacents offshore des marges du Brésil et de Namibie depuis leur formation. Les flux sédimentaires de la marge brésilienne sont représentés pour les bassins de Campos (trait pointillé) et de Santos (trait plein) (Gallagher & Brown, 1999; modifié).

Dans ces deux bassins, une période de forte sédimentation est identifiée à l'Albien inférieur (Fig. I.2.15). Deux périodes de fort taux de sédimentation (20-50 Ma et 70-100 Ma), sont enregistrées dans des bassins différents: les bassins de Santos et de Campos, qui ont subi des histoires sédimentaires récentes différentes (Gallagher & Brown, 1999) (paragraphe 2.1.2.B). La dénudation est quant à elle caractérisée par une première hausse à la fin de l'Albien (vers 100 Ma), et une seconde vers 70 Ma. Elle se corrèle bien avec une sédimentation importante dans le bassin de Santos. Entre ces deux pics de dénudation, une période de faible dénudation a lieu pendant 25 à 30 Ma, et est caractérisée, dans les bassins offshore, par une diminution des apports terrigènes, et parfois par une lacune de sédimentation dans le bassin de Campos (Gallagher & Brown, 1999). A l'Eocène-Oligocène (50-25 Ma), le bassin de Campos a subi un apport rapide de sédiments turbiditiques qui se corrèle bien avec un autre pic de dénudation. De même, le récent apport de sédiments dans le bassin de Santos (< 20 Ma) est corrélé avec un autre épisode de dénudation. Ces dernières observations montrent bien que la sédimentation de ces bassins sédimentaires a varié au cours du temps de manière non uniforme, en raison des perturbations du relief et/ou du réseau hydrographique de la région (cf paragraphe 2.1.1.C).

- En Namibie, la sédimentation est dominée par la séquence synrift (132-136 Ma). Cette séquence est corrélée avec un pic de dénudation décelé par les traces de fission sur apatite (Gallagher & Brown, 1999). De 120 à 70 Ma, la sédimentation augmente fortement dans les bassins namibiens, et on observe également une hausse significative de la dénudation à cette période, pour atteindre un maximum au Crétacé supérieur. Après cette période, la dénudation et la sédimentation sont assez découplées sur la marge. La dénudation augmente tandis que la sédimentation enregistrée est quasi-nulle. Ce découplage est peut-être lié à l'érosion dans les bassins avec la mise en place de courants marins, ou à la disparité de sédimentation entre les différents bassins. En effet, les produits d'érosion correspondant aux valeurs de dénudations mesurées par traces de fission, ont pu se déposer dans un bassin sédimentaire différent de celui d'où provient la courbe de sédimentation décrite dans la figure I.2.15.

Plus au Nord, au Congo, une corrélation entre surrection et sédimentation a été réalisée par Lavier *et al.* (2001), à l'aide de reconstructions stratigraphiques et de paléo-profondeur d'eau le long de profils sismiques.

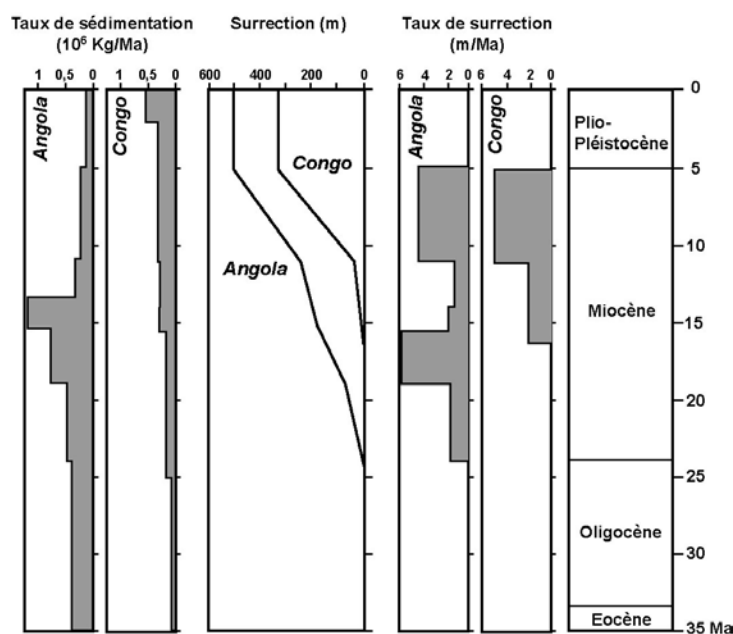


Figure I.2.16 – Comparaisons entre les taux de sédimentation des bassins du Congo et de l'Angola, avec la surrection estimée sur ces deux marges (Lavier *et al.*, 2001; modifié).

Cette étude révèle une assez bonne concordance entre le soulèvement de la marge, et la sédimentation dans les bassins au Néogène (Fig. I.2.16). Au Congo, la surrection majeure débute au Miocène moyen (16 Ma) et augmente lentement jusqu'à 11 Ma, puis plus fortement jusqu'à atteindre 330 mètres au Pliocène. La sédimentation apportée dans les bassins suit la même tendance. En Angola, en revanche, la surrection majeure débute plus tôt, vers 24 Ma. Elle atteint 230 mètres à 16 Ma, diminue légèrement vers 11 Ma, puis augmente pour atteindre 500 mètres au Pliocène. La sédimentation dans les bassins ne se corrèle pas très bien avec cette évolution. Seul le pic de sédimentation observé au Miocène peut avoir un lien avec la surrection de la marge au Miocène inférieur. Au Néogène la diminution de la sédimentation dans le bassin ne rend pas compte du soulèvement de la marge. Cette disparité peut résulter d'une modification de la géométrie du bassin versant considéré dans cette étude, entraînant par exemple la délocalisation des apports sédimentaires dans un autre bassin offshore.

Sur les marges passives de l'océan Atlantique Sud, la quantité des sédiments déposés dans les bassins offshore depuis le breakup, concorde donc globalement assez bien avec les taux de dénudations et de surrection estimés sur la partie émergée, dans les bassins versants correspondants. Les périodes de forte surrection des marges sont ainsi enregistrées dans les bassins sous la forme d'importantes séquences sédimentaires détritiques.

2.3 Implications sur la tectonique salifère

Les déformations gravitaires liées au sel sont très présentes dans l'océan Atlantique Sud du fait du dépôt d'un niveau d'évaporites à l'Aptien. Elles sont principalement contrôlées par trois paramètres (Broucke, 2003):

- La géométrie du niveau de décollement qui résulte de la morphologie du bassin évaporitique à la fin de la phase de rifting. Ses limites définissent la zone qui va pouvoir subir la déformation gravitaire.
- La pente du niveau de décollement. Celle-ci est liée à la subsidence tectonique, puis thermique de la marge (Fig. I.2.17). Selon l'angle de la pente basale, la répartition de la déformation est différente sur la marge (Mauduit *et al.*, 1997; Mauduit, 1998). Pour des angles faibles, la déformation en extension est confinée dans le bas de la pente, tandis que pour des angles plus forts, trois domaines apparaissent, avec extension en amont, translation au centre, et extension ou compression en aval.
- La sédimentation synchrone de l'étalement gravitaire. Un épaissement de la pile sédimentaire va augmenter sa résistance, et aura une répercussion sur la longueur d'onde de la déformation obtenue. La sédimentation a pour effet d'augmenter la longueur d'onde des structures et d'arrêter le fonctionnement de structures intermédiaires. Le paramètre sédimentation permet aussi le maintien de l'instabilité gravitaire, grâce à l'ajout successif de poids à la pile sédimentaire (Vendeville & Jackson, 1992b; Mauduit *et al.*, 1997).

La surrection des marges passives doit donc vraisemblablement avoir un effet sur la tectonique salifère, étant donné qu'elle a une influence sur deux de ces paramètres de contrôle: la pente basale, et la sédimentation synchrone. Le degré de la pente basale et du niveau de décollement augmente avec la surrection de la marge continentale, et les apports sédimentaires sont également décuplés par l'érosion des reliefs créés. Ces deux effets ont donc tendance à favoriser et à amplifier les glissements gravitaires au dessus d'un niveau d'évaporites (Fig. I.2.18).

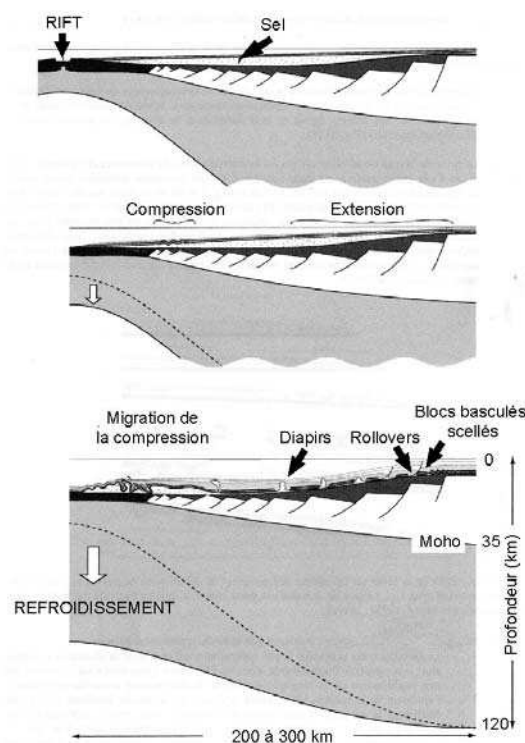


Figure I.2.17 – Reconstitution schématique d'un modèle d'étalement gravitaire à l'échelle lithosphérique, qui montre l'influence du refroidissement et de la subsidence thermique sur la déformation (Fort, 2002; modifié).

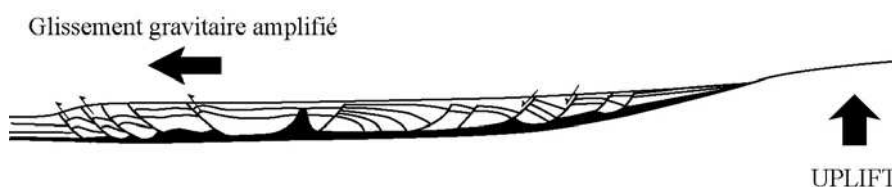


Figure I.2.18 – Influence d'une surrection sur l'augmentation de la pente basale, et sur l'amplification de l'étalement gravitaire au dessus d'un niveau d'évaporites (en noir).

Cette tendance est notable sur les marges de l'Angola et du Sud-Est du Brésil, dont la tectonique salifère a été fortement étudiée en raison du potentiel pétrolifère (Burke, 1996; Cramez & Jackson, 2000; Cobbold *et al.*, 2001; Viana *et al.*, 2003).

En Angola, divers indices sont en faveur d'une relance de la tectonique salifère il y a 30 Ma (Burke, 1996; Cramez & Jackson, 2000). Un anticlinal Néogène constitué de diapirs de sels a été mis en évidence au large de l'Angola (Cramez & Jackson, 2000). De nombreuses structures similaires à des "murs" de sel, sont actives encore aujourd'hui et semblent résulter d'une

compression imposée par gravité depuis le haut de la pente. Cette déformation a été attribuée par Cramez & Jackson (2000) au soulèvement du continent et à l'augmentation de la pente régionale de 0,2 à 0,3 degrés (Broucke, 2003). La surrection aurait amplifié le glissement gravitaire induisant des vitesses de déformation plus grandes (Cramez & Jackson, 2000). Cependant, cette hypothèse est basée uniquement sur une variation latérale du style de la tectonique salifère de part et d'autre de l'anticlinal néogène, et la possibilité d'une croissance autonome de l'anticlinal, par diapirisme actif, ne peut pas être écartée (Cramez & Jackson, 2000).

Au Sud-Est du Brésil, dans les bassins de Campos et de Santos, le glissement sur le sel aptien est fortement contrôlé par la pente et la progradation des corps sédimentaires sur la marge. Il a été suspecté qu'un basculement du socle, du sel, et des séquences post-rift, induit par la surrection ou la tectonique de la marge depuis le Crétacé supérieur, a pu contribuer au glissement gravitaire (Cobbold *et al.*, 2001). Différentes phases de tectonique salifère sont en effet identifiées sur cette marge à l'Albien, au Campanien, au Tertiaire inférieur mais également au Néogène (Demercian *et al.*, 1993). Dans le système turbiditique de São Tomé, des processus diapiriques récents (Miocène supérieur-Pliocène), pouvant être générés par halocinèse sont également mis en évidence (Viana *et al.*, 2003). La subsidence thermique diminuant avec le temps après le rifting, il est fort probable que ces dernières phases de déformation résultent d'une augmentation de la pente basale par surrection, ou d'un apport sédimentaire conséquent sur la marge. De plus, dans de nombreuses zones de la marge, les glissements gravitaires ont eu lieu préférentiellement au dessus de grandes failles de socle, réactivées après le rifting (Cobbold *et al.*, 2001).

La tectonique salifère paraît donc fortement influencée par la surrection des marges et par l'apport sédimentaire consécutif. Cependant, des épisodes tectoniques peuvent également entrer en jeu dans ces déformations gravitaires, en agissant sur la réactivation de failles dans les bassins, et sur la création de relief sur les marges.

2.4 Conclusion

La surrection des marges passives après leur formation a de nombreux effets sur les systèmes sédimentaires, aussi bien sur le continent qu'en mer. Nous avons vu dans ce chapitre que la surrection des marges, et la création de chaînes de montagnes côtières, ont eu une grande influence sur la géométrie des réseaux hydrographiques depuis leur source, jusqu'au dépôt des sédiments dans les bassins. Aussi, l'analyse stratigraphique dans les bassins offshore montre que la dénudation des reliefs créés sur les marges a un grand impact sur la géométrie, la nature et le volume des séquences sédimentaires. Nous avons vu également que dans certains cas, des corrélations entre dénudation et sédimentation sont possibles et permettent de valider une histoire de dénudation et de surrection.

Cependant, comme nous l'avons décrit dans ce chapitre, il semble qu'en plus des mouvements de surrection, des épisodes tectoniques peuvent entrer en jeu d'une part, dans la surrection, mais aussi dans les modifications du drainage, des apports sédimentaires, et dans la relance de la tectonique salifère.

Chapitre 3

Raccourcissement horizontal post-rift des marges passives

3.1 Introduction

Ce chapitre est constitué d'un article en préparation pour publication à *Tectonophysics*. Nous y mettons en évidence, qu'en plus des déformations verticales responsables de la surrection, il existe des indications de raccourcissement horizontal postérieur au breakup, sur les marges passives.

Nous discutons également des causes de ces déformations post-breakup qui seront décrites et discutées plus largement dans la deuxième partie de la thèse, qui traite des mécanismes mis en jeu.

L'article est suivi d'une analyse complémentaire concernant la réactivation de structures pré-existantes sur les marges passives.

3.2 Article

Résumé

Après la séparation continentale ayant conduit à l'ouverture de l'océan Atlantique, les marges passives résultantes ont été soumises à des déplacements verticaux. Le soulèvement de nombreuses marges passives est en effet bien argumenté dans la littérature, grâce à l'analyse des traces de fission d'Apatite, ou encore grâce à des marqueurs géomorphologiques tels que l'incision importante ou la modification des réseaux hydrographiques (voir chapitres précédents). Dans cet article, nous décrivons des déformations post-breakup, autres que la tectonique salifère, qui ont leur origine dans des mouvements horizontaux induits par des contraintes compressives.

Un raccourcissement horizontal est ainsi mis en évidence sur des lignes sismiques, et grâce à des indications géologiques de terrain, pour différentes périodes géologiques postérieures au breakup. Cette déformation se caractérise par l'inversion de failles normales, par la formation d'anticlinaux et de synclinaux, mais également par des migrations de dépocentres dans les bassins. Des mouvements décrochants, sont également révélés par la présence de structures en fleurs, et de bassins en pull-apart. Cette déformation est principalement contrôlée par la réactivation de structures pré-existantes.

De plus, les structures néotectoniques, les données de sismicité actuelle (localisation des séismes et mécanismes au foyer), et les mouvements des plaques tectoniques déduits du système satellitaire DORIS, montrent un raccourcissement horizontal actuel des marges. La compression se

caractérise de manière générale par des contraintes horizontales orientées Est-Ouest sur les marges atlantiques (depuis des orientations NW-SE en Europe de l'Ouest, jusqu'à des orientations NE-SW en Amérique du Nord).

Nous discutons ensuite des diverses causes de ces déformations avancées dans la littérature: ridge-push océanique, flexuration de la lithosphère induite par l'érosion des marges, tectonique régionale, rebond glaciaire et panaches mantelliques. Compte tenu de nos observations, les mécanismes induisant des déplacements horizontaux tels que le ridge-push ou encore les contraintes régionales ne sont pas à négliger. D'autres causes tels que les panaches mantelliques ou le volcanisme pourraient aussi avoir une influence prédominante sur l'accentuation de ces déformations.

*Manuscript in preparation,
to be submitted to Tectonophysics*

EVIDENCE FOR POST BREAK-UP SHORTENING ON ATLANTIC PASSIVE MARGINS

Marie LEROY, Olivier DAUTEUIL

Géosciences Rennes (UMR 6118 du CNRS), Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cedex, France.

Abstract

After continental break-up, the resulting passive margins of the Atlantic Ocean have been subject to vertical displacements. Uplift is indeed well argued in the literature for different parts of these margins, thanks to the denudation values given by apatite fission track denudation analysis or with geomorphology markers (incision, raised beaches...) for example. In this work, we gather evidence for post break-up deformation and displacements that could be linked to horizontal motions induced by shortening, and that differ from salt tectonics. Structures recognised on seismic lines and in the field provide evidence for horizontal shortening during geological times. This deformation, characterised by thrust and strike-slip movements, is mostly controlled by the reactivation of pre-existing structures. Recent folding, inverse faulting, current seismicity data and focal mechanisms, as well as present day tectonic plate motions inferred from the DORIS space system, also reveal current shortening on margins. In addition to their vertical displacement, Atlantic passive margins seem therefore to have undergone post break-up horizontal compression in different phases since break-up, varying from one margin to another. This deformation still operates nowadays. The suggested causes of this late deformation are oceanic ridge-push, lithospheric flexure induced by erosional scarp retreat, but also regional tectonics, mantle plumes or isostatic glacial rebound, that seem predominant for some margins.

Keywords : passive margins ; compression ; post break-up ; deformation ; Atlantic ocean ; reactivation.

1. Introduction

Passive margins have long been considered tectonically quiescent after their genesis. Only sediment accumulation and subsidence in response to thermal contraction and sediment loading, were supposed to occur after break-up (McKenzie, 1978; Steckler and Watts, 1978; Lavier *et al.*, 2000), sometimes resulting in synsedimentary gravity-driven deformation above an inclined substratum. Salt tectonics for example is well described on the conjugate passive margins of the South Atlantic Ocean (Burolet, 1975; Duval *et al.*, 1992; Demercian *et al.*, 1993; Marton *et al.*, 2000) and is characterised by upslope extension, downslope compression and raft sliding in the middle slope. In addition to salt tectonics, increasing deformation occurring after the episodes of subsidence, have been documented recently. The well argued deformation is the post-breakup uplift of passive margins recognised in Fennoscandia (Stuevold and Eldholm, 1996; Fjeldskaar *et al.*, 2000; Japsen and Chalmers, 2000), west Africa (Bond, 1978; Partridge and Maud, 1987; Burke,

1996; Gunnell, 1998), southeast Brazil (Cobbold *et al.*, 2001; Saenz *et al.*, 2003) and India (Gunnell, 1998; Gunnell and Fleitout, 2000).

For example, in Fennoscandia, vertical displacements were calculated for Norway, Sweden and Finland using data from tide-gauges, precise levelling, GPS and gravity measurements. The uplift rate is close to zero along the Norwegian coast, increasing up to 8 mm/yr in central parts of the Baltic Sea (Fjeldskaar *et al.*, 2000). River incision (Pickford and Senut, 1999; Pether *et al.*, 2000; Van der Wateren and Dunai, 2001) and identification of raised beaches (Pickford and Senut, 1999; Partridge and Maud, 2000; Pether *et al.*, 2000) imply a significant uplift in Southern Africa. During the Miocene, South Africa was submitted to an uplift of 150-300 m, and the continent was slightly tilted to the west (Partridge and Maud, 1987; Burke, 1996). A second uplift of major proportions took place at the end of the Pliocene and raised the eastern interior of the African continent by as much as 900 m, although much smaller movements characterised the western areas and interior axes of uplift. This episode resulted in the deep incision of the coastal hinterland (Partridge and Maud, 1987; Burke, 1996).

These vertical motions largely control the mass transfer from continent to ocean. On several margins, topography and drainage patterns have provided evidence for recent uplift, block faulting and river capture. The drainage pattern in Southeast Brazil reflects recent uplift of the Serra do Mar (Karner and Driscoll, 1999; Cobbold *et al.*, 2001), with evidences for river captures progressively modifying the sediment supply to surrounding oceanic basins (Karner and Driscoll, 1999). In Southwest Africa, major drainage system changes have been pointed out for late Cretaceous-Cenozoic time (Dingle and Hendey, 1984; Burke, 1996; de Wit *et al.*, 2000). Lots of river captures have been described in this area. These drainage changes resulted for example in the great fluctuation of the catchment areas of the Orange and Vaal rivers. Their exits shifted from 28°S to 31°S and back again (Dingle and Hendey, 1984). For Dingle and Hendey (1984), these changes are related to periods of low sea level which promoted river capture. But considering the amount of uplift recognised in this area at this time (Partridge and Maud, 1987), these drainage changes can also reflect vertical movements of the margin (de Wit *et al.*, 2000).

Evidence from fission track analysis implies more than 2-3 km of denudation in southwest African (Brown *et al.*, 2000; Raab *et al.*, 2002), southeast Brazilian margins (Gallagher *et al.*, 1994; Brown *et al.*, 2000; Cobbold *et al.*, 2001; Saenz *et al.*, 2003), in Eastern North-America (Miller and Duddy, 1989; Boettcher and Milliken, 1994) and in NW Europe (Clift *et al.*, 1998). This amount of denudation may be used to argue for associated uplift. In Brazil, there is a regional trend of young fission-track ages close to the coast, with age increasing with distance inland. Cobbold *et al.* (2001) have distinguished 3 groups of AFT central ages: Post-Rift (ages between 100 to 50 Ma) near the coast, Rift (200 to 100 Ma) and Pre-Rift (ages older than 200 Ma). In South Africa, AFT ages range between 166 and 70 Ma but youngest ages are not only described near the coast, but also 600 km inland (Brown *et al.*, 2000). On the South Atlantic margins formed about 130 Ma ago, the cooling information given by fission track analysis show that substantial amounts of post-rift erosion occurred, and suggest locally a reactivation of major old structures in Namibia (Raab *et al.*, 2002) and in NE Brazil (Harman *et al.*, 1998).

Several models have been proposed to explain this uplift including permanent (ex: magmatic underplating (White *et al.*, 1987) and flexure due to mechanical unloading during extension (Weissel and Karner, 1989)) and transient mechanisms (ex: small-scale mantle convection (Buck, 1986)) following rifting of the margins. Have been proposed also glacial rebound, lithosphere flexure induced by erosion, mantle plume effects and regional compression (Gilchrist and Summerfield, 1990; Nyblade and Robinson, 1994; Stuevold and Eldholm, 1996; Japsen and Chalmers, 2000; Cobbold *et al.*, 2001). However few works try to relate it to horizontal displacements. More and more contractional structures are described on these margins, such as basement-involved shortening or compressional doming, anticlines, synclines and reverse faulting. This paper gathers evidence from Atlantic passive margins, for these horizontal displacements that could be generated by compression. We have selected for that, historical evidence from data such

as seismic lines or geological indicators. Current compressional stresses are also well established thanks to seismicity data, neotectonics and present-day tectonic plate motions inferred from the DORIS space system (Soudarin and Cazenave, 1993; Soudarin and Cazenave, 1995). We then discuss the relation between horizontal and vertical displacements, as well as the mechanisms that could have triggered these deformations.

2. Historical compressional stresses inferred by geological data

Evidence of ancient compressional are numerous on Atlantic passive margins. In this section, these evidence, synthesized from literature, are listed from North to South.

2.1 North-western European margin

Since the break-up of the Norwegian-Greenland Sea in Early Eocene time (Chron 24B, 53,7 Ma) (Lundin and Dore, 2002), the two conjugate passive margins have been subject to probably 3 phases of shortening. On the north-western European margin, contractional structures (large anticlines and synclines, reverse faults and inverted centre of deposition) of assumed Late-Cretaceous-Cenozoic age are well known from several sedimentary basins (Fig. 1).

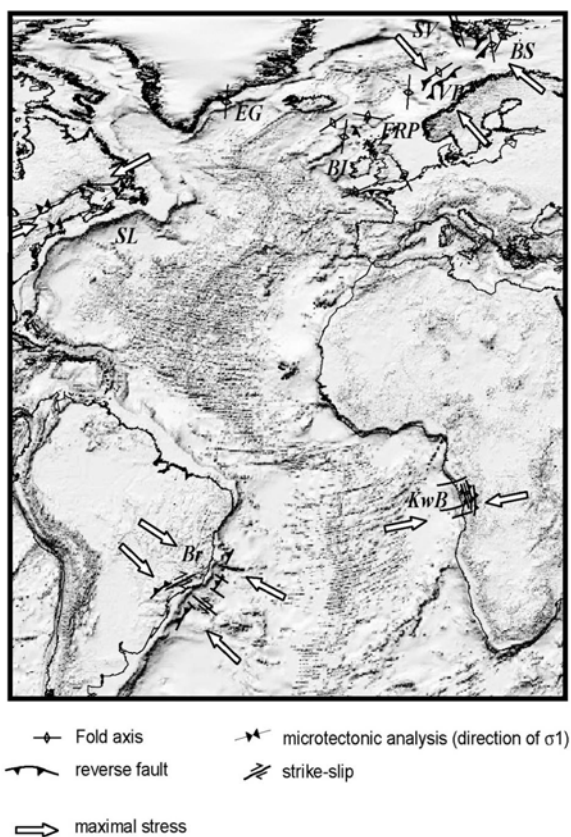


Figure 1 – Present day elevation on shaded map of the Atlantic ocean, where are localised margins reactivated in compression or with strike-slip movements, referenced in this paper. For these reactivations, the main orientation of maximum horizontal stresses is displayed with white arrows. Note that these areas often correspond with a high elevation anomaly in the relief of passive margins. (SV) Svalbard; (BS) Barents Sea; (VB) Vøring Basin; (FRP) Faroe-Rockall Plateau; (BI) British Isles; (EG) East Greenland; (SL) St Lawrence area; (Br) SE Brazil; (KwB) Kwanza Basin.

These structures, trending mostly NE-SW, are parallel to the margin. Extensional faults are reactivated as reverse faults with seaward vergence principally (see Vagnes *et al.*, 1998 for a review).

Half-flower-like structures, folds and reverse faults, trending NNE-SSW (Fig. 1) have been reported from the south-western Barents Sea in the North (Faleide *et al.*, 1993a; Faleide *et al.*, 1993b; Gabrielsen *et al.*, 1997) where Cretaceous and Cenozoic inversions are common.

In the west of Svalbard, Cenozoic crustal shortening is supported by thrusts, folds, duplexes, trending mostly NNE-SSW (Braathen and Bergh, 1995). This deformation has been divided into three main events: the first one in Paleocene associated with NNE-SSW directed transpression, a second major one from mid-Paleocene to Eocene age characterised by WSW-ENE directed shortening, and a last one in Eocene with dextral transpressive regime (Braathen and Bergh, 1995).

In the Norwegian Sea, two major basins with a thick Cretaceous sedimentary fill dominate the continental margin: the Vøring and the Møre Basins. The tectonic development of the area comprised a long period of rifting in Cretaceous and Cenozoic, controlled by two structural trends NE-SW and NW-SE. This rifting ended in Early Eocene times with the continental separation and subsequent sea-floor spreading. In the Møre Basin offshore mid-Norway, the phase of subsidence was interrupted by a mild phase of inversion in the Latest Cretaceous, and a more pronounced inversional phase in the Eocene-Miocene, that developed folds with axis trending NE-SW, local low-angle reverse faults trending as folds, and the inversion of depocenters (Grunnleite and Gabrielsen, 1995). In the Vøring Basin (Fig. 1), the Cretaceous development comprised an early thermal subsidence phase and a post Cenomanian phase of tectonically driven subsidence, involving intermittent phases of normal faulting and compression and folding (Brekke, 2000). This basin was tectonically active also during Cenozoic time, with the main phases of NW-SE strike-slip-compression in Late Eocene and Mid-Miocene time (Brekke, 2000; Lundin and Dore, 2002). These events controlled the reverse reactivation along the Fles Fault complex (Fig. 2a) and the Surt Lineament, which initiated folding and doming of the Middle Miocene Unconformity, with for example the growth of the prominent Helland-Hansen Arch (Brekke, 2000).

Further South, a number of compressional anticlinal structures, trending NE-SW but also NW-SE, have been identified in the western and northern part of the Faroe-Rockall Plateau (Figs. 1 and 2b) (Boldreel and Andersen, 1998). Three compressional phases have affected the plateau. The first phase is responsible for NW-SE trending structures, with a NE-SW to ENE-WSW oriented stress that lasted from Late-Paleocene to Early Eocene (Boldreel and Andersen, 1998). An Oligocene phase has been interpreted as resulting from N-S directed compressional stress, and then, compressional stress from the north-west seemed to affect the whole plateau in Miocene age (Fig. 2b) (Boldreel and Andersen, 1998; Lundin and Dore, 2002).

In the area of the British Isles (Fig. 1), evidences for compressional inversion of Cenozoic age are discussed by Roberts (Roberts, 1989) and Hibschi *et al.* (Hibschi *et al.*, 1995), for onshore and offshore settings. In Great Britain, microtectonic analysis and tectonic-sedimentological observations, such as basin positive inversions, are consistent with a NW-SE oriented strike-slip transpression in Middle Paleocene / Early Eocene, and with a N-S transpressional strike-slip regime in Middle Eocene / Early Miocene (Hibschi *et al.*, 1995). In the Celtic Sea, the major inversion took place in Oligocene in agreement with the Western English Channel (Roberts, 1989). West of Ireland, in the Northern Porcupine seabight, inversion is clearly shown by antiformal structure (Roberts, 1989).

The conjugate passive margin of East Greenland is also affected by post-breakup shortening with normal fault inversions and N-S trending folding (Price *et al.*, 1997).

To conclude, many inversion structures of the North-western European margin, controlled by pre-existing normal fault systems (Gabrielsen *et al.*, 1997; Vagnes *et al.*, 1998; Brekke, 2000), or

by the inversion of underlying basin and grabens, reveal a significant shortening of the margin. Inversion structures trend mostly NE-SW, that is to say mainly parallel to the margins.

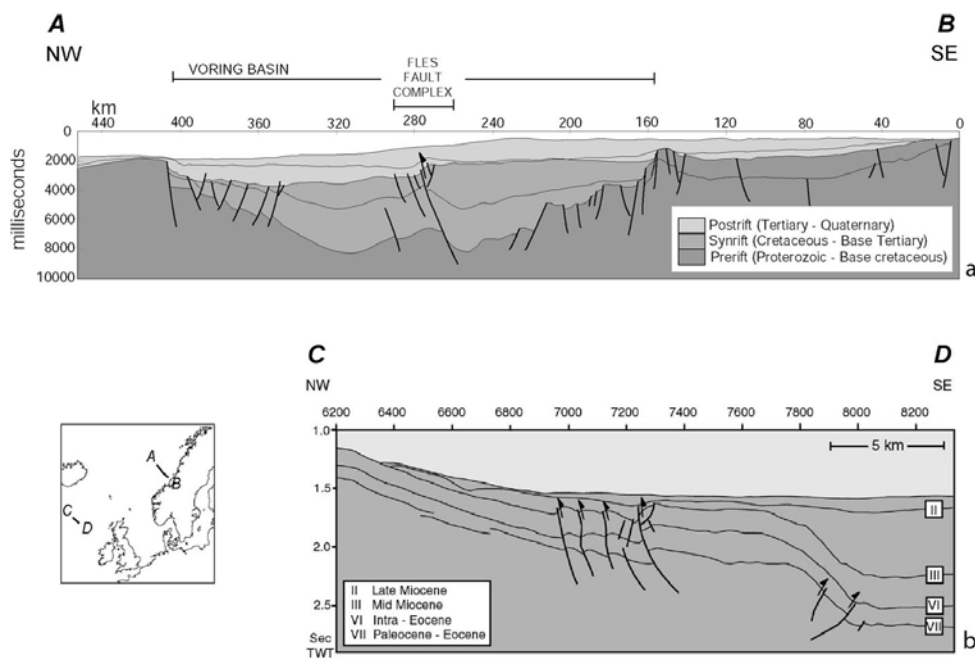


Figure 2 – Compressional structures and inverted normal faults along the north-western European margin. a) Geoseismic section in the Vøring Basin, offshore Norway, showing the reverse reactivation during the Tertiary of the Fles Fault complex (modified after Brekke, 2000). b) Geoseismic section crossing Miocene compressional structure located to the west of the Hatton Bank (Faroe-Rockall Plateau). Horizons recognised are annotated on the figure (modified after Boldreel and Andersen, 1998).

2.2 North-eastern American margins

Evidence of compression are also described by several authors for the north-eastern America margin.

For exemple, Faure et al. (Faure *et al.*, 1996) have conducted a paleostress analysis based on inversion of fault-slip data in the Quebec Appalachians and the St Lawrence Lowlands (Fig. 1). They characterized the direction and state of stress since Cretaceous time in these areas. From their analysis, two major events with contrasting directions of extension were recognised in Early Cretaceous, and in Late Cretaceous-Early Cenozoic times, the extensional stress regime changed to an ENE-WSW directed compressional stress field. Strike-slip faults and oblique faulting characterize this compressional event, because most slip movements were initiated along pre-existing faults planes. Several NE-SW trending thrust faults of the Taconian foreland of Southern Quebec have indeed been reactivated into oblique-slip dextral faults, and in the St Lawrence Lowlands, normal faults formed during NE-SW striking extension have been reactivated into sinistral faults (Faure *et al.*, 1996).

Peulvast et al. (Peulvast *et al.*, 1996) identified recent deformation like block tilting and uplift, flexure and faulting in a morphological study of the Baie des Chaleurs area, between Northern New Brunswick and the Gaspé Peninsula (eastern Canada). This deformation partly reflects the reactivation of Carboniferous or older structures, but no precise timing can be provided for these events (Peulvast *et al.*, 1996).

2.3 South-eastern Brazilian margin

Repeated inversion implying rift related transfer zones, basement faults and shear zones have been proposed for the Brazilian continental margin by Cobbold *et al.* (2001) (Figs. 1 and 3). In Brazil, Neocomian extensional faults trending NE-SW have been reactivated in right-lateral mode, whereas transfer faults, trending WNW-ESE in continental crust to E-W in oceanic crust (Meisling *et al.*, 2001) have been reactivated in left-lateral mode (Cobbold *et al.*, 2001). Cobbold *et al.* (2001) have shown that according to onshore and offshore evidence, the margin of SE Brazil was tectonically reactivated in three main phases, separated by quieter intervals (Cobbold *et al.*, 2001; Meisling *et al.*, 2001).

A phase in Late-Cretaceous (90-80 Ma) was revealed by the exhumation of the Serra do Mar, and the increase of clastic sediment supply in the Santos Basin. Tilting, folding, alkaline magmatism and salt tectonics became active during this period.

A second phase took place in Paleogene (50-40 Ma), when exhumation, magmatism, erosion continued and the Campos Basin underwent a period of differential uplift in the Eocene.

During Neogene time (25-0 Ma), the coastal mountains went through block-faulting and uplift, while the onshore Cenozoic Basins became inverted in transpression (Riccomini *et al.*, 1989; Riccomini and Assumpção, 1999). Offshore basins underwent folding and uplift.

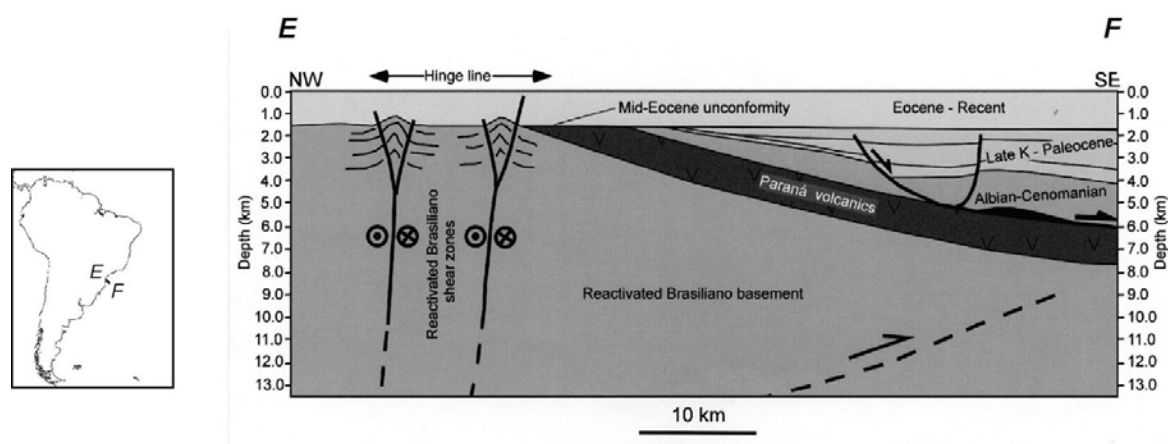


Figure 3 – Interpreted sketch of the subsurface relationships at nearshore hinge-line in the south-west Santos Basin (SE Brazil) (from Cobbold *et al.*, 2001). It shows the reactivation of Brasiliano structures such as shear zones or reverse faults.

In the Curitiba Basin (SE Brazil), compressional stress has been pointed out by Salamuni *et al.* (Salamuni *et al.*, 2003), thanks to field work and morphological and structural models of the basement and basin. The structural framework of the sediments and the basement of the basin is characterized by NE-SW trending normal faults reactivated by NE-SW trending strike-slip and reverse oblique faults (Salamuni *et al.*, 2003). These structures are Proterozoic structures and were reactivated at the end of the Cretaceous and the Paleogene. The faulting events of the Curitiba basin reveal that initial extension occurred from the Cretaceous to the Paleogene, followed by compression since the Neogene, controlled by E-W trending σ_1 (Salamuni *et al.*, 2003).

At the border of the Paraná Basin, in the North-West of Sao-Paulo, five strike-slip tectonic events have been reported during the Cenozoic (Fernandes and Amaral, 2002). These events revealed with the analysis of brittle structures and lineaments, generated mainly strike-slip faults, and secondarily normal and reverse ones.

2.4 Angola: Kwanza Basin

Hudec and Jackson (Hudec and Jackson, 2002) proposed repeated inversion for the Angolan continental margin (Fig. 1). As for South-eastern Brazil, rift-related transfer zones linked to oceanic fractures were reactivated during the deformation (Cobbold *et al.*, 2001; Hudec and Jackson, 2002) as well as basement faults and shear zones.

Kwanza Basin in Angola, formed during Neocomian rifting of the South-Atlantic margin of Africa (Guiraud and Maurin, 1992), is divided into the Inner and Outer Kwanza salt basins, separated by basement highs (Hudec and Jackson, 2002). North to north-west trending basement structures have repeatedly been reactivated since Neocomian (144-127 Ma) rifting, in the upslope part of the Inner Kwanza Basin, where salt tectonics is usually characterized by extension features. Reactivation formed three north-west striking fold and thrust belts near basement uplifts, bounded by north-east striking rift-related transfer-fault zones, that were apparently reactivated during subsequent shortening. Three episodes of post-rift basement involved shortening are documented in the Inner Kwanza Basin (Hudec and Jackson, 2002): a first one during Albian - Early Cenomanian (112-96 Ma), a second one in Senonian time (89-65 Ma), and the last one in Oligocene-Holocene time (34-0 Ma) that continues nowadays. Figure 4 shows several post-Paleocene faults on a seismic section situated in the northern East Kwanza fold belt.

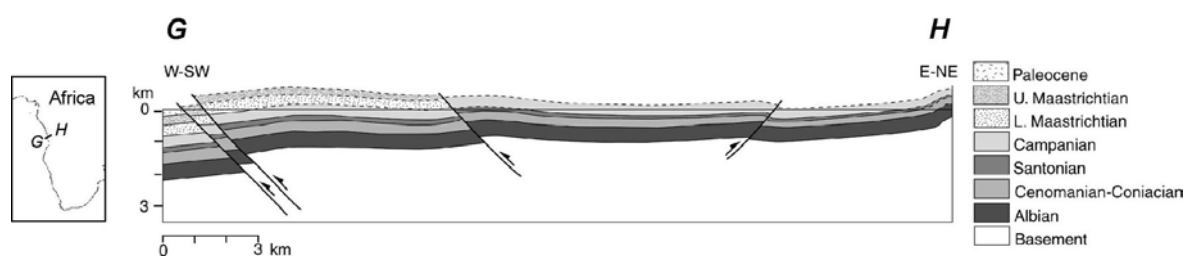


Figure 4 – Seismic based cross-section of the northern East Kwanza fold belt showing contractional fold and fault patterns occurring after the deposition of the Paleocene. Note a majority of faults with a vergence towards the ocean (modified after Hudec and Jackson, 2002).

It results from all these observations that in addition to vertical motions, many passive margins of the Atlantic Ocean have undergone post-break-up shortening tectonic events, inferred by horizontal compressional stresses. For all these margins, the tectonic pattern seems to be mostly controlled by the reactivation of pre-existent structures. The other Atlantic margins were not mentioned because no data is available in the literature.

3. Current compressional stresses on margins

Recent deformation on passive margins can also be identified through seismicity, focal mechanisms, and geological observations in the field. This kind of study has been developed by Zoback *et al.* in 1989, and Zoback in 1992, in the framework of the World Stress Map project, pointing out the maximum horizontal stress orientation (S_{Hmax}) with for example direct stress measurements or interpretations from seismic data. In this part, we make a compilation of the current stress orientations existing on Atlantic passive margins, from the World stress map catalogue and from many other studies published. We have added to this synthesis, a new study of current velocity movements calculated in several points of a plate by the DORIS system, that can

also give us indications on the current displacement on margins. These different indicators reveal compressional stress and shortening occurring nowadays on Atlantic passive margins.

3.1 Seismicity

Obvious evidence of post break-up deformation of passive margins is the seismic activity recorded on many margins. The south-west African margin for example has been submitted to several seismic events since 1950, some of them with magnitude higher than 5 (Fig. 5). We see on figure 5 that many seismic events occurred in the crust along the Angolan, Namibian and South African margins, mostly onshore. These events are numerous along the Namibian margin, where they spread nearly over the whole Namibian country. In South Africa, the events seem grouped together, along two W-E trends in the country, located in areas of dense neotectonic activity (Andreoli *et al.*, 1996), possibly corresponding to the reactivation of former structural trends.

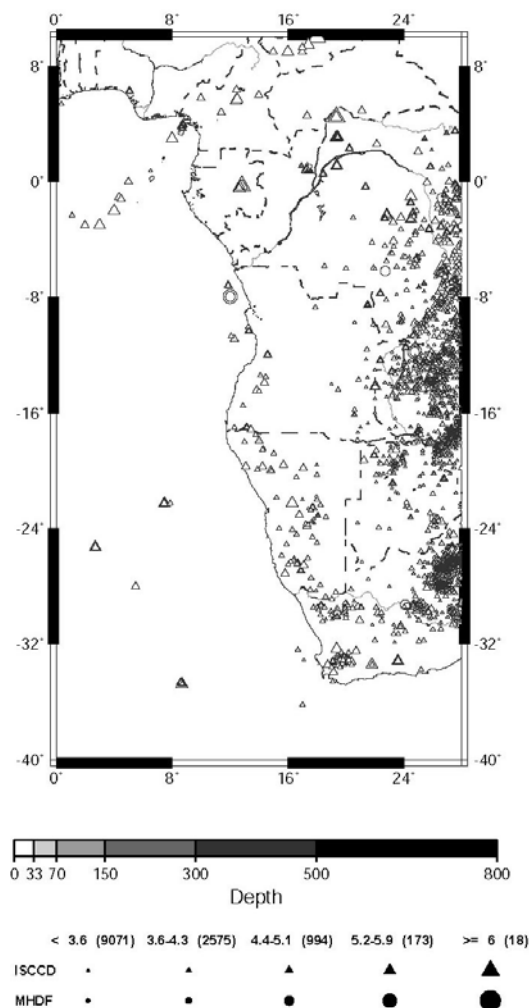


Figure 5 – Seismic events that occurred from years 1950 to 2003 in western south Africa, and for magnitudes contained between 2 and 8. The events are plotted with triangles and rings with size depending on the magnitude. This map has been drawn on the event search page of the IRIS web site (<http://www.iris.washington.edu/quakes/eventsrch.htm>) and displays events from ISCCD and MHDF databases.

Focal mechanism solutions permit to associate some of the seismic events recorded on margins with compressional stress. The focal mechanisms discussed in this paper are extracted from the World Stress Map project 2003 catalogue, available at the following address http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/home/index_noflash.html, and from several published data, added to this catalogue, for the north-eastern American margin (Zoback, 1992b; Assameur and Mareschal, 1995), the north-western European margin (Fjeldskaar *et al.*, 2000; Lindholm *et al.*, 2000), the Brazilian margin (Assumpção, 1992; Assumpção, 1998) and the west African margin (Ayele, 2002; Suleiman *et al.*, 1993). Horizontal maximum stresses (S_{Hmax}) induced by these focal mechanism solutions have been reported on Figure 6 for the various margins (North-eastern America, north-western Europe, south-eastern America and south-western Africa).

On the north-eastern American margin (Fig. 6a), numerous seismic focal mechanisms are in agreement with a contractional ENE-WSW stress regime in the New Brunswick region and northern Appalachian mountains, and with an ENE-WSW oriented strike-slip regime south of Lakes area. At the north-western European margins, focal mechanisms prove an ENE-WSW oriented stress, often attributed to reverse faulting (Fig. 6b). Many seismic events are situated offshore Norway and may correspond to active fault reactivation (see § 2.1). In Brazil, focal mechanisms scattered onshore and offshore along the margin reveal a contractional E-W stress regime, and also in the Borborema Province, north-east Brazil, a strike-slip regime in agreement with this contractional stress (Fig. 6c). A few focal mechanism solutions are available for the south-western African margin (Fig. 6d), in contrast with the amount of seismic events happening on this margin (Fig. 5). The analysis of these focal mechanisms bring to the fore an E-W main horizontal stress associated to thrust faulting or strike-slip faulting regimes, chiefly confined to the Congo drainage basin, and to the Southern Cape Province.

At present time, Atlantic margins seem therefore to undergo significant horizontal compression, as inferred from current seismicity and its focal mechanism solutions.

3.2 Geological indicators

Other short-term strain release indicators show that the different Atlantic margins are generally in compression. It is the case of geological indicators such as slickenside on Quaternary faults or on inverted former faults. These indicators have been reported, for the north-eastern American margin and for Brazil, on the stress map of figure 6, a and c. They come from the compilation of the World Stress Map release 2003 and for fig. 6c from added published data (Riccomini and Assumpção, 1999).

On the north-eastern American margin (Fig. 6a), a few geological indicators referenced in the World Stress Map are localised south of Lakes area (coordinates around 38°N; -82°W), and show principal stresses oriented WSW-ENE. The regime of deformation is undefined for all them but it could correspond to strike-slip regime as recognised for the focal mechanisms in this area.

For the Brazilian passive margin, many geological indicators have been recognised and reported on the map of figure 6c. Lots of them are slickenside inversion of Quaternary faults reported from Riccomini and Assumpção (1999). Nearly all of them reveal a compressional principal stress with the direction of greatest shortening trending roughly east-west. In the last decades, a great amount of Cenozoic, including the Quaternary period, structural data have been collected throughout Brazil (see for example Riccomini *et al.*, 1989; Fernandes and Amaral, 2002; Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002; Salamuni *et al.*, 2003) and reveal a significant compressional stress on the margin. For example, in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil), direct field evidence of modern tectonic activity is described: strike-slip faulting, development of positive and negative flower structures, tilting (Riccomini *et al.*, 1989). It appears to be associated with an average E-W compressive stress. Available age determination suggests in this area that tectonic movements have been active up to present day.

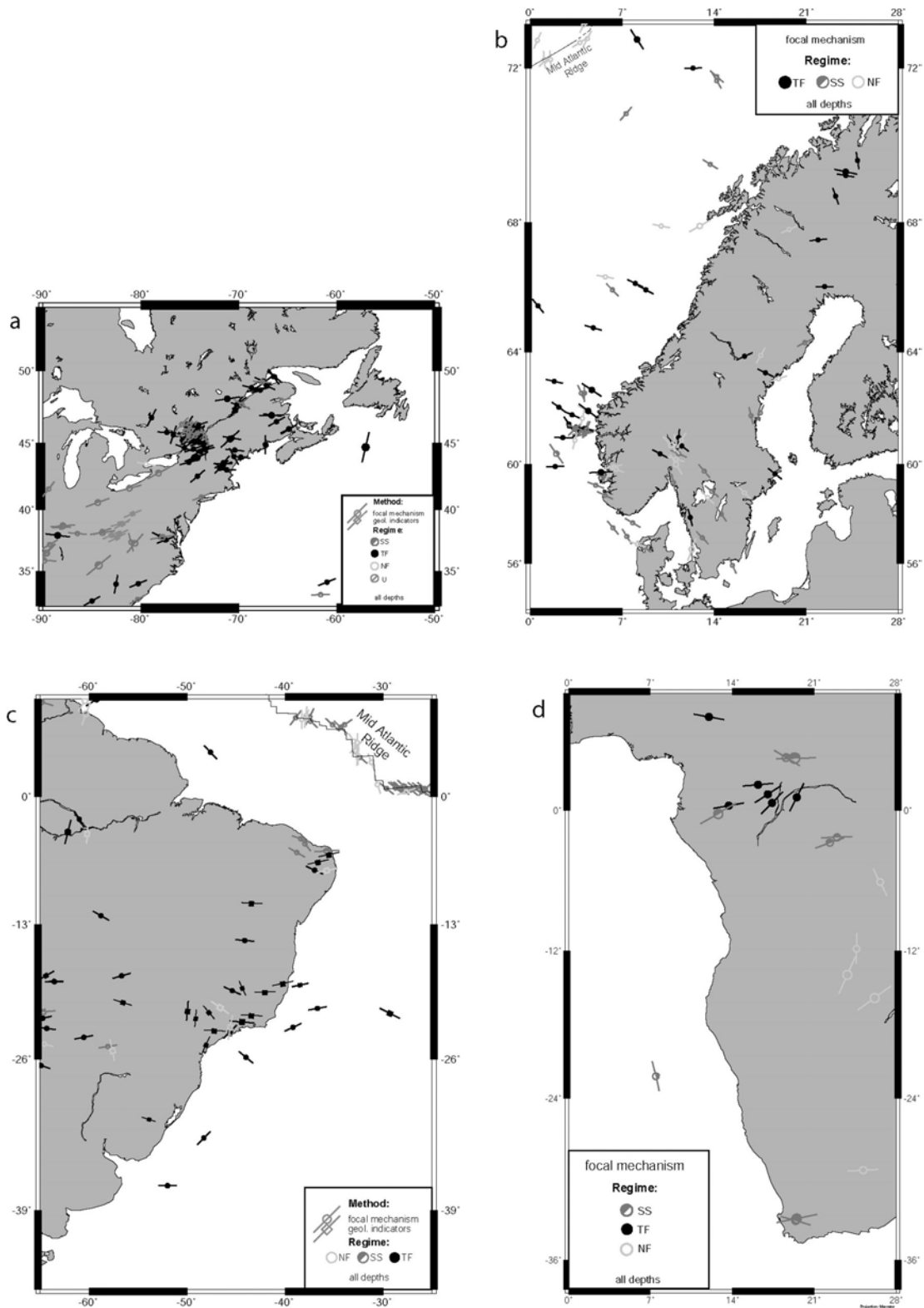


Figure 6 – Maximum horizontal stresses (S_{Hmax}) from geological indicators (squares) and/or focal mechanisms (circles) on four Atlantic passive margins. Short bars denote determinations of S_{Hmax} . Close and open symbols indicate strike-slip (SS), thrust faulting (TF), normal faulting (NF) or unknown (U) stress regimes. All maps are extracted from the World Stress Map project web site (http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/home/index_noflash.html) and are completed with published data (see text for references).
 a) North-eastern American margin, b) north-western Europe, c) Brazilian margin, d) west Africa.

The Curitiba Basin, south of Brazil has been affected also by neotectonic activity responsible for the reactivation of normal faults (Salamuni *et al.*, 2003). The geologic characteristics of this basin reveal that regional tectonic processes were controlled by E-W trending maximum horizontal stress (initiated in extension and followed by compression since the Neogene). This change is responsible for the reactivation of NE-SW trending normal faults by NE-SW trending strike-slip, and reverse oblique faults.

In Norway, several authors give field evidence for neotectonic activity along reverse faults trending from N-S to NE-SW (see for example Fugelli and Riis, 1992; Olesen *et al.*, 1992; Pascal *et al.*, 2003). The documented fault motions in northern Norway agree with a NW-SE compression (Olesen *et al.*, 1992; Pascal *et al.*, 2003).

Neotectonic activity prevails also in southern Africa (see Andreoli *et al.*, 1996 for a review). In the western coast, neotectonic faults trending mostly NW-SE and NNW-SSE were identified by means of several techniques including Landsat and SPOT satellite imagery, aerial photography and detailed field mapping. It is shown that a NW-SE trending maximum horizontal compression direction is developed from southern Angola to the offshore Transkei Basin in SE of South Africa. This stress interacts with other stress fields, such as an east-west oriented stress in western and north-central Africa (Zoback, 1992a) to promote neotectonic faults (Andreoli *et al.*, 1996).

Therefore, from this study of geological indicators, we have clues for recent horizontal compression on Atlantic passive margins. The stresses revealed show approximately the same orientations than those inferred from focal mechanisms in § 3.1.

3.3 Shortening inferred by the DORIS system

Since the early 1990's, space geodetic measurements from the DORIS system have been used to determine present-day plate motions and have provided remarkable results (Créaux *et al.*, 1998). The DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite) space tracking system has been developed by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) in France for precise orbitography and site positioning. This system provides accurate velocity measurements of beacons deployed to form a dense and homogeneous network of emitting stations, to allow continuous tracking of the satellites carrying the DORIS instrument (Soudarin and Cazenave, 1993; Soudarin and Cazenave, 1995; Créaux *et al.*, 1998).

Doppler data used in this study consist of 9 years (January 1993–November 2001) of measurements collected by the DORIS instruments on Spot-2,-3,-4 and TOPEX/POSEIDON. These data are the result of monthly coordinate time series from the LEGOS/CLS Analysis Center, free available on the website of the International DORIS Service (http://ids.cls.fr/html/doris/legos-cls_solutions.html). For these data, E.O.P (Earth Orientation Parameter) and Toulouse station position are kept fixed in the computation of the monthly coordinate set. Each set is transformed into a kinematic reference frame by applying a 7-parameter transformation which uses as reference frame an average position of the DORIS network computed with the nine years of data analysed. For each station used in this study, we have computed for the 9 years the average displacements towards North and East (in mm/yr) of several successive beacons (each one recording the displacements for 2 to 9 years).

We investigated the displacements that occurred on some passive margins during the period 1993-2001, to reveal horizontal deformation. The localisation of DORIS stations has limited this investigation, and only the African plate provides enough and well distributed stations to give us a satisfactory result. Figure 7a presents the displacements obtained for the African plate (dashed vectors). All the stations display a NE displacement compared to Toulouse (assumed to be fixed) and consistent with the displacements observed in the NUVEL 1 Plate Kinematic Model and with GPS measurements (DeMets *et al.*, 1990; DeMets *et al.*, 1994). But the DORIS system permit however a more precise analysis of displacements than NUVEL 1, when the station network is favorable.

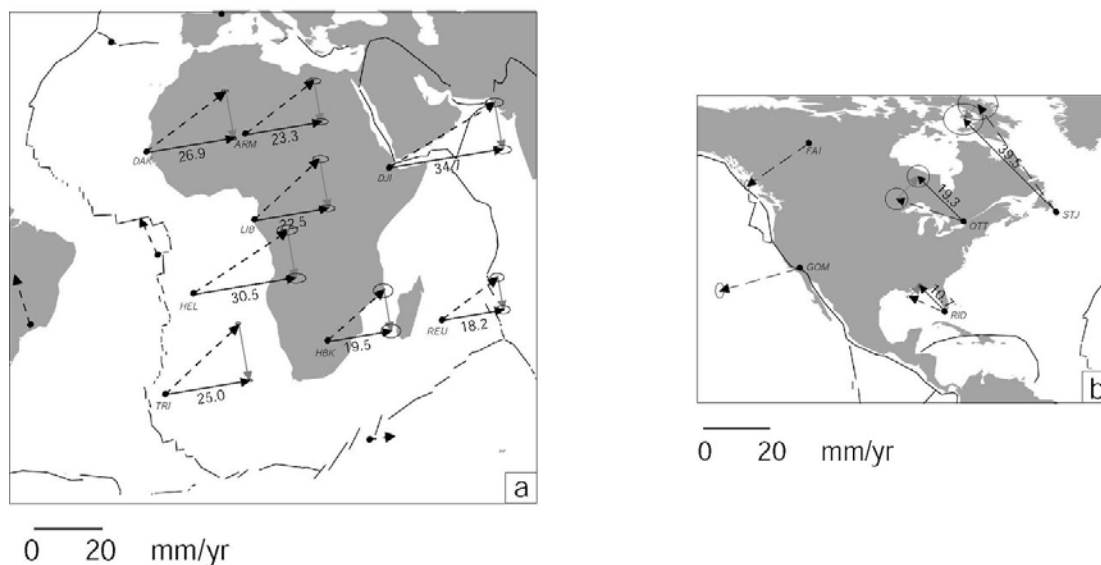


Figure 7 – Displacements of DORIS stations (dashed vectors) and their projection perpendicular to the margin (continuous black vectors). The vector size is proportional to the displacement velocity of the station, and this velocity has been reported (in mm/yr) under projected vectors of displacements. The uncertainty is displayed with an ellipse for each vector. a) Displacements on the African plate: note the difference of velocity along the margin between western and eastern stations, that argues for a shortening of the margin. b) Displacements on the north American plate: the same kind of displacements is revealed for the north-eastern margin, but the configuration of the DORIS stations can not permit a good argumentation for compression on this margin.

The dense network of DORIS stations in South Africa has indeed permitted to notice differences in motion rates between "oceanic" stations and "continental" stations (Fig. 7). To better visualise these strain rate gradients, the displacement vectors were projected onto perpendicular lines to the margin (continuous vectors). All stations undergo displacement towards the East, and it results from the comparison between two stations at "similar" latitudes (DAK and ARM, HEL and LIB, TRI and HBK), that the "oceanic" stations (DAK, HEL and TRI) undergo higher displacement rate than "continental" ones (ARM, LIB and HBK). The West African margin seems therefore to go through horizontal compressive deformation (between 3 to 8 mm/yr). We notice also on Figure 7a, a displacement rate for the station Djibouti (DJI) higher than for the stations situated western in the continent. This observation is explained by the location of Djibouti in the East African rift system zone, that undergoes extension.

At the North-East American margin, the same pattern of deformation rate is observable (Fig. 7b). In this margin, the few stations reveal a displacement towards the NW, and station STJ undergoes a bigger displacement than station OTT, located more westerly. However, the station network is not in favour of a more precise study.

4. Discussion regarding the mechanisms involved

4.1 Deformation balance

These reviews and the new study inferred from DORIS data reveal that many of the passive margins of the Atlantic Ocean have undergone post-break-up shortening. The deformation described in this review cannot be attributed to evaporitic tectonics because this effect was removed carefully from the data analysis. Indeed, in the South Atlantic ocean, geological data

indicating compression, such as inverse faults, are not located downward of the margins, where compression features induced by salt tectonics usually occur. Moreover, the seismicity and compressional stress brought to the fore by the focal mechanisms, are more expressed onshore whereas salt tectonics occur offshore.

This compressional deformation preferentially reactivates pre-existing structures, either as strike-slips or as thrusts. These ancient structures were generated during either a previous orogen like in Brazil, or during rifting like in Norway. Pre-existing normal faults, that were parallel to the margin, were reactivated in inversion (reverse faults), and present a vergence towards the ocean (see Figs. 1, 2, 3 and 4). Transfer zones related to rifting are also reactivated. The reactivation has been active up to present day as confirmed by the current stresses observed on margins and inferred from seismic focal mechanisms. Compressive stress regime is characterised by thrust and/or a combination of thrust and strike-slip deformation. These current stress regimes agree well with the former stress inferred by the study of inverted structures (reverse faults and reactivated transfer faults) and folding. Both maximum horizontal stresses display average orientations roughly East-West (from NW-SE to SW-NE) for the Atlantic margins: SW-NE oriented for NE America, NW-SE oriented for the NW European margin, and almost E-W for SE Brazil and Western Africa.

Consequently, in addition to the vertical movements argued and characterised by a major uplift, we can also argue for horizontal movements involved in the deformation of Atlantic passive margins. Those horizontal movements, mainly compressional, are translated into deformation such as fault reactivation, and are expressed by the amount of seismicity.

The first question raised concerns the relationship between vertical uplift and horizontal shortening. There is evidence along margins of great variations in relief. High elevations are observed on north-western European margins, north-eastern America, SE Brazil and SW Africa, while on the margins of eastern Argentina or north-western Africa, for example, the elevations are lower. (Fig. 1). These elevation variations could relate the post-breakup evolution of the margins. High elevations can attest to a great amount of uplift through geological times and therefore constitute an indication of vertical displacement. This indication is reinforced by the great denudation rates inferred from Fission tracks on elevated margins (up to 95 m/Ma in South Africa (Brown *et al.*, 2002) and 50 m/Ma in Brazil (Harman *et al.*, 1998; Brown *et al.*, 2000)). The localisation of horizontal shortening markers, available on the margins (Figs. 1 and 6) reveals a strong correlation between high elevated margins and horizontal shortening. This result clearly indicates that the topography and the shortening are linked. Uplift could therefore result from a compression of the margins subsequently to breakup, but as well, the topography (resulting from uplift) could generate large in plane horizontal stresses. If so, the low elevation margins such as Argentina and northeast Africa, where major uplift is not recognised, might also not be submitted to shortening. This assumption is reinforced by the lack of compressional data on these margins.

4.2 The mechanisms

There are different mechanisms that were proposed to explain the recent deformations of passive margins. They differ slightly for the different Atlantic margins. For all margins, two mechanisms are currently suggested: i) lithospheric flexure induced by erosional scarp retreat, and ii) “ridge-push” enhanced compression. Plate reorganisation resulting from modification of spreading ridges geometry, regional tectonics, glacial rebound and mantle plume effects, are other mechanisms that were proposed depending on the margin. In the following discussion, we analyse if these mechanisms are compatible with vertical and/or horizontal displacements.

The lithospheric flexure induced by erosional scarp retreat (Gilchrist and Summerfield, 1990; Gilchrist *et al.*, 1994; Brown *et al.*, 2000), is an isostatic rebound in response to differential denudation and sedimentation on the margin. This phenomenon takes into account the vertical component of the deformation. It can also contribute to the generation of in-plane flexural stresses, leading, on unloading, to extension in the upper crust and to compression deeper. However, it does

not explain the shortening recognised on margins in the upper crust. The horizontal compressive stresses near the surface should be consequently generated by another mechanism.

The second mechanism proposed is a “ridge-push” enhanced horizontal compression. In this mechanism, oceanic accretion and ridge elevation compared to abyssal floor elevation generate a horizontal pressure gradient relative to cooling and contraction of the oceanic lithosphere away from the active ridge. Zoback *et al.* (1989) brought to the fore a striking correlation on margins between the maximum horizontal stresses orientations and azimuths of absolute plate velocity (except for the counter clockwise rotating plate of Africa), resulting from different forces driving the plates, including slab pull force, ridge-push and basal drag (Wilson, 1993). The ridge-push force seems therefore to be a possible cause for compressive stresses on Atlantic margins (Zoback *et al.*, 1989; Zoback, 1992a). A lot of post break-up deformation has been attributed to this phenomenon. It is the case for North Atlantic margins of NW Europe where ridge-push forces affecting pre-existing crustal weaknesses have been considered (Boldreel and Andersen, 1998; Vagnes *et al.*, 1998; Lundin and Dore, 2002), but also for Western Africa (Albian-Early Cenomanian episode of Hudec and Jackson, 2002) and NE America (Faure *et al.*, 1996). This compression is supposed to produce a shortening that may generate either localised and short wavelength deformation (faults, folds) or more long wavelength deformation as buckling recognised for example in Indian Ocean (Stein *et al.*, 1989). These deformations produce localised or large-scale vertical motion, respectively. The discontinuous reactivation/deformation observed on margins may result from the varying expansion rates at the ridge, major reactivation episodes corresponding to higher spreading rate.

The stress regimes inferred in the eastern North American margin are often attributed in the literature to plate reorganisation driven by spreading ridges geometry modifications. Indeed, in eastern Canada, reactivation took place during epeirogenic events related to the evolution of the North Atlantic margin (Peulvast *et al.*, 1996), and in Quebec-New England Province, stress inversion in the Late Cretaceous–Early Cenozoic is related to variation of spreading rates and to different stages of opening of the North Atlantic Ocean (Faure *et al.*, 1996). Plate reorganisation is also a cause assumed for the Senonian episode described on the Western African margin (Hudec and Jackson, 2002), and for the north-western European margin (Gabrielsen *et al.*, 1997; Boldreel and Andersen, 1998).

Regional tectonics is also taken into consideration for post break-up deformation of passive margins. If the ridge-push induces a compression more or less perpendicular to the margin, the regional tectonics is not correlated with the margin trend. For the European stress, Alpine compression and/or Pyrenean orogeny were proposed by several authors (Roberts, 1989; Hibschi *et al.*, 1995; Boldreel and Andersen, 1998; Vagnes *et al.*, 1998; Japsen and Chalmers, 2000) to be a driving force for the post break-up deformation. Cobbold *et al.* (2001) and Meisling *et al.* (2001) suggest that the three main phases of margin reactivation in Brazil correspond to the Peruvian, Incaic and Quechuan phases of Andean orogeny. However, these phases seem to act differently along the passive margins of South America. For the deformation of south-western Africa, the influence of the East African Rift stresses has been proposed by some authors (Andreoli *et al.*, 1996). Although this system is consistent with extension in East Africa, and therefore with a probable increasing distance between Atlantic and Indian Ocean ridges, it may drive East-West compressive stresses through the African plate, and lead to margin shortening (as revealed by the DORIS data in West Africa).

Regional tectonics thus lead preferably to horizontal displacements on the margins, nevertheless, the reactivation of pre-existent structures, due to horizontal stresses, can also generate short wavelength vertical movements, locally on the margin.

Other models were also proposed including isostasy associated with glacial erosion for Fennoscandia (Japsen and Chalmers, 2000). This effect, like the lithospheric flexure in response to

erosional scarp retreat, can generate vertical displacements but do not produce a horizontal shortening, except gravitational sliding effects.

The last mechanism invoked is mantle plume effects. Several authors suggested it was an important mechanism in triggering the uplift in Fennoscandia (see Stuevold and Eldholm, 1996; Japsen and Chalmers, 2000; Lundin and Dore, 2002). Hotspots are also implied in the deformation by Cobbold *et al.* (2001) and Meisling *et al.* (2001) for the Brazil reactivation, and by Hudec and Jackson (2002) who attribute the recent shortening in Africa (Oligocene-Holocene episode) to a response to the uplift of the African Superswell (Nyblade and Robinson, 1994; Gurnis *et al.*, 2000). A mantle plume has an effect on the thermal structure of the lithosphere and therefore on its density and strength. This density and strength decrease favours an uplift at large scale. In addition, pre-existing structures may be more easily reactivated in a thermally softened lithosphere where brittle field is thin, producing horizontal displacements.

It results that some mechanisms like glacial rebound, flexure of the lithosphere and mantle plume effect preferentially trigger “uplift” with low or no horizontal shortening, while other mechanisms like ridge-push, plate reorganisation and regional tectonic compression may shorten the margins and bring vertical displacement. In this latter case, the upward and downward displacements result from the crustal thickening (thrusts, folds), or buckling. The mantle plume thermal effects modify the lithospheric density and strength, and can play a part on both the vertical and the horizontal displacements, as they facilitate the deformation. The localisation on Earth of mantle plumes may therefore be a predominant feature in determining why a margin is submitted to compression and/or uplift, and not an other one.

5. Conclusions

The uplift of passive margins is well documented along the Atlantic Ocean. This uplift is argued with Fission Track Analysis of denudation on apatite, topography and drainage patterns, etc. In addition to this vertical deformation, there are numerous evidence for horizontal shortening affecting the Atlantic passive margin. The shortening is revealed on seismic lines or in the field by tectonic patterns controlled principally by the reactivation of pre-existing structures, occurring at different periods after the break-up. Current compressional stress inferred from geological data and from focal mechanisms solutions show that this compression is still present today on the following margins: NW European, NE American, Brazilian and Western African margins. Data from the DORIS space system provide present-day plate motions and velocity, and permit to argue for horizontal compression on the western African margin. The compressive stress regime is characterised by thrust and strike-slip deformations, with maximum horizontal stresses oriented roughly East-West (from NW-SE in Norway to SW-NE in Canada, and approximately W-E in Brazil and Western Africa), and parallel with the spreading directions along the Atlantic Ocean. The structures type is controlled by the margin trend and the orientation of pre-existing structures. Many mechanisms have been proposed to explain the both vertical and horizontal deformations: ridge-push, lithospheric flexure induced by erosional scarp retreat, plate reorganisation, regional tectonics, glacial rebound and plume effect. Among those mechanisms, we think that the ridge-push force, always parallel to the current compressional stresses, has to be taken into account for each margin. Added to these, other mechanisms could be as well predominant in some margins in generating the post break-up deformation like regional tectonics, lithospheric flexure, glacial rebound and mantle plume effects. The mantle plume thermal effects may play an important part in the post break-up compression and uplift of the passive margins.

References

- Andreoli, M.A.G., Doucouré, M., Donker, J.V.B., Brandt, D. and Andersen, N.J.B., 1996. Neotectonics of Southern Africa - a review. *Africa Geoscience Review*, 3(1): 1-16.
- Assameur, D.M. and Mareschal, J.C., 1995. Stress induced by topography and crustal density heterogeneities: implication for the seismicity of southeastern Canada. *Tectonophysics*, 241: 179-192.
- Assumpção, M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8): 11,889-11,903.
- Assumpção, M., 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1): 160-169.
- Ayele, A., 2002. Active compressional tectonics in central Africa and implications for plate tectonic models: evidence from fault mechanism studies of the 1998 earthquakes in the Congo Basin. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 45-50.
- Boettcher, S.S. and Milliken, K.L., 1994. Mesozoic-Cenozoic unroofing of the Southern Appalachian Basin: Apatite fission track evidence from Middle Pennsylvanian sandstones. *The Journal of Geology*, 102: 655-663.
- Boldreel, L.O. and Andersen, M.S., 1998. Tertiary compressional structures on the Faroe-Rockall Plateau in relation to northeast Atlantic ridge-push and Alpine foreland stresses. *Tectonophysics*, 300: 13-28.
- Bond, G., 1978. Evidence for late Tertiary uplift of Africa relative to North America, South America, Australia and Europe. *The Journal of Geology*, 86(1): 47-65.
- Braathen, A. and Bergh, S.G., 1995. Kinematics of Tertiary deformation in the basement-involved fold-thrust complex, western Nordenskiöld Land, Svalbard: tectonic implications based on fault slip data analysis. *Tectonophysics*, 249: 1-29.
- Brekke, H., 2000. The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins. In: A. Nottvedt (Editor), *Dynamics of the Norwegian margin*. Geological Society of London, Special Publications, n°167, pp. 327-378.
- Brown, R., W., Summerfield, M., A. and Gleadow, A., J., W., 2002. Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research*, 107(B12): 2333, doi:10.1029/2001JB000745.
- Brown, R.W., Gallagher, K., Gleadow, A.J.W. and Summerfield, M.A., 2000. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In: M.A. Summerfield (Editor), *Geomorphology and global tectonics*. John Wiley & Sons, LTD, pp. 255-281.
- Buck, W.R., 1986. Small-scale convection induced by passive rifting: the cause for uplift of rift shoulders. *Earth and Planetary Science Letters*, 77: 362-372.
- Burke, K., 1996. The African Plate. *South african journal of geology*, 99(4): 341-409.
- Burollet, P.F., 1975. Tectonique en radeaux en Angola. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 503-504.
- Clift, P.D., Carter, A. and Hurford, A.J., 1998. The erosional and uplift history of NE Atlantic passive margins: constraints on a passing plume. *Journal of the Geological Society, London*, 155: 787-800.

- Cobbold, P.R., Meisling, K.E. and Mount, S.V., 2001. Reactivation of an obliquely-rifted margin. Campos and Santos basins, SE Brazil. *American Association of Petroleum Geologists*, 85(11): 1925-1944.
- Crétau, J.F., Soudarin, L., Cazenave, A. and Bouillé, F., 1998. Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *Journal of Geophysical Research*, 103(B12): 30,167-30,181.
- de Wit, M.C.J., Marshall, T.R. and Partridge, T.C., 2000. Fluvial deposits and drainage evolution. In: T.C. Partridge and R.R. Maud (Editors), *The Cenozoic of Southern Africa*. Oxford monographs on geology and geophysics, pp. 55-72.
- Demercian, S., Szatmari, P. and Cobbold, P.R., 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, 228: 393-433.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101: 425-478.
- DeMets, C.R., Gordon, D.A. and Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20): 2191-2194.
- Dingle, R.V. and Hendey, Q.B., 1984. Late Mesozoic and Tertiary sediment supply to the Eastern Cape Basin (SE Atlantic) and palaeo-drainage systems in SouthWestern Africa. *Marine Geology*, 56: 13-26.
- Duval, B., Cramez, C. and Jackson, M.P.A., 1992. Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, 9: 389-404.
- Faleide, J.I., Vagnes, E. and Gudlaugsson, S.T., 1993a. Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the southwestern Barents Sea. In: J.R. Parker (Editor), *Petroleum Geology of the North-west Europe*. Geological Society of London, pp. 933-950.
- Faleide, J.I., Vagnes, E. and Gudlaugsson, S.T., 1993b. Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the south-western Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting. *Marine and Petroleum Geology*, 10(3): 186-214.
- Faure, S., Tremblay, A. and Angelier, J., 1996. State of intraplate stress and tectonism of northeastern America since Cretaceous times, with particular emphasis on the New England-Quebec igneous province. *Tectonophysics*, 255: 111-134.
- Fernandes, A.J. and Amaral, G., 2002. Cenozoic tectonic events at the border of the Parana Basin, Sao Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(8): 911-931.
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J.F. and Fjeldskaar, I., 2000. Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1413-1422.
- Fugelli, E.M.G. and Riis, F., 1992. Neotectonism in the Jaeren area, southwest Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72: 267-270.
- Gabrielsen, R.H., Grunnaleite, I. and Rasmussen, E., 1997. Cretaceous and Tertiary inversion in the Bjornoyrenna Fault Complex, south-western Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 14(2): 165-178.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J. and Mantovani, M.S.M., 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, 99(B9): 18117-18145.
- Gilchrist, A.R., Kooi, H. and Beaumont, C., 1994. Post-Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: Implications for the controls on landscape development from

- observations and numerical experiments. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6): 12211-12228.
- Gilchrist, A.R. and Summerfield, M.A., 1990. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. *Nature*, 346: 739-742.
- Grunnaleite, I. and Gabrielsen, R.H., 1995. Structure of the Møre Basin, mid-Norway continental margin. *Tectonophysics*, 252: 221-251.
- Guiraud, R. and Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, 213: 153-168.
- Gunnell, Y. and Fleitout, L., 2000. Morphotectonic evolution of the Western Ghats India. In: M.A. Summerfield (Editor), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons, LTD, pp. 89-121.
- Gunnell, Y., 1998. Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions. *Global and Planetary Change*, 18: 47-57.
- Gurnis, M., Mitrovica, J.X., Ritsema, J. and Heijst, H.J.v., 2000. Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African Superplume. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol 1, no. 1999GC000035.
- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A. and Bizzi, L., 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research*, 103(B11): 27091-27105.
- Hibsch, C., Jarrige, J.J., Cushing, E.M. and Mercier, J., 1995. Palaeostress analysis, a contribution to the understanding of basin tectonics and geodynamic evolution. Example of the Permian/Cenozoic tectonics of Great Britain and geodynamic implications in western Europe. *Tectonophysics*, 252: 103-136.
- Hudec, M.R. and Jackson, M.P.A., 2002. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. *Geological Society of America Bulletin*, 114(10): 1222-1244.
- Japsen, P. and Chalmers, J.A., 2000. Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic: overview. *Global and Planetary Change*, 24: 165-173.
- Karner, G.D. and Driscoll, N., 1999. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian margins: insights from quantitative basin modelling. In: N.R. Cameron, R.H. Bate and V.S. Clure (Editors), *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 11-40.
- Lavier, L.L., Steckler, M.S. and Brigaud, F., 2000. An improved method for reconstructing the stratigraphy and bathymetry of continental margins: Application to the Cenozoic tectonic and sedimentary history of the Congo margin. *American Association of Petroleum Geologists*, 84: 923-939.
- Lindholm, C.D., Bungum, H., Hicks, E. and Villagran, M., 2000. Crustal stress and tectonics in Norwegian regions determined from earthquake focal mechanisms. In: A. Nottvedt (Editor), *Dynamics of the Norwegian margin*. Geological society of London, Special Publications. vol.167, pp. 429-439.
- Lundin, E. and Dore, A.G., 2002. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian-Greenland Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 19(1): 79-93.
- Marton, L.G., Tari, G.C. and Lehmann, C.T., 2000. Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph series*, 115: 129-149.

- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.
- Meisling, K.E., Cobbold, P.R. and Mount, S.V., 2001. Segmentation of an obliquely-rifted margin, Campos and Santos basins, SE Brazil. *American Association of Petroleum Geologists*, 85(11): 1903-1924.
- Miller, D.S. and Duddy, I.R., 1989. Early Cretaceous uplift and erosion of the northern Appalachian Basin, New York, based on apatite fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 93(1): 35-49.
- Modenesi-Gauttieri, M.C., Hiruma, S.T. and Riccomini, C., 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the continental rift of southeastern Brazil. *Geomorphology*, 43: 257-271.
- Nyblade, A.A. and Robinson, S.W., 1994. The African Superswell. *Geophysical Research Letters*, 21(9): 765-768.
- Olesen, O. et al., 1992. Neotectonics in the Precambrian of Finnmark, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72: 301-306.
- Partridge, T.C. and Maud, R.R., 1987. Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic. *South African Journal of Geology*, 90(2): 179-208.
- Partridge, T.C. and Maud, R.R., 2000. *The Cenozoic of Southern Africa*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 40. Oxford University Press, 406 pp.
- Pascal, C., Gabrielsen, R.H. and Cloetingh, S., 2003. On-going post-glacial reverse faulting in Scandinavia, field evidence from Finnmark, Northern Norway. *Geophysical Research Abstracts*, 5(03980).
- Pether, J., Roberts, D.L. and Ward, J.D., 2000. Deposits of the west coast. In: T.C. Partridge and R.R. Maud (Editors), *The Cenozoic of southern Africa*. Oxford monographs on geology and geophysics, n°40, pp. 33-54.
- Peulvast, J.P., Bouchard, M., Jolicoeur, S., Pierre, G. and Schroeder, J., 1996. Palaeolandforms and morphotectonic evolution around the Baie des Chaleurs (eastern Canada). *Geomorphology*, 16: 5-32.
- Pickford, M. and Senut, B., 1999. Geology and palaeobiology of the Namib Desert, Southwestern Africa, vol 1: Geology and history of study. *Memoir, Geological Survey of Namibia*, 18: 1-155.
- Price, S., Brodie, J., Whitham, A. and Kent, R., 1997. Mid-Tertiary rifting and magmatism in the Traill Ø region, East Greenland. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 419-434.
- Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Carter, A. and Weber, K., 2002. Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. *Tectonophysics*, 349: 75-92.
- Riccomini, C. and Assumpção, M., 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, 22(3): 221-225.
- Riccomini, C., Peloggia, A.U.G., Saloni, J.C.L., Kohnke, M.W. and Figueira, R.M., 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 2(2): 191-197.
- Roberts, D.G., 1989. Basin inversion in and around the British Isles. In: M.A. Cooper and G.D. Williams (Editors), *Inversion tectonics*. Geological Society Special Publications, London, pp. 131-150.
- Saenz, C.A.T. et al., 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil:

- association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(7): 765-774.
- Salamuni, E. et al., 2003. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(8): 901-910.
- Soudarin, L. and Cazenave, A., 1993. Global geodesy using DORIS data on SPOT-2. *Geophysical Research Letters*, 20(4): 289-292.
- Soudarin, L. and Cazenave, A., 1995. Large-scale tectonic plate motions measured with the DORIS space geodesy system. *Geophysical Research Letters*, 22(4): 469-472.
- Steckler, M.S. and Watts, A.B., 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 1-13.
- Stein, C.A., Cloetingh, S. and Wortel, R., 1989. SEASAT-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian ocean. *Geophysical Research Letters*, 16: 823-826.
- Stuevold, L.M. and Eldholm, O., 1996. Cenozoic uplift of Fennoscandia inferred from a study of the mid-Norwegian margin. *Global and Planetary changes*, 12: 359-386.
- Suleiman, A.S., Doser, D.I. and Yarwood, D.R., 1993. Source parameters of earthquakes along the coastal margin of West Africa and comparisons with earthquakes in other coastal margin settings. *Tectonophysics*, 222: 79-91.
- Vagnes, E., Gabrielsen, R.H. and Harenno, P., 1998. Late Cretaceous-Cenozoic intraplate contractional deformation at the Norwegian continental shelf: timing, magnitude and regional implications. *Tectonophysics*, 300: 29-46.
- Van der Wateren, F.M. and Dunai, T.J., 2001. Late Neogene passive margin denudation history - cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. *Global and Planetary Change*, 30(3-4): 271-307.
- Weissel, J.K. and Karner, G.D., 1989. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *Journal of Geophysical Research*, 94(B10): 13,919-13,950.
- White, R.S. et al., 1987. Magmatism at rifted continental margins. *Nature*, 330: 439-444.
- Wilson, M., 1993. Plate-moving mechanisms: constraints and controversies. *Journal of the Geological Society, London*, 150(5): 923-926.
- Zoback, M.L., 1992a. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8): 11,703-11,728.
- Zoback, M.L., 1992b. Stress field constraints on intraplate seismicity in Eastern North America. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8): 11,761-11,782.
- Zoback, M.L. et al., 1989. Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341: 291-298.

3.3 Analyse complémentaire: la réactivation de structures pré-existantes

Comme nous l'avons décrit dans l'article, de nombreux auteurs font référence à des indices de compression horizontale passée ou présente, sur les marges passives. Aux références déjà citées dans l'article sur ce sujet, nous pouvons en ajouter de nombreuses autres, et ainsi renforcer la thèse d'une activité tectonique compressive sur ces marges.

3.3.1 Autres déformations compatibles avec un régime compressif

A. Océan Atlantique Nord

D'autres indices de compression post-breakup sont en effet relevés dans l'océan Atlantique Nord, sur les marges du Nord-Ouest de l'Europe. La compression se caractérise dans les bassins offshore par des inversions de failles normales, et par la formation de plis d'axe NE-SW au Cénozoïque (Doré & Lundin, 1996; Bjornseth *et al.*, 1997; Mjelde *et al.*, 2003; Mosar, 2003; Ritchie *et al.*, 2003; Davies *et al.*, 2004). La compression est identifiée également sur le continent par l'étude des structures géologiques (présence de failles inverses et décrochantes orientées NE-SW), et d'indices géomorphologiques (Müller *et al.*, 1992; Mosar, 2003; Mörner, 2004). Ces déformations sont encore actives aujourd'hui comme le révèlent les contraintes compressives orientées NW-SE, obtenues par la sismicité et des mesures *in-situ* (Fejerskov & Lindholm, 2000; Fejerskov *et al.*, 2000).

Dans le Nord-Ouest de l'océan Atlantique, des inversions, des anticlinaux (axes NE-SW) et des structures transpressives, associés à une compression NW-SE sont reconnus sur les marges canadienne et Est-américaine (Sinclair, 1995; Withjack *et al.*, 1995). Mais la majeure partie de la néotectonique reconnue dans l'intérieur du continent (indications de géologie structurale et de géomorphologie), est en faveur de contraintes compressives orientées NE-SW (Gardner, 1989). Ceci concorde avec les orientations de contraintes actuelles décrites dans l'article pour cette région.

B. Océan Atlantique Sud

Dans l'océan Atlantique Sud également, de nombreuses autres publications non citées dans l'article, relatent de la compression post-breakup sur les marges passives. Au Brésil, cette compression est mise en évidence par la réactivation, en compression et en décrochement, de failles d'âge Mésozoïque, Paléozoïque et Précambrien, au Cénozoïque (Cobbold *et al.*, 2001; Destro *et al.*, 2003). Dans le bassin de Campos, des anomalies de topographie du Moho (anormalement élevé), sont interprétées à partir de profils sismiques comme une possible réactivation d'anciens chevauchements profonds NNE-SSW (Mohriak & Dewey, 1987). Les champs de contraintes actuels indiquent une compression globalement Est-Ouest de cette marge (Lima *et al.*, 1997; Lima, 1999).

En Afrique, d'autres études mentionnent de la compression dans le Sud du continent. Celle-ci est caractérisée par des épisodes d'inversion et par de la flexure dans les bassins proches du Cap (Ransome & de Wit, 1992; Van der Merwe & Fouché, 1992). La sismicité actuelle de cette zone (Partridge, 1998), pourrait donc résulter de contraintes compressives agissant encore de nos jours. Bien plus au Nord, le prolongement Est de la zone transformante de la Romanche est également une zone affectée par de la déformation récente, étant donné que de la transpression y est visible (Attoh *et al.*, 2004).

Ces nombreuses études sont en adéquation avec le style de déformation, et l'orientation des contraintes compressives décrits précédemment dans l'article, c'est à dire avec une compression

approximativement Est-Ouest observée sur les marges élevées de l'océan Atlantique. Les marqueurs de cette déformation sont résumés dans le tableau I.1.3.

Localisation de la marge	Description de la compression	
	<i>Compression enregistrée sur les marges</i>	<i>Régimes de contraintes actuels</i>
Groenland	Failles normales inversées et plis d'axe N-S	Pas de données
Nord Est Américaine et Canada	Crétacé supérieur – Paléogène: - Mouvements décrochants et obliques sur failles pré-existantes, concordant avec un régime compressif ENE-WSW - Chevauchements et failles normales de direction NE-SW réactivés en décrochement - Flexure et basculements de blocs - Anticlinaux d'axes NE-SW associés à une compression NW-SE	Compression ENE-WSW au Nord (Canada et Nord des Appalaches) Régime décrochant ENE-WSW au Sud
Brésil	- Réactivation de zones de transfert (orientées WNW-ESE), de failles de socle (orientées NE-SW), et de zones de cisaillement, en décrochements. - Structures en fleur, bassins en pull-apart, remontée du Moho - Failles inverses, reliées à une compression E-W Néogène - 3 phases de réactivation: fin Crétacé, Paléogène (compression WSW-ENE), Néogène (compression E-W)	Compression E-W au Sud-Est du Brésil Régime décrochant WNW-ESE au Nord-Est du Brésil
NW Europe	Structures d'âge Crétacé Supérieur et Cénozoïque: - anticlinaux, synclinaux, décrochements et failles inverses de direction NE-SW - plis de direction NW-SE dans le bassin de Faroe-Rockall - inversion de dépo-centres - structures en fleur orientées NNE-SSW	Compression WNW-ESE
Angola	- Réactivation de zones de transfert, de failles de socle et de zones de cisaillement - Trois zones orogéniques orientées NW-SE réactivées au cours de trois épisodes: Albien-Cénomaniens, Sénonien, Oligocène-Holocène.	Compression E-W
Afrique du Sud	- Episodes d'inversion et de flexure dans les bassins de la région du Cap	Régime décrochant E-W

Tableau I.3.1 – Synthèse des marqueurs de déformation compressive, et des champs de contraintes actuels existant sur les marges passives de l'océan Atlantique. Références bibliographiques: voir texte.

3.3.2 Réactivation de failles pré-existantes

Dans une grande majorité de ces études, les structures tectoniques décrites résultent de la réactivation de structures pré-existantes datant de l'âge du rifting, ou plus anciennes. D'une manière générale, une ancienne faille peut être réactivée (préférentiellement avant la création de nouvelles failles), quand son orientation par rapport aux contraintes tectoniques est favorable, et quand la résistance sur la faille est faible comparée à la résistance à la rupture de la roche intacte. Une faille normale par exemple, dont le pendage est généralement de 60° , peut-être réactivée totalement en faille décro-chevauchante si les contraintes compressives sont obliques à la direction de la faille (angle entre les deux directions $< 45^\circ$, et de préférence 30°) (Brun & Nalpas, 1996; Nalpas, 1996). Une faille normale peut également être réactivée partiellement, avec formation de "short-cut" (recoupement du mur de la faille), lorsque les contraintes compressives lui sont perpendiculaires (Gibbs, 1987). C'est le cas des failles listriques qui peuvent être réactivées en profondeur, tandis que vers la surface, lorsque le pendage du plan de faille devient plus important, une nouvelle faille inverse se forme.

Lorsque l'obliquité entre direction de compression et direction de la faille normale excède 45° , la réactivation s'effectue généralement en décrochement, et la création de failles chevauchantes permet d'accommoder le raccourcissement (Brun & Nalpas, 1996). Notons également que la présence de surpressions de fluides dans un bassin facilite la réactivation de failles à pendage élevé, dans des conditions non optimum, par diminution de la contrainte effective sur ces failles (Turner & Williams, 2004).

Le régime compressif, mis en évidence sur les marges passives, est favorable à la réactivation de trois types de failles: les failles de socle pré-rift, les failles normales et les zones transformantes de l'époque du rifting.

A. Réactivation de failles pré-rift

Sur de nombreuses marges passives de l'océan Atlantique, d'Inde et d'Australie, la reprise en compression se traduit par la réactivation de failles pré-existantes, antérieures à la formation des marges. L'orientation de ces failles est variée sur les marges, étant donné qu'elles résultent d'histoires tectoniques successives et différentes. C'est pourquoi, ces failles pré-rift sont réactivées sous de nombreuses formes (failles inverses, décrochantes, etc.).

Cette réactivation d'anciennes structures est parfois visible grâce à la sismicité, qui dans ce cas, se corrèle avec la direction des structures. Des zones paléozoïques ou précambriennes réactivées sont ainsi mises en évidence en Afrique de l'Ouest par les mécanismes au foyer indiquant des mouvements décro-chevauchants (Suleiman *et al.*, 1993). Au Sud-Ouest de l'Australie (Dentith & Featherstone, 2003), les séismes sont localisés sur une zone de suture tectonique précambrienne, et dans le Sud de l'Inde des mécanismes au foyer révèlent une déformation décrochante attribuée à une réactivation de failles pré-rift (Mandal, 1999).

La plupart des réactivations de failles pré-rift sur le continent s'identifient également sur le terrain ou par imagerie satellitaire. C'est le cas au Canada où des études géomorphologiques ont montré la réactivation de structures carbonifères et plus anciennes des Appalaches (Peulvast *et al.*, 1996). Sur la marge nord-ouest européenne des structures précambriennes à tertiaires sont réactivées (Roberts, 1989; Mörner, 2004). Au Brésil également, de très nombreuses structures pré-rift (précambriennes) sont réactivées en décrochement (transtension et transpression), en failles normales, et en chevauchement, selon leur orientation (Riccomini *et al.*, 1989; Cobbold *et al.*, 1996; Fernandes & Amaral, 2002; Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002; Destro *et al.*, 2003; Salamuni *et al.*, 2003).

B. Réactivation de failles normales syn-rift

La réactivation concerne aussi de nombreuses failles normales créées lors du rifting. Selon les marges, leur direction varie, cependant elle est toujours globalement perpendiculaire à la direction d'extension lors du rifting, c'est à dire parallèle à la marge (excepté pour les marges transformantes). Sous contraintes compressives post-rift, ces failles sont réactivées en failles inverses et/ou en transpression, et conduisent à la formation de plis et de dômes, au toit des failles. Les axes de ces structures plissées sont donc, en général, parallèles aux failles.

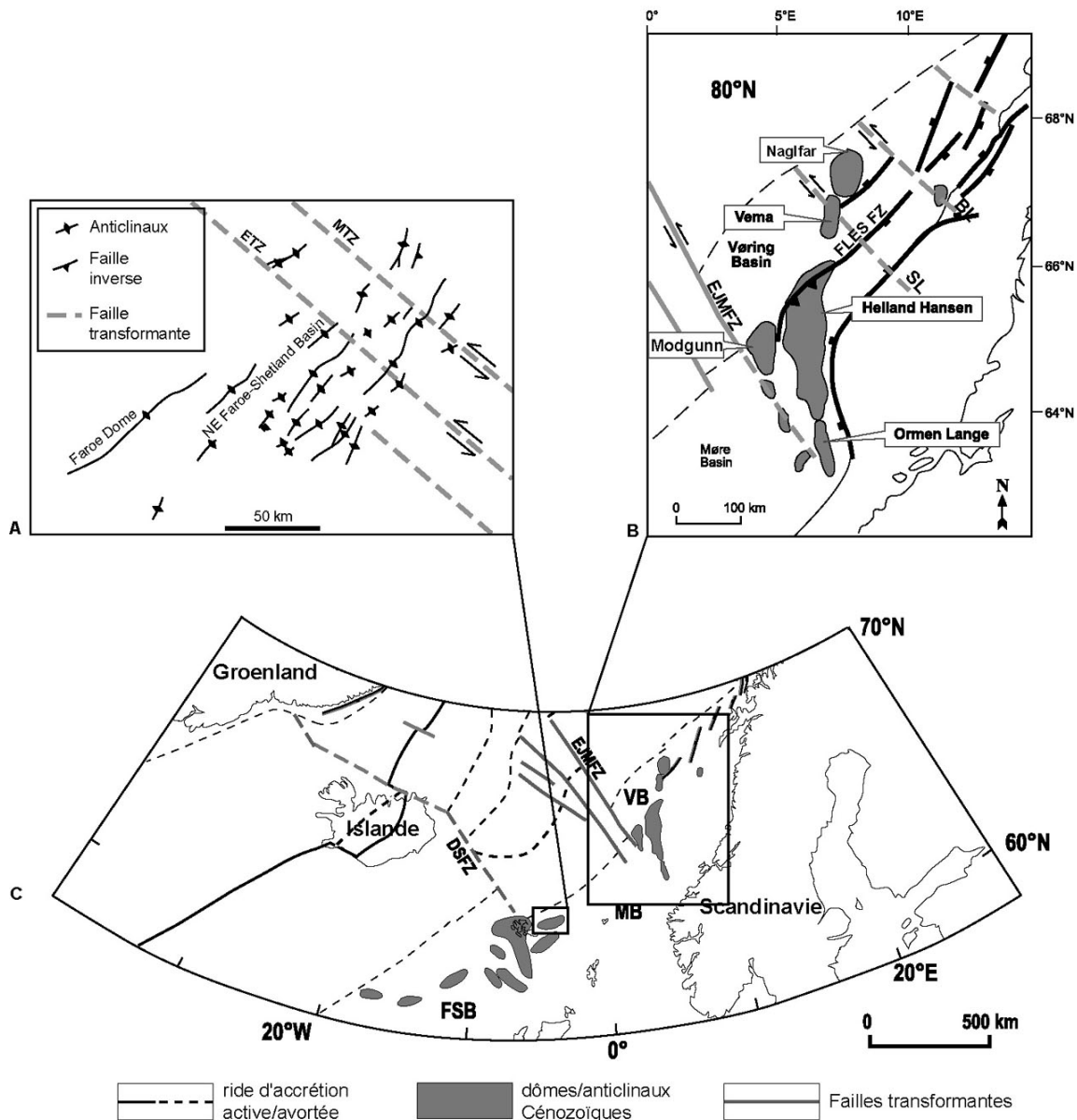


Figure 1.3.1 – Réactivation en compression de la marge nord-ouest européenne au Cénozoïque, et détails des structures formées ou réactivées dans les bassins de Faroe-Shetland (A) et de Vøring (B) ((B et C) modifiés d'après Lundin & Doré, 2002 et (A) d'après Ritchie et al., 2003). Abréviations: VB, Vøring Basin; MB, More Basin; FSB, Faroe-Shetland Basin; EJMZ, East Jan Mayen Fracture Zone; DSFZ, Denmark Strait Fracture Zone; MTZ, Magnus Transfer Zone; ETZ, Erlend Transfer Zone; SL, Surt Lineament; BL, Bivrost Lineament.

Ces inversions sont très courantes sur les marges nord-ouest européennes, en particulier dans les zones d'extension maximale. Elles résultent souvent en une topographie asymétrique des structures (Roberts, 1989; Mosar, 2003). On note ainsi un certain nombre de structures d'inversion Tertiaire, de direction NE à N, se développant au toit d'importantes failles normales, sur la marge norvégienne (Fig. I.3.1). Ces structures sont par exemple le Helland Hansen Arch (Lundin & Dore, 2002; Mjelde *et al.*, 2003), le Fles Fault Complex (Doré & Lundin, 1996; Bjornseth *et al.*, 1997; Brekke, 2000), les Naglfar Dome, Ormen Lange Dome, Modgunn Arch (Doré & Lundin, 1996). Dans la mer de Barents (Gabrielsen *et al.*, 1997) et dans le bassin de Faroe-Shetland également (Doré & Lundin, 1996; Ritchie *et al.*, 2003; Davies *et al.*, 2004), de nombreux anticlinaux résultant de l'inversion de structures mésozoïques sont mis en évidence (Fig. I.3.1).

Des réactivations de failles normales du rifting, ont eu lieu aussi lors d'épisodes compressifs (Crétacé supérieur et Cénozoïque) au SE du Brésil (Cobbold *et al.*, 2001), à Terre-Neuve (Sinclair, 1995) et en Australie (Hill *et al.*, 1995; Karner & Driscoll, 1999b).

Dans certains cas, une grande corrélation existe entre la sismicité enregistrée et les structures. Cette corrélation est par exemple observée dans les Appalaches le long de structures mésozoïques, impliquées dans des mouvements tectoniques (Gardner, 1989).

La réactivation fréquente des failles syn-rift indique que la résistance sur le plan de faille est plus faible que la résistance rencontrée dans les roches qu'il recoupe. Les failles syn-rift n'étaient donc pas scellées au moment des épisodes compressifs post-rift. La probabilité que des failles pré-rift (et donc plus anciennes) soient scellées, est plus grande, ce qui expliquerait qu'elles ne soient pas forcément réactivées, malgré une orientation favorable.

C. Réactivation des zones de transfert liées au rifting

L'influence de zones de transfert sur la compression et/ou transpression de structures cénozoïques a été suggérée pour plusieurs marges.

Doré et Lundin (1996) ont montré que le développement des structures compressives d'orientation Nord et Nord-Nord-Est (Helland-Hansen Arch, Naglfar Dome) de la marge norvégienne, était fortement associé à une série de zones de transfert orientées NW-SE qui segmentent la marge (Fig. I.3.1). Les dômes compressifs de direction NE résulteraient du régime compressif NW-SE qui a existé (et existe toujours) sur la marge. Les dômes compressifs de direction Nord et Nord-Nord-Est proviendraient, en plus du régime compressif, du décrochement senestre sur les failles transformantes (Doré & Lundin, 1996). Le décrochement le long du linéament NW-SE Jan Mayen aurait ainsi permis la formation des anticlinaux Ormen Lange Dome et Modgunn Arch. Les anticlinaux de Vema et de Naglfar sont quant à eux associés au linéament Surt (Fig. I.3.1) (Brekke, 2000; Doré & Lundin, 1996). Dans le bassin de Faroe-Shetland, Doré & Lundin ont noté que des dômes en compression semblent également affectés par une zone transformante majeure d'axe NW-SE (Faille Judd) (Doré & Lundin, 1996). Dans ce même bassin, Ritchie *et al.* (2003) décrivent un changement de direction des structures anticlinales récentes, depuis des directions NE à des directions N-NE, près des zones transformantes Magnus et Erlend (Fig. I.3.1). Ils suggèrent que le développement des plis d'axe N-NE est relié au mouvement senestre le long de ces transformantes, selon un processus similaire à celui de la marge de Norvège. Les plis d'axe NE-SW résulteraient quant à eux de la compression NW-SE, et ne seraient pas contemporains de la réactivation des zones transformantes (car leurs directions sont perpendiculaires à celle des zones de transfert).

Sur la marge sud-est brésilienne, les réactivations au Crétacé supérieur et au Tertiaire sont également corrélées à des zones de transfert de l'époque du rifting (Crétacé inférieur), qui segmentent la marge (Cobbold *et al.*, 2001). Les failles normales néocomiennes de direction NE-SW sont en effet réactivées selon un mode dextre, tandis que les failles de transfert de direction WNW-ESE l'ont été de manière senestre (Fig. I.3.2). En certaines zones de la marge, ces

réactivations, compatibles avec une direction de compression Est-Ouest au Néogène, ont probablement provoqué la remontée du Moho, par réactivation en chevauchement, de failles de socles profondes. Il en résulte également la création de zones en transpression (structures en fleurs) et de bassins en pull-apart associés aux décrochements dextres (Cobbold *et al.*, 2001) (Fig. I.3.2). Les plissements orientés NNW-SSE, visibles sur cette marge au large de Rio de Janeiro (Fig. I.3.2), seraient quant à eux compatibles avec une direction de compression WSW-ENE au Paléogène.

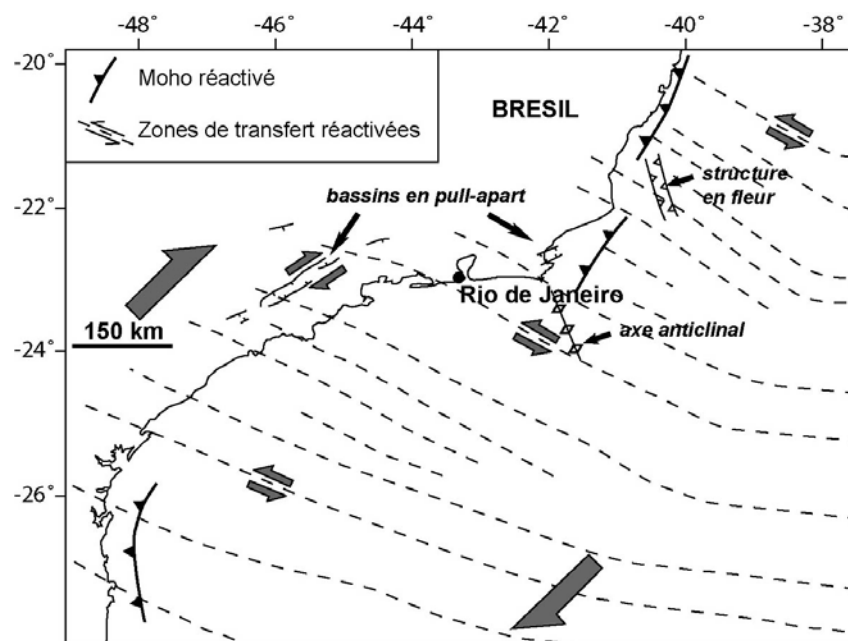


Figure I.3.2 – Carte illustrant la réactivation en compression de la marge sud-est brésilienne, et plus particulièrement la réactivation de zones de transfert conduisant à la formation de zones en transpression et à la réactivation du Moho (Cobbold *et al.*, 2001; modifié).

L'influence des zones de transfert sur la localisation et le style des déformations compressives récentes de la marge ouest-africaine, a également été suggérée dans la littérature (Ransome & de Wit, 1992; Light *et al.*, 1993; Suleiman *et al.*, 1993; Hudec & Jackson, 2002; Attoh *et al.*, 2004). Cette influence est observée dans la région du Golfe de Guinée et de Ghana, où des séismes en décrochement ont été enregistrés sur une faille, prolongeant la zone de fracture de la Romanche dans le continent (Suleiman *et al.*, 1993). De plus, dans la partie offshore de cette même zone, des structures plissées et transpressives ont été mises en évidence, en association avec la faille transformante (Attoh *et al.*, 2004). L'influence des failles transformantes sur les structures compressives est aussi suspectée plus au Sud, en Angola (Hudec & Jackson, 2002). Sur cette marge, trois ceintures de plis et de chevauchements, de direction Nord-Ouest résultent de la réactivation post-rift de failles de socle. Ces zones de réactivation sont bordées de failles transformantes, de direction Nord-Est, qui auraient été réactivées au cours des périodes d'inversion de la marge (Hudec & Jackson, 2002) (Fig. I.3.3). L'orientation des axes de plis et des chevauchements visible sur la figure I.3.3, est compatible avec une compression Est-Ouest, et une réactivation des transformantes en mode dextre. Des décrochements récents le long de failles de transfert, se seraient produits également sur les marges de la Namibie (Light *et al.*, 1991; Light *et al.*, 1993), et de l'Afrique du Sud (Ransome & de Wit, 1992). Dans cette dernière zone, des séismes intraplaques probablement compressifs, coïncideraient avec le mouvement récent d'une transformante dextre majeure (Meteor fracture Zone) provoquant la flexure de la marge (Ransome & de Wit, 1992).

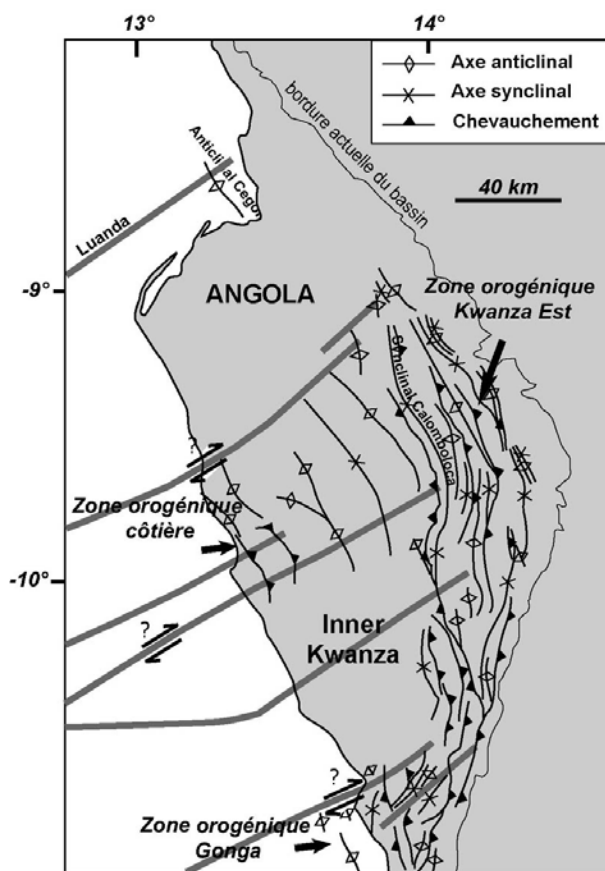


Figure I.3.3 – Structures compressives identifiées dans le bassin de Kwanza en Angola, et non liées à la tectonique salifère. Ces structures pourraient résulter d'une réactivation des zones de transfert (figurées en larges traits gris) (Hudec & Jackson, 2002; modifié).

D. Vergence des structures réactivées

La majorité des structures réactivées en compression; sur les marges de Scandinavie, mais surtout sur celles du Brésil et d'Afrique de l'Ouest, sont des structures à vergences océaniques (Figs. I.3.1, I.3.2 et I.3.3). Au large de la Norvège, les structures majeures réactivées sont souvent des failles à pendage vers le continent comme le Fles Fault Complex (Fig. I.3.1), bien que des structures de pendage opposé sont également réactivées. Au Brésil, les réactivations impliquant le socle et le Moho décrites par Cobbold *et al.* (2001), sont des structures à vergence vers l'océan également (Fig. I.3.2). De même, les chevauchements reconnus en Angola sont en majorité à vergence vers l'océan (Fig. I.3.3). Il semble donc que la réactivation a lieu préférentiellement sur des structures pré-existantes de pendage vers le continent.

3.4 Conclusion

De nombreux indices de raccourcissement horizontal sur les marges passives de l'océan Atlantique (Nord-Ouest de l'Europe, Amérique du Nord, Brésil et Sud-Ouest de l'Afrique), s'ajoutent à la surrection qui y est déjà bien reconnue. De la compression est en effet révélée sur lignes sismiques ou sur le terrain. Elle est principalement contrôlée par la réactivation de structures pré-existantes (failles normales et failles transformantes) lors de différents épisodes post-breakup.

De même, le régime de contraintes actuellement observé au travers de la sismicité, de la néotectonique et des mouvements de plaques, est en faveur d'un raccourcissement horizontal de ces marges passives. Ce régime compressif actuel est caractérisé par des chevauchements, des décrochements, et des contraintes principales horizontales orientées Est-Ouest (de NW-SE à SW-NE selon les marges).

Ce raccourcissement a probablement contribué à la formation ou au maintien de la topographie élevée des marges en entraînant la formation de nombreuses structures compressives plissées et faillées.

Chapitre 4

Etude des déformations post-breakup de Namibie sur le terrain et en laboratoire

Dans ce chapitre, nous décrivons les résultats d'une mission de reconnaissance de 3 semaines en Namibie (Avril 2003), effectuée avec Olivier Bourgeois du laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes et en collaboration avec le CRPG de Nancy.

Sur la marge de Namibie, différents objets déjà décrits dans la littérature sont en faveur d'une déformation récente de la marge, principalement caractérisée par de la surrection. Notre but, lors de cette mission était de trouver d'autres indices de déformation récente de la marge, tels que des objets tectoniques ou des indices supplémentaires de surrection. L'étude détaillée et la synthèse de ces différents objets, permet d'avoir une idée plus précise sur le mode de déformation post-rift de la marge.

La marge de Namibie a été choisie pour cette étude car c'est une marge dont les conditions aux limites sont relativement simples en terme de géodynamique : le Sud de l'Afrique est en effet entouré de marges passives, et n'a pas subi d'orogénèse postérieure à la formation de la marge. De plus c'est une marge située dans l'hémisphère Sud pour laquelle nous pouvons nous affranchir des problèmes de rebond glaciaire.

Pour cette mission, nous avons ciblé nos recherches sur le terrain dans différentes zones d'études, présentant des indices de déformation suspectés sur images satellitaires Landsat (du type basculement, faille réactivées, plages soulevées...). Ces zones ont été étudiées, et certains objets cartographiés précisément au GPS différentiel. De retour au laboratoire, les observations de terrain ont été complétées par des analyses supplémentaires d'images Landsat et de Modèles Numériques de Terrain, afin de déterminer le mode de déformation de la marge.

4.1 Présentation géologique de la Namibie

La marge passive de Namibie, située en climat aride au Sud-Ouest de l'Afrique, comprend une plaine côtière de faible pendage et de 150 km de large, située au pied d'un grand escarpement qui la sépare d'un plateau intérieur plus élevé (> 1200 mètres). Ce plateau couvre une grande partie du Sud de l'Afrique. L'escarpement est bien défini en Namibie depuis le fleuve Orange qui marque la frontière avec l'Afrique du Sud, jusqu'à la chaîne Pan-Africaine de Damara plus au Nord. Il est également bien marqué au Sud de l'Angola (Fig. I.4.1). De nombreux canyons et rivières

éphémères, orientés Est-Ouest incisent cet escarpement et la plaine côtière : le Kuiseb canyon, les rivières Swakop et Khan par exemple (Fig. I.4.2).

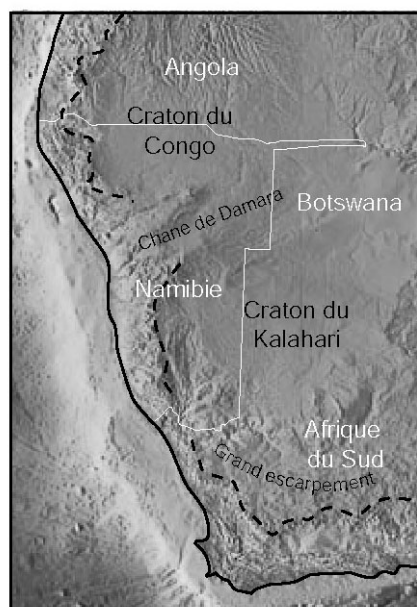


Figure I.4.1 – Localisation de la Namibie sur un Modèle Numérique de Terrain du Sud-Ouest de l'Afrique. La topographie du pays est marquée par la chaîne protérozoïque de Damara et par le grand escarpement (représenté en pointillés).

La carte géologique illustrée sur la figure I.4.2, est révélatrice d'une histoire complexe qui peut se résumer de la manière suivante. Le socle namibien est dominé par l'ancienne chaîne Pan-Africaine de Damara, orientée NE-SW (Figs. I.4.1 et I.4.2), qui sépare les cratons du Congo au Nord et du Kalahari au Sud. Au dessus de ce socle, se trouvent des roches sédimentaires, plutoniques et métamorphiques d'âge Protérozoïque et Paléozoïque inférieur. La forte érosion de la chaîne de Damara, ainsi que les phénomènes de collision Permo-Triasiqes le long de la marge Sud du Gondwana et de la marge Est de l'Afrique, ont permis une sédimentation importante en Namibie du Permo-Carbonifère au Jurassique moyen représentée notamment par les sédiments du groupe Karoo (Paléozoïque supérieur). Au Mésozoïque, la séparation du Gondwana conduisant à la formation de l'océan Atlantique est associée à deux épisodes de volcanisme continental (Storey, 1995). Un premier épisode a eu lieu au Jurassique inférieur (183 Ma) en conséquence des premières phases de break-up du Gondwana en Afrique du Sud (Cox, 1992). Cet épisode est responsable du volcanisme du Karoo. Un deuxième épisode, bien exprimé dans le Nord-Ouest de la Namibie, a quant à lui accompagné le breakup continental entre l'Afrique et l'Amérique du Sud, au Crétacé inférieur (132 Ma). Ce dernier a entraîné l'épanchement des grandes coulées basaltiques du Paraná-Etendeka, des deux côtés de l'océan Atlantique (Wilson, 1992; Storey, 1995).

Après le breakup, l'histoire géologique de la Namibie est une histoire principalement sédimentaire, et peut se différencier en deux zones, séparées géographiquement par le grand escarpement.

- Sur la plaine côtière de 150 km de large, actuellement occupée par le désert du Namib (Ward, 1987), une discordance majeure sépare les roches les plus anciennes (socle Précambrien) des dépôts cénozoïques. Cette surface de discordance est la "Namib Unconformity Surface". Elle résulte de la phase d'érosion postérieure à l'éclatement de l'Ouest du Gondwana au Crétacé, qui a entraîné le biseautage du socle en une vaste plate-forme (Ollier, 1977; Ward, 1987). Au dessus de

cette surface, la plus ancienne unité est la Formation « Tsondab Sandstone » datant du Paléocène inférieur (Ward, 1987). Puis, des conglomérats alluviaux plus récents (Karpfencliff Conglomerates) témoignent d'une érosion de l'escarpement au cours du Miocène (Ward, 1987). Ils indiquent un changement climatique, depuis des conditions arides à des conditions semi-arides (Ward, 1987). Un retour à des conditions arides a eu lieu au Miocène supérieur avec le développement du courant du Benguela, conduisant au régime climatique actuel du désert du Namib.

▪ A l'Est de l'escarpement, la sédimentation des bassins d'Etosha et de Nama est une sédimentation continentale, fluvio-lacustre, dont les dépôts les plus récents sont ceux de la séquence du Kalahari d'âge Crétacé à Tertiaire (Miller, 1992). C'est dans ces sédiments que se situe notre première zone étudiée : le pan d'Etosha.

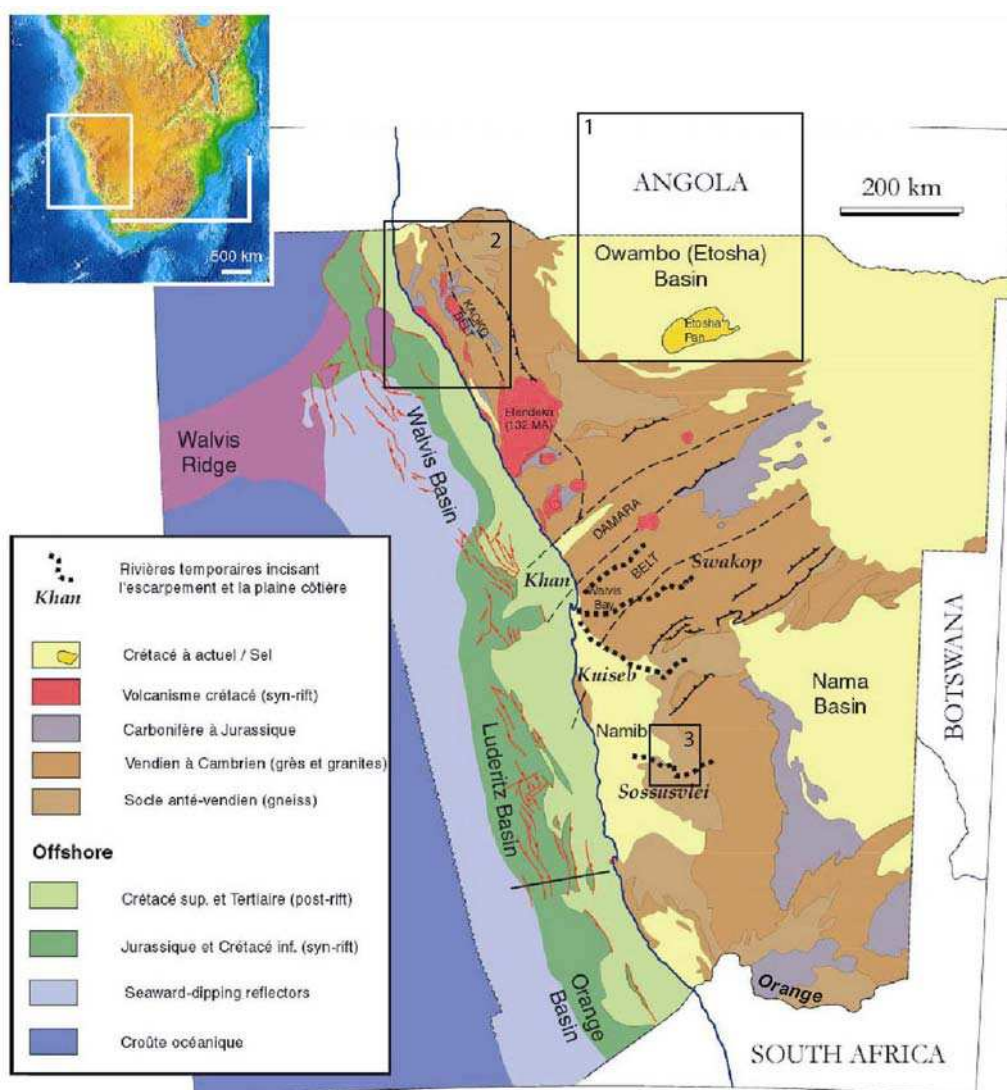


Figure I.4.2 – Carte géologique simplifiée de la Namibie (modifiée d'après la carte structurale et sédimentaire au 1/2000000^{ème} de la Namibie, NAMCOR). Les principales zones étudiées pendant la mission sont localisées par les cadres numérotés.

4.2 Secteur du bassin d'Etosha

4.2.1 Présentation et objectifs de l'étude

Le bassin d'Etosha est situé dans la zone semi-aride du Nord de la Namibie et du Sud de l'Angola, à l'Est du grand escarpement (Fig. I.4.2, cadre 1). Son histoire sédimentaire a débuté durant la glaciation Permo-Carbonifère. Au cours de l'évolution du bassin, se sont déposés des sédiments d'origine continentale, fluviale et lacustre, représentés à l'affleurement par les roches du groupe du Kalahari, datant du Crétacé supérieur au Cénozoïque (SACS, 1980). C'est actuellement un bassin endoréique éphémère dont le réceptacle, situé dans sa partie Sud, est le pan d'Etosha.

Un pan est caractérisé par une dépression dans laquelle s'installe un lac temporaire. C'est une figure morphologique typique des régions semi-arides et arides, où l'évaporation excède les précipitations. Quand un lac se forme, l'eau s'évapore, s'enrichit en sel, et ne persiste ensuite qu'une étendue plane, argileuse et riche en sel (Goudie & Wells, 1995; Partridge & Scott, 2000). Les pans sont souvent bordés de dunes, en raison de l'érosion éolienne (Goudie & Wells, 1995).

Le pan d'Etosha s'étend sur 90 km du Nord au Sud et sur 120 km d'Ouest en Est. Il est bordé au Nord-Ouest par un groupe de pans de taille inférieure (Fig. I.4.3). La formation de ces pans (et des pans en général) est fortement discutée dans la littérature (Buch & Rose, 1996). Une des premières hypothèses émises est que les pans seraient des paléo-lacs, dont les dépôts seraient typiques d'un remplissage sédimentaire lacustre (ex: calcaires lacustres, argiles, grès). Dans la deuxième hypothèse, les pans seraient des formes géomorphologiques en érosion, pour lesquelles la sédimentation fine présente en surface, résulterait d'une intense érosion éolienne (Goudie & Wells, 1995; Buch & Rose, 1996). Dans le cas du pan d'Etosha, ce sont les roches du groupe du Kalahari sous-jacentes qui seraient érodées.

L'observation de l'image Landsat de cette région (Fig. I.4.3) montre des figures concentriques en bordures Ouest des pans, particulièrement bien distinctes sur le pourtour du pan d'Etosha. Pour notre mission, nous avons présumé que ces figures pouvaient constituer des terrasses d'origine lacustre qui correspondraient à d'anciennes lignes de rivage, en accord avec la première hypothèse du paléo-lac. la présence de ces "terrasses" uniquement du côté Ouest des pans, nous a permis d'envisager que la région pouvait avoir subi un basculement vers l'Est. Cette supposition expliquerait également l'ennoisement observé plus fréquemment dans la partie Est des pans.

L'objectif de notre étude dans cette zone était donc de cartographier de la manière la plus précise possible avec un GPS différentiel, ces surfaces de terrasses, afin de déterminer un possible basculement de ces dépôts lacustres récents. Compte tenu des grandes distances du pan d'Etosha (90×120 km), le basculement mesuré correspondrait à une déformation régionale de grande échelle.

Dans le cas de la deuxième hypothèse de formation des pans (figure d'érosion), ces objets concentriques représenteraient les roches sous-jacentes érodées du groupe du Kalahari. Ces roches étant datées de l'Oligocène au Pliocène sur le pourtour des pans (Buch & Rose, 1996), leur cartographie permettrait alors de mettre en évidence une déformation cénozoïque de la région également.

4.2.2 Altimétrie au GPS différentiel dans le secteur du pan d'Etosha

Au cours de notre mission de terrain, nous avons effectué une étude altimétrique dans le secteur du pan d'Etosha, à l'aide d'un GPS différentiel afin de mettre en évidence une possible déformation régionale.

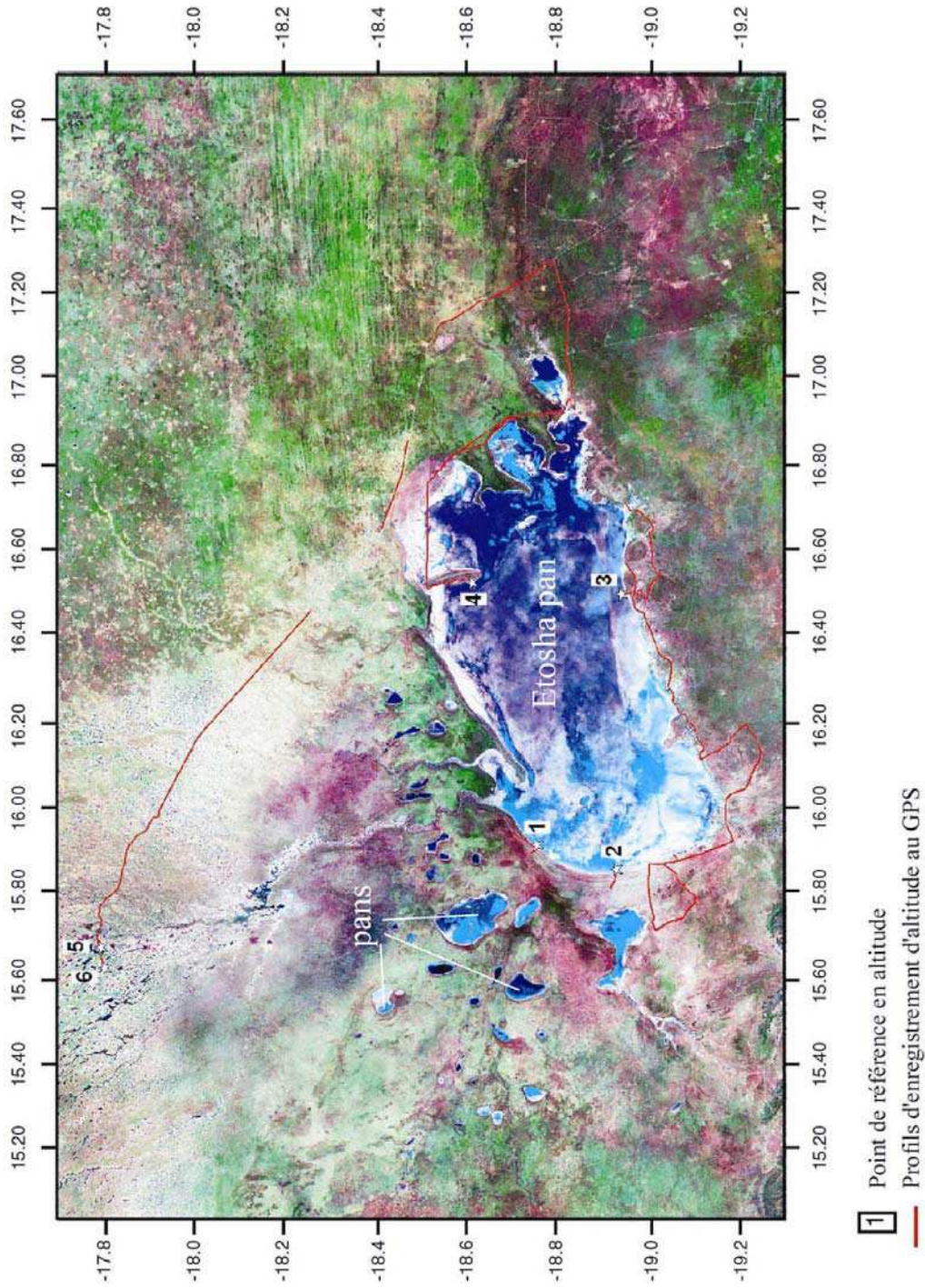


Figure 1.4.3 – Image satellite Landsat de la région du pan d'Etosha. Les profils (lignes rouges) et points de mesures d'altitude (numérotation de 1 à 6) effectués aux GPS différentiel y sont représentés.

A. Technique du GPS différentiel

Utilisé de manière autonome, un récepteur GPS permet d'obtenir un positionnement avec une précision horizontale de 10 mètres, et une précision verticale de 20 à 30 mètres. Cette précision est nettement insuffisante pour cartographier de faibles déformations. Nous avons donc utilisé une technique nécessitant deux récepteurs GPS à différence de phase (Fig. I.4.4): Les données cartographiées par le récepteur mobile, sont ajustées avec les corrections calculées par une station GPS de référence, restant fixe au cours de l'enregistrement.

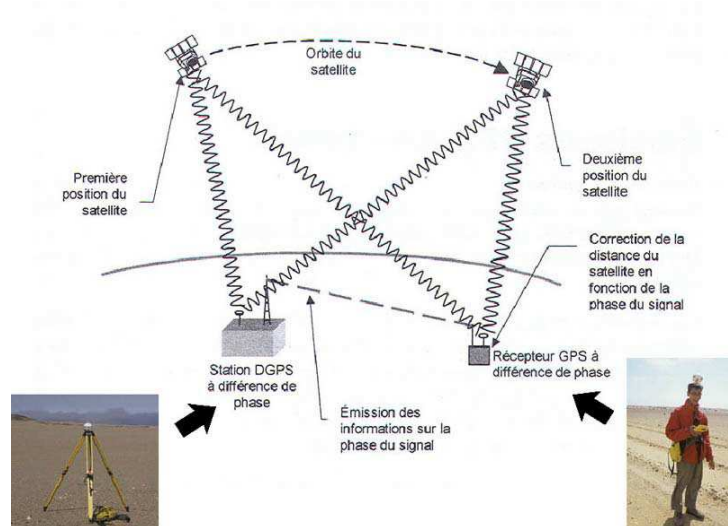


Figure I.4.4 – Technique du GPS différentiel à différence de phase. Un récepteur fixe permet de corriger le signal d'un récepteur mobile effectuant les mesures sur le terrain (Correia, 2000; modifié).

L'erreur de 10 mètres d'un récepteur GPS seul provient de diverses sources telles que les horloges des satellites et des récepteurs, les erreurs d'orbites, la propagation du signal dans la ionosphère et la troposphère, le bruit du récepteur etc. Les variations de position provenant de ces diverses sources, sont ici enregistrées par le GPS de référence, et permettent de corriger les enregistrements du récepteur mobile, et d'augmenter ainsi sa précision. Une précision horizontale maximale d'une dizaine de centimètres, et une précision verticale de l'ordre du demi-mètre peuvent alors être obtenues avec un nombre suffisant de satellites (7 à 10).

Pour cette étude, la station de référence a été positionnée sur la bordure Ouest ou Est du pan d'Etosha selon la localisation des objets à cartographier (afin de conserver une distance entre récepteur mobile et station de référence inférieure à 100 km). Pour chacune des positions de la station de référence, des points fixes ont été mesurés dans la zone de recouvrement (bordure Sud du pan), afin de contrôler d'éventuelles variations de mesures. La cartographie des surfaces a été réalisée avec un récepteur GPS mobile disposé dans un système de sac à dos, ou fixé sur la voiture, et enregistrant une position chaque seconde. Les récepteurs utilisés sont des modèles PROXRS distribués par la société TRIMBLE, et les corrections de positions sont traitées après l'enregistrement à l'aide du logiciel Pathfinder Office développé par cette même société.

B. Objets cartographiés et résultats obtenus

Les premiers objets que nous avons cartographiés sont les profils topographiques 1 et 2 (Figure I.4.3), perpendiculaires à la bordure Ouest du pan. Ces profils topographiques sont représentés sur la figure I.4.5. Ces premières mesures nous ont permis de constater la présence d'une série de dunes

sur cette bordure du pan, qui vraisemblablement correspondent aux figures concentriques interprétées à tort comme des lignes de rivage sur l'image Landsat. Nous avons donc recherché sur le terrain, d'autres surfaces repères pouvant servir de marqueur cartographique d'une éventuelle déformation.

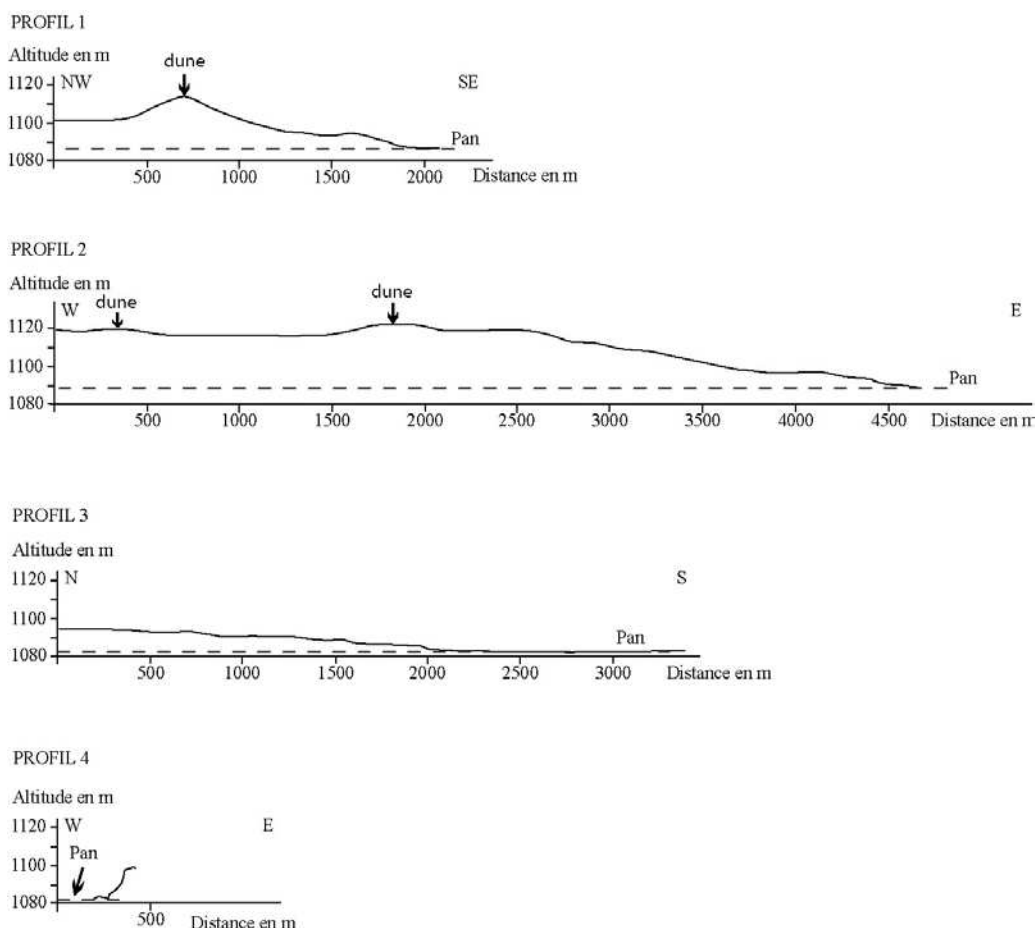


Figure 1.4.5 – Profils topographiques réalisés selon des transects perpendiculaires au pan d'Etosha, localisés sur la figure 1.4.3 par les chiffres de 1 à 4.

Formations d'Andoni et Calcaire d'Etosha

Les roches affleurant en bordure du pan d'Etosha et des autres pans du bassin sont de deux types et appartiennent tous deux au groupe du Kalahari. Leur disposition peut-être résumée par la figure 1.4.6.

On note d'abord la Formation de Andoni, siltite/argilite de couleur verte, datant de l'Oligocène-Miocène (Fig. 1.4.7). Cette formation constitue le soubassement des pans, et est également présente sous la forme de grès verts, sur les coins NW et NE du pan d'Etosha (Buch & Rose, 1996). Elle est recouverte par une formation appelée Calcaire d'Etosha (Fig. 1.4.8) visible sur tout le pourtour du pan d'Etosha, et dans une grande partie du bassin. Cette formation est caractérisée par des calcaires, la plupart du temps très altérés, présentant des nodules calcaires de taille centimétriques à décimétriques (Fig. 1.4.8) et des fossiles de mollusques (Buch & Rose, 1996). Cette formation semble terminer l'histoire sédimentaire du bassin au Miocène-Pliocène (Buch & Rose, 1996).

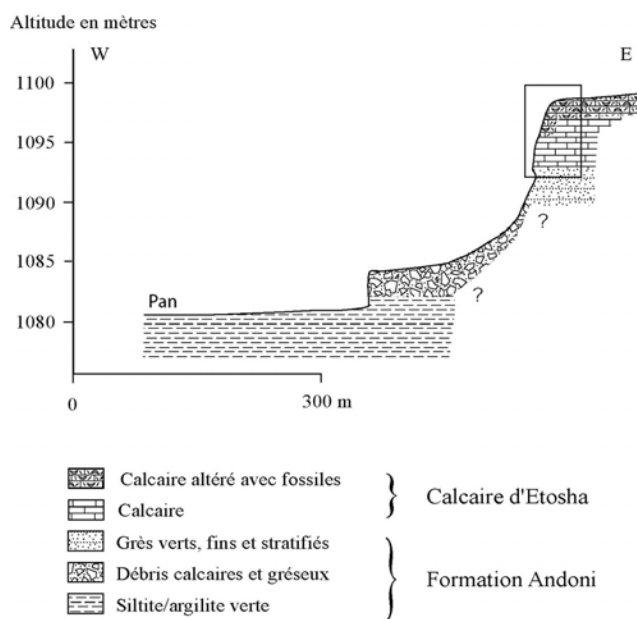


Figure I.4.6 – Coupe dans les formations d'Andoni et du Calcaire d'Etosha sur le bord Nord-Est du pan d'Etosha (proximité du profil 4, figure 1.4.5) (Buch & Rose, 1996; modifié).



Figure I.4.7 – Siltite/Argilite verte de la Formation d'Andoni.



Figure I.4.8 – Formation du Calcaire d'Etosha. Affleurement (cadre sur la figure 1.4.6) et détail des nodules centimétriques calcaires.

L'origine du Calcaire d'Etosha peut être de deux sortes. (1) Il s'agit soit d'un niveau d'origine sédimentaire, déposé dans le bassin d'Etosha sur la Formation Andoni, soit (2) d'un encroûtement de calcrète, développé au détriment du groupe du Kalahari, et plus particulièrement de la Formation Andoni et/ou d'un niveau calcaire la surmontant. Ce type d'encroûtements est fréquemment observé en bordure des pans (Nash & Shaw, 1998; Mees, 2002; Nash & McLaren, 2003).

La première de ces possibilités a été envisagée dans un premier temps. Nous avons donc cartographié les deux formations (Andoni et Calcaire d'Etosha), afin de mettre en évidence une possible déformation (de type basculement ou plissement) de leur interface stratigraphique.

Les roches affleurant peu, et l'accès aux affleurements étant restreint (réserve naturelle), les variations d'altitudes sur le terrain ont été utilisées comme indices des variations lithologiques. En effet, le calcaire d'Etosha se présente sur le terrain sous la forme de petits escarpements (Fig. I.4.9), tandis que la Formation Andoni ne génère pas de reliefs contrastés. L'étude a donc consisté à réaliser des profils topographiques au GPS, selon des transects perpendiculaires à la bordure du pan (Fig. I.4.5), mais également le long de différents tracés faciles d'accès (tels que les pistes sillonnant la réserve). La localisation des mesures et des profils (1 à 4) est représentée sur la figure I.4.3.



Figure I.4.9 – Bordure Sud du pan d'Etosha. La Formation d'Andoni constitue le soubassement du pan (visible à l'horizon). Le Calcaire d'Etosha, qui surmonte cette formation, affleure en petits escarpements de quelques mètres de hauteur.

Les différents profils réalisés révèlent qu'il est très difficile de cartographier avec précision l'interface repère entre la Formation Andoni et le Calcaire d'Etosha, car les variations d'érosion ne sont pas assez franches. Nous avons cependant constaté que tous les pans étaient situés sur les sédiments silto-argileux de la Formation Andoni. Ces sédiments pourraient donc constituer une barrière imperméable sur laquelle se forment les pans. En considérant cette hypothèse, la mesure précise de l'altitude du pan en différents points doit rendre compte d'un éventuel pendage du niveau argileux de la Formation Andoni.

Altitude des pans

D'après les profils topographiques 1 à 4, l'altitude locale du pan d'Etosha a été déterminée en 4 points, et figure dans le tableau I.4.1. Une différence d'altitude d'Ouest en Est est notable, la surface du pan se situant vers 1087-1089 mètres à l'Ouest, vers 1082 mètres au Sud-Est et 1081 mètres au Nord-Est. Ces premiers résultats sont en faveur d'un léger pendage du niveau argileux vers l'Est.

Cette étude a été étendue à d'autres pans de la région, dont le soubassement, également de nature argileuse, est supposé correspondre au même niveau stratigraphique, que celui du pan d'Etosha. Deux autres points ont donc été mesurés plus au Nord, sur deux autres pans (Fig. I.4.3 et Tableau I.4.1, points 5 et 6) situés entre 1103 et 1105 mètres d'altitude. Ils sont donc environ 20

mètres plus élevés que le pan d'Etosha. Un calcul rapide permet de déterminer le pendage approximatif du niveau argileux correspondant à la surface de ces pans ; les points de mesures 3 et 6 étant séparés de 156 km, le pendage moyen est de $0.0081^\circ \pm 0,0004$ vers le Sud-Est. Ce pendage étant très faible, il pourrait correspondre à une pente sédimentaire datant de l'épisode de dépôt, mais également à une légère flexure de la lithosphère, pouvant résulter d'un flambage. La valeur de pendage mesurée ici est cependant faible comparée aux pendages habituellement modélisés pour le flambage (entre $0,1$ et 2° (Gerbault, 1999)).

<i>Point</i>	<i>Longitude en degrés</i>	<i>Latitude en degrés</i>	<i>Altitude en mètres</i>
1	15,924582	-18,722990	1087,2
2	15,846500	-18,919173	1089,3
3	16,488070	-18,931593	1082,1
4	16,522098	-18,593969	1081,6
5	15,662995	-17,786399	1103,3
6	15,616708	-17,792338	1104,2

Tableau I.4.1 – Coordonnées géographiques et altitude correspondante des pans aux points 1 à 6 (localisation sur la figure I.4.3).

4.2.3 Etude complémentaire à partir d'un Modèle Numérique de Terrain

En considérant toujours que les pans présents dans le bassin d'Etosha sont formés sur un même niveau stratigraphique argileux et imperméable, un travail d'interpolation de ce niveau sur le bassin a été réalisé en laboratoire, par Laetitia Ledoit (étudiante en deuxième cycle à l'Université de Rennes1).

La répartition altimétrique des pans sur cette zone géographique plus étendue, a pu être estimée à partir du Modèle Numérique de Terrain ETOPO 30 (résolution horizontale de 1 km, et incertitude verticale de 30m). Ce MNT a été superposé à une mosaïque d'images satellitaires Landsat de la région (Fig. I.4.10), sur laquelle avaient été préalablement repérés tous les pans d'un diamètre supérieur à 1 km.

Il a ainsi été possible de calculer l'altitude moyenne de chaque pan sur le MNT. Ces altitudes moyennes reportées au barycentre de chaque pan, ont ensuite été utilisées pour calculer une surface d'altitude moyenne des pans, représentée sur la figure I.4.11. Cette figure montre que le pan d'Etosha se situe dans la zone où les pans sont les moins élevés. Au Nord de ce pan, la surface présente un pendage bien marqué vers le Sud, tandis que dans la partie au Sud, elle présente un pendage vers le Nord. Cette surface d'altitude de pans a donc la forme d'un synclinal, dont la charnière se situe au niveau du pan d'Etosha.

Un calcul du pendage moyen de cette surface dans la partie située au Nord du pan d'Etosha nous donne une valeur de $0.024^\circ \pm 0,008^\circ$. Ce pendage est supérieur au 0.008° calculé précédemment pour la région proche du pan, mais ne permet pas vraiment de trancher sur l'origine

de cette inclinaison : tectonique ou sédimentaire (à condition que cette surface corresponde bien à un même niveau géologique imperméable).

Il est en revanche frappant de constater que la surface interpolée, correspondant au niveau argileux des pans, est similaire à la topographie révélée par le MNT du bassin (Fig. I.4.12), et cela sur environ 450 km du Nord au Sud. Cette observation met fortement en doute le fait que la surface des pans corresponde à un même niveau stratigraphique argileux (qui serait alors parallèle voire confondu avec la surface topographique sur plus de 80000 km²).

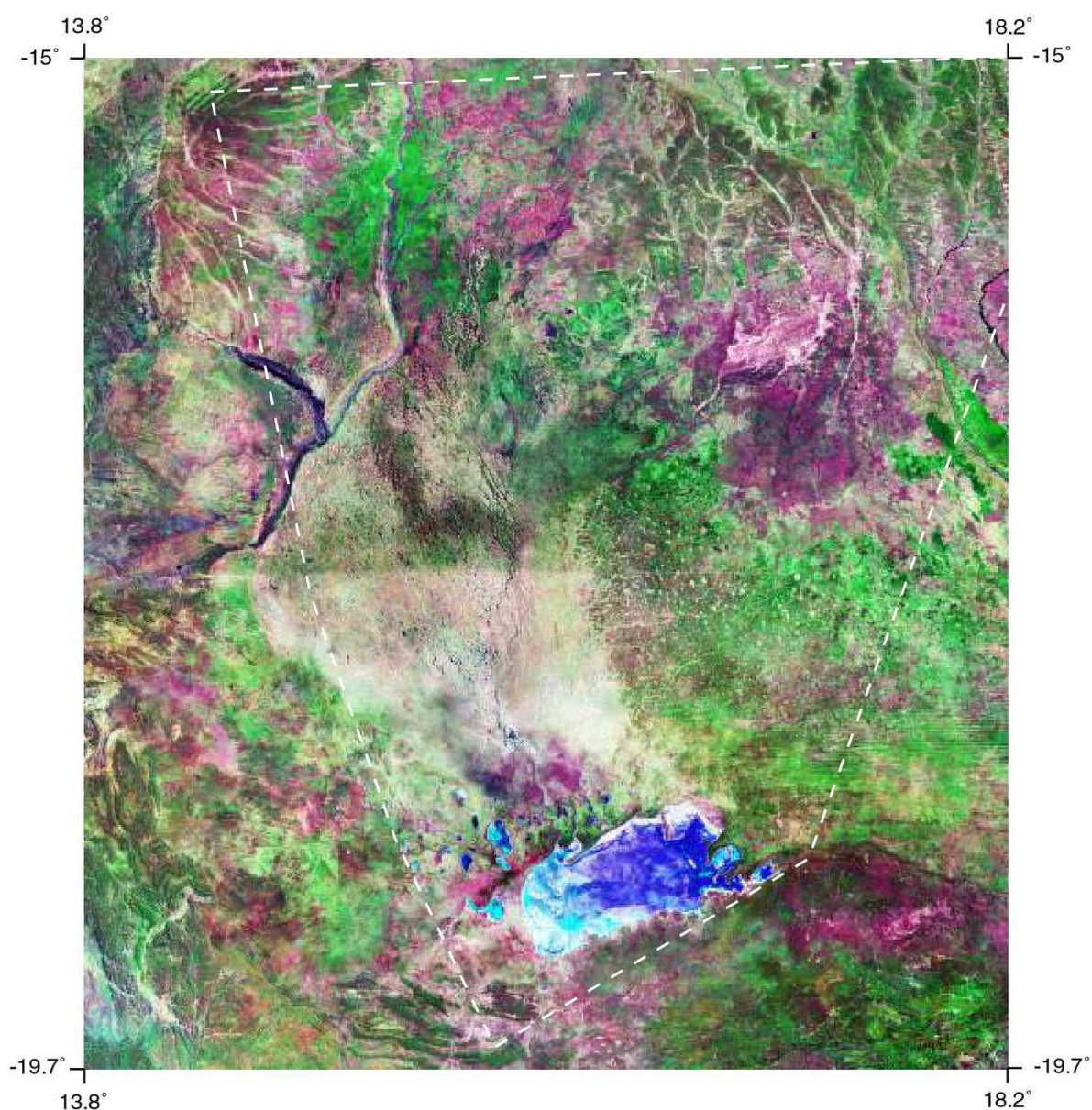


Figure I.4.10 – Mosaique d'images Landsat MrSid du bassin d'Etosha. Le pan d'Etosha se situe dans le bas de la figure. L'étendue de la zone d'étude pour l'interpolation des surfaces de pans, figure en pointillés blancs.

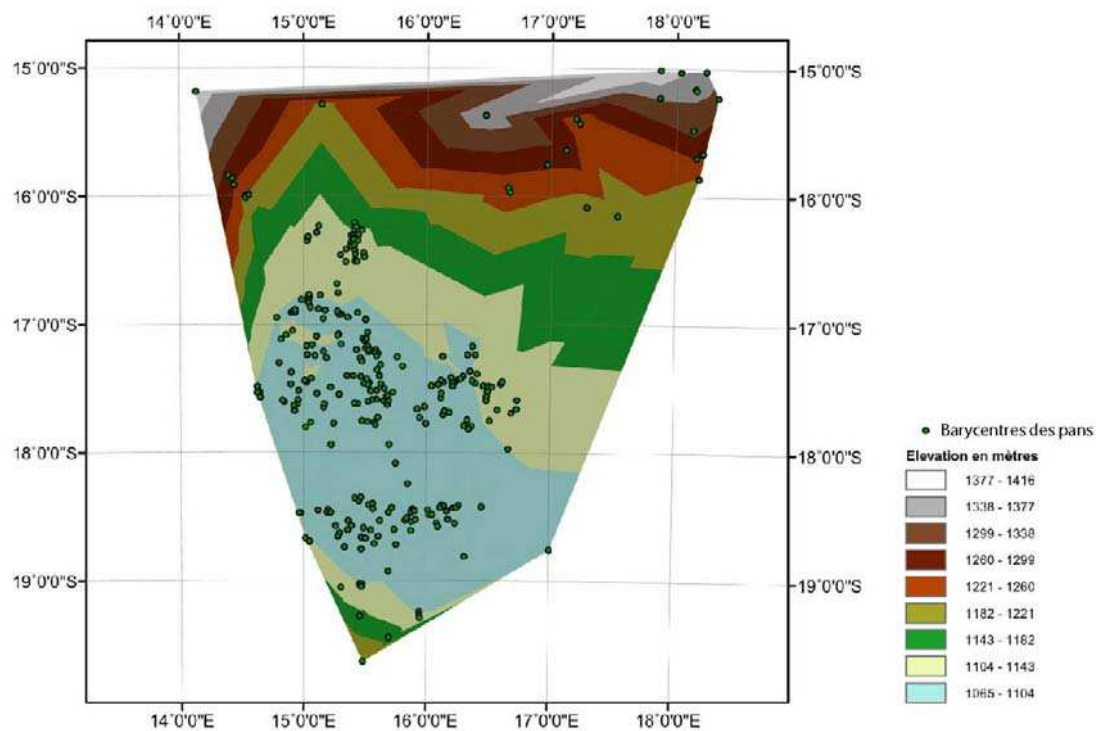


Figure I.4.11 – Surface d'altitude moyenne des pans interpolée à partir de la corrélation entre l'image Landsat et le MNT ETOPO30. A chaque point correspond une altitude moyenne de pan, utilisée pour l'interpolation. La surface présente la forme d'un synclinal centré sur le pan d'Etosha.

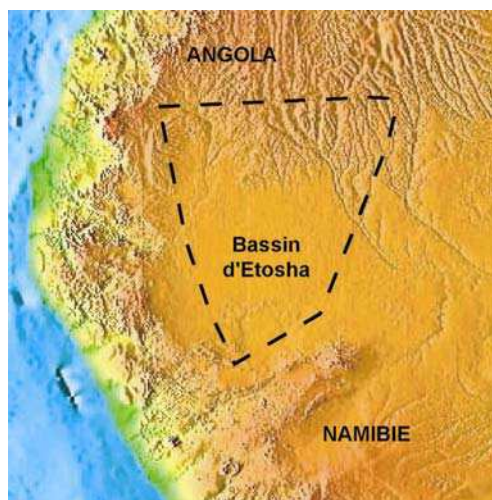


Figure I.4.12 – MNT centré sur le bassin endoréique d'Etosha. La surface topographique, caractéristique d'une dépression, est quasiment identique à la surface interpolée à partir des pans (zone interpolée en pointillés).

4.2.4 Analyse critique de l'étude et autre interprétation

L'interpolation d'une surface passant par les pans révèle qu'à l'échelle du bassin, cette surface est quasiment confondue avec la surface topographique (altitude identique à la surface topographique au niveau des pans et inférieure de quelques mètres en dehors des pans). Cette observation n'est pas en faveur d'un soubassement argileux unique des pans, constituant un niveau stratigraphique repère pour une éventuelle déformation. Il semble en revanche plus vraisemblable que ces pans résultent des effets d'érosion, notamment éolienne, expliquant la présence fréquente de dunes sur leur pourtour.

Cette conclusion remet également en cause l'hypothèse envisagée au début de cette étude, qui est que la limite entre la Formation Andoni, et le Calcaire d'Etosha, est une limite stratigraphique. En effet, de la même manière qu'il est peu vraisemblable que la surface des pans corresponde à un même niveau stratigraphique argileux, la présence d'un niveau de calcaire peu épais (dizaine de mètres au maximum) à l'affleurement sur une grande partie du bassin est douteuse. Le Calcaire d'Etosha correspondrait donc plutôt à un niveau de calcrète, formé au détriment du groupe du Kalahari.

A. Arguments en faveur des calcrètes

Plusieurs arguments sont en faveur de cette seconde hypothèse. D'une part, l'épaisseur du "Calcaire d'Etosha", ne dépasse pas la dizaine de mètres sur le terrain, ce qui est compatible avec les épaisseurs généralement constatées des calcrètes (plusieurs mètres à dizaine de mètres) (Wyns *et al.*, 2003). D'autre part, les calcrètes, formées par des eaux d'infiltration riches en calcaire, sont typiques d'une altération "positive" (apport d'éléments chimiques), au même titre que les silcrètes, les gyprètes et le sel (par comparaison à l'altération négative caractérisée par les latérites). Ce type d'altération se rencontre dans des creux topographiques telles que les dépressions intracontinentales ou les bassins endoréiques, vers lesquels les eaux souterraines et de ruissellement convergent (Wyns *et al.*, 2003). C'est le cas dans le bassin endoréique d'Etosha, dont le réceptacle est le pan d'Etosha.

B. Modèle de déformation lithosphérique

Il a été suggéré par Wyns (Wyns, 2002), que le type d'altération est lié à la déformation verticale de la lithosphère. Ainsi, l'altération négative est associée aux dômes lithosphériques, tandis que l'altération positive est associée aux dépressions de la lithosphère. Wyns a mis en évidence qu'au cours d'une déformation lithosphérique de type flambage, le type d'altération pouvait passer d'un pôle à l'autre en fonction des déplacements verticaux (uplift ou subsidence). La présence de calcrètes dans le bassin d'Etosha serait alors l'indice d'une déformation en subsidence du bassin, pouvant être induite par une flexuration de la lithosphère.

Cette seconde interprétation, plus réaliste, aboutit donc aux mêmes résultats que la première, obtenue à partir de l'altimétrie des pans. Ces résultats mettent en évidence une déformation synclinale de grande longueur d'onde centrée sur le pan d'Etosha, pouvant résulter d'un léger flambage de la lithosphère.

4.3 Déformation des basaltes mésozoïques d'Etendeka

Les épanchements de basaltes d'Etendeka sont bien présents le long de la côte Nord-Ouest de la Namibie (Skeleton Coast). Ils se sont mis en place lors du rifting il y a environ 135 Ma. En supposant que les basaltes se sont mis en place sur une surface topographique horizontale, l'altimétrie de la base de ces basaltes doit pouvoir nous renseigner sur les mouvements tectoniques

ayant eu lieu depuis leur mise en place. Les basaltes interagissant de manière concordante à leur base avec les grès de la Formation "Etjo Sandstone" (formation du Mésozoïque inférieur qui surmonte les dépôts du groupe Karoo) (Jerram *et al.*, 1999), la supposition de surface horizontale lors du dépôt est justifiée.

L'altimétrie de la base des basaltes a ainsi été entreprise par Olivier Bourgeois, à partir des images Landsat de la région et des MNT correspondants. Cette étude présentée ci-dessous, a permis l'interpolation des surfaces basales et sommitales (les moins érodées) des basaltes d'Etendeka.

4.3.1 Interpolation de la base et du sommet des basaltes d'Etendeka (réalisée par Olivier Bourgeois)

Pour l'interpolation de la surface basale des basaltes, les contours des affleurements de basalte d'Etendeka qui ont été utilisés proviennent des cartes géologiques (Geological Survey of Namibia) et ont été repérés de manière plus précise sur les images Landsat de la région. Sur les images satellites, les basaltes sont en effet bien différenciés du socle, par leur teintes dans les vert, noir et brun (Fig. I.4.13). Ces contours ont été digitalisés en une série de points et superposés à un MNT (USGS-Globe DEM). Les altitudes des différents points des contours ont ainsi pu être déterminés par corrélation avec le MNT, et interpolés par ajustement d'une surface polynomiale de 2nd ordre (méthode des moindres carrés), afin d'obtenir la surface basale des basaltes. Cette interpolation est représentée sur la figure I.4.13, en carte et en coupes. La surface obtenue est courbe et de la forme d'un anticlinal. Elle présente un léger pendage vers l'océan près de la côte (d'environ 0,05° vers l'Ouest, Sud-Ouest). Le pendage diminue dans l'intérieur des terres jusqu'à devenir horizontal à environ 150-200 km de la côte, puis présente un pendage vers l'Est, Nord-Est.

Le même type d'interpolation a été effectué pour les sommets de basaltes peu érodés. Ceux-ci ont été sélectionnés à partir des images Landsat, selon des critères géomorphologiques (Fig. I.4.13). Les sommets plats et d'assez grande superficie ont ainsi été pris en compte, tandis que les sommets arrondis ou de faible superficie ont été écartés. Leurs altitudes ont été interpolées par ajustement d'une surface polynomiale de 1^{er} ordre, et figurent sur la figure I.4.13 (surface et coupes). Cette nouvelle surface est également en faveur d'un pendage des basaltes vers l'Ouest près de la côte. Cependant, la faible quantité d'affleurements sélectionnés ne permet pas une interpolation aussi bonne que pour la base des basaltes.

4.3.2 Interprétation

Ces résultats sont donc en faveur d'une déformation de très faible ampleur de la base des basaltes, supposée horizontale à l'origine. Cette déformation se caractérise par un dôme flexural anticlinal de grande longueur d'onde; le dôme atteignant près de 500 km de large. Une flexure de grande longueur d'onde peut généralement être générée par un processus de flambage de la lithosphère. Celui-ci résulterait alors dans ce cas d'un champ de contraintes compressives approximativement Ouest-Est. La valeur de pendage mesurée à partir de l'interpolation (0,05°) est cependant légèrement plus faible que celle modélisée dans les stades initiaux de flambage (Gerbault, 1999), mais se situe néanmoins dans le même ordre de grandeur. Par ailleurs, nous constatons que la longueur d'onde correspondant à cette déformation (proche de 1000 km) est beaucoup plus grande que celle obtenue dans les modèles de flambage (autour de 200 km) (Gerbault, 1999), pour des épaisseurs élastiques de lithosphère classique (40 km). Selon ces observations, le flambage de la lithosphère ne serait donc pas le meilleur mécanisme permettant d'expliquer cette déformation.

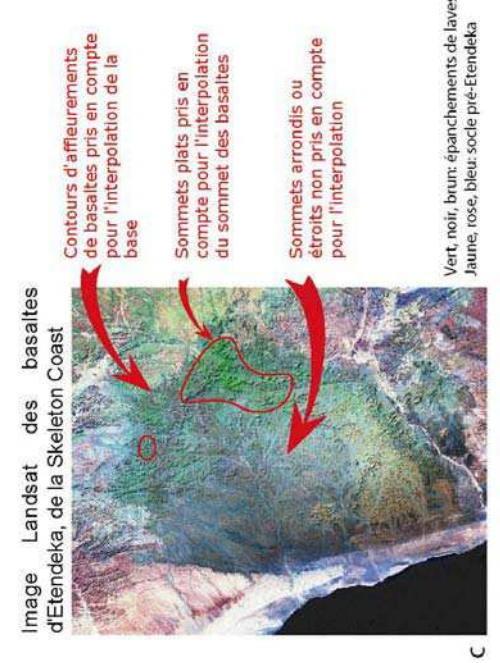
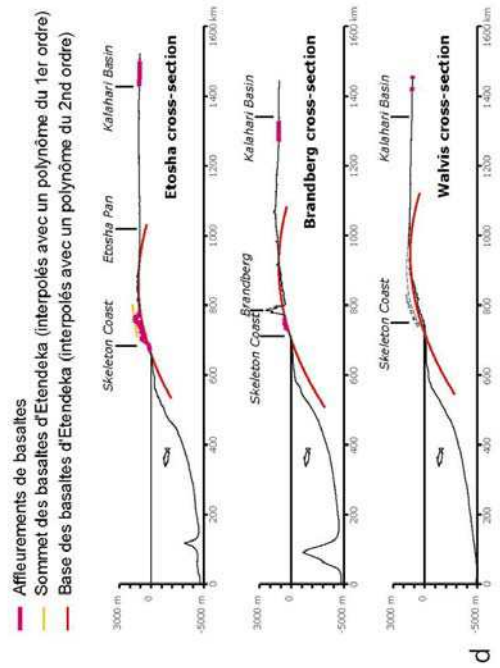
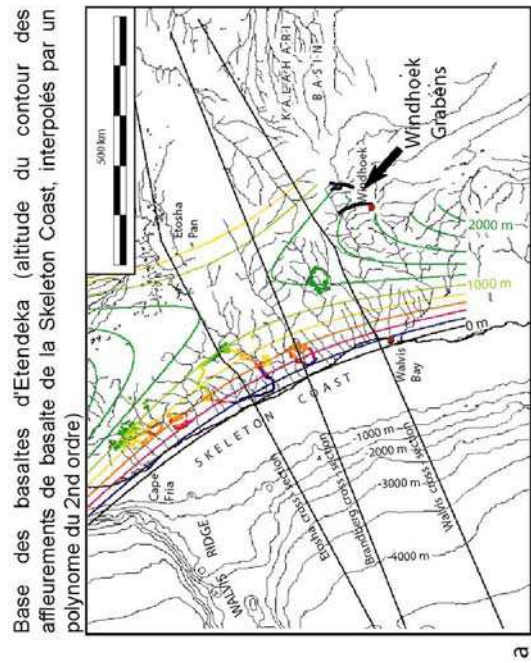
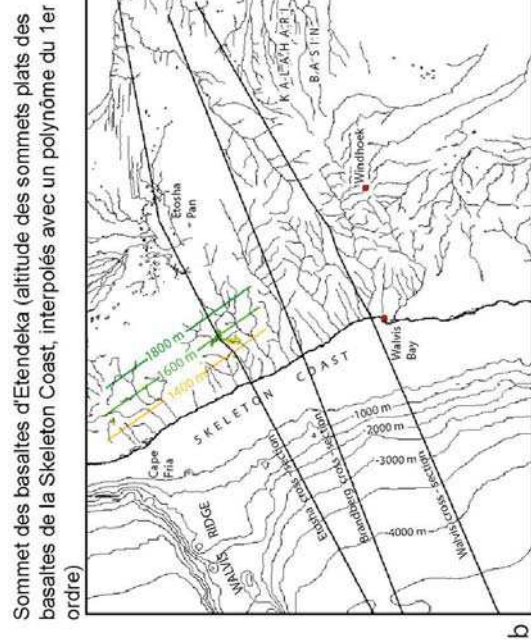


Figure I.4.13 - Interpolation de l'altitude des surfaces basales et sommitales des basaltes d'Etendeka. a) Carte de l'interpolation de la base des basaltes, b) carte de l'interpolation du sommet des basaltes, c) critères géomorphologiques utilisés pour la sélection des points interpolés, d) coupes selon trois transects WSW-ENE.

Nous pouvons également observer sur les cartes d'interpolation, que le bassin d'Etosha (dans la partie Nord de la carte), se situe à l'Est de la charnière anticlinale du dôme interpolé. L'interprétation de ce bassin comme subsident n'est donc pas remise en cause. De plus, la surface interpolée à l'Est de la charnière anticlinale peut être erronée du fait de l'absence d'affleurement de basalte dans cette zone. La longueur d'onde de la déformation observée est ainsi peut-être différente, et également variable du Nord au Sud.

4.3.3 Grabens de Windhoek

La présence de grabens à quelques dizaines de kilomètres au Nord-Est de Windhoek peut être mise en évidence sur les images Landsat (Fig. I.4.14 et localisation sur Fig. I.4.13).

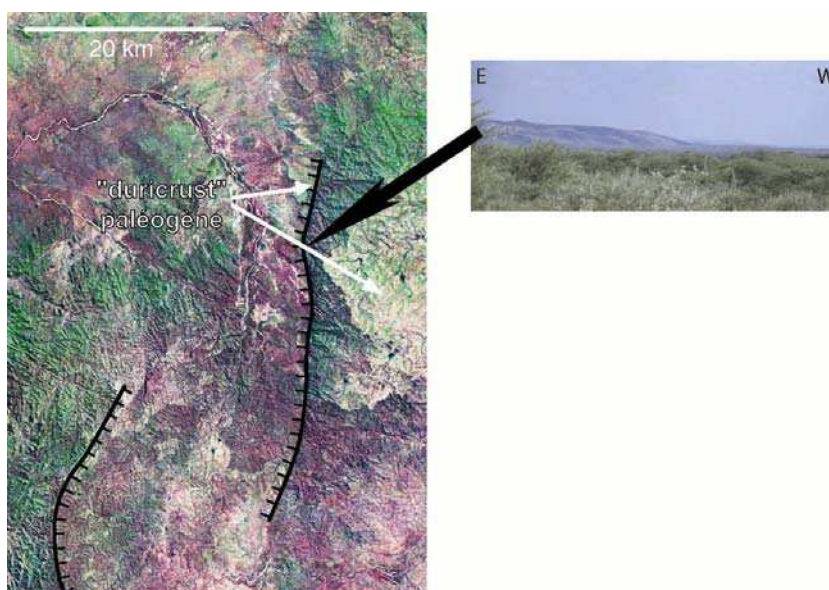


Figure I.4.14 – Image Landsat interprétée et photographie d'un graben de Windhoek (localisation sur la figure I.4.13a). Les encroûtements d'âge Paléogène sont décalés par la faille normale.

Un niveau de croûte pédologique concrétionnée (duricrust) est décalé par ces grabens. Dans le Sud de l'Afrique et en Namibie, ces croûtes pédologiques se sont fortement développées au Paléogène, sur la pédiplaine "African Surface" (Crétacé supérieur) (Partridge, 1998). Cette surface, est équivalente à la "Namib Unconformity Surface" et résulte des différentes phases d'érosion du Crétacé (Partridge & Maud, 1987; Partridge & Maud, 2000b). Elle est bien préservée dans de nombreuses localités grâce à ces encroûtements. La corrélation de l'altitude des "duricrusts" est généralement utilisée pour déterminer l'amplitude de l'érosion ou de la tectonique, depuis le Paléogène (Partridge & Maud, 2000b). Dans le cas présent des grabens de Windhoek, la corrélation des deux niveaux de croûte indurée décalés verticalement (figure I.4.14), est en faveur d'une activité tectonique extensive post-Paléogène.

Il est frappant de constater que ces grabens, de direction Nord-Sud se situent dans la zone de charnière anticlinale interpolée à partir des basaltes. Ces grabens pourraient alors correspondre à des grabens d'extrados du pli anticlinal. Si la formation, ou la réactivation de ces grabens et la déformation de grande longueur d'onde des basaltes sont liés, cette déformation a alors probablement eu lieu au Cénozoïque, et pourrait résulter de contraintes compressives Ouest-Est.

L'ampleur de la flexure mise en évidence par les basaltes semble cependant faible pour générer ce type de graben, d'autant plus que les grabens ne sont pas situés à l'aplomb même de la charnière du pli interpolé.

4.4 Dépôts cénozoïques de la Skeleton Coast

La Skeleton Coast est une zone côtière désertique du Nord-Ouest de la Namibie (Fig. I.4.2, cadre 2, et I.4.15), caractérisée par un réseau de rivières éphémères, par une ceinture de dunes de 180 km appelée l'erg de la Skeleton Coast et par les épanchements de laves de l'Etendeka. Sur cette côte, les dépôts fluviatiles et marins cénozoïques sont abondants. Une partie de ces dépôts a été étudiée sur le terrain, et cartographiée au GPS différentiel, dans le but de déceler des indices de déformations tectoniques.

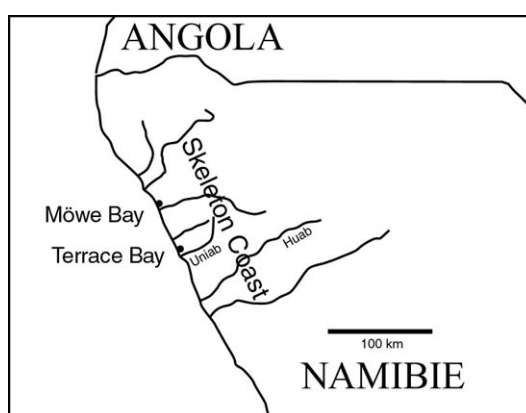


Figure I.4.15 – Situation de la Skeleton Coast et des principales localités et rivières.

4.4.1 Canyon de la rivière Uniab

Le canyon de l'Uniab est situé à l'embouchure de la rivière éphémère Uniab, au Sud de Terrace Bay sur la Skeleton Coast. Il est creusé dans des formations d'âge Tertiaire et Quaternaire, qui sont les formations suivantes (Krapf, 2003) :

- Red Canyon Fm (sédiments rouges d'âge Tertiaire)
- Whitecliff Fm (sédiments carbonatés cimentés d'âge Plio-Pléistocène)
- Uniabmond Fm (sédiments non consolidés d'âge Pléistocène)

La formation du Red Canyon (Fig. I.4.16) se présente sous la forme de sédiments continentaux rouges, principalement d'origine fluviatile, et qui évoluent depuis des conglomérats riches en feldspaths à la base, à des grès fins et siltites riches en argiles au sommet (Krapf, 2003). Cette formation a une épaisseur maximale d'environ 60 mètres. Elle est affectée par une activité tectonique qui se traduit par un basculement des couches et par des failles normales. Le basculement, bien visible sur la figure I.4.16b, est de l'ordre de 20° vers le Nord-Ouest. Des structures de type graben sont visibles. Celle de la figure I.4.16c est un graben à remplissage synsédimentaire, large de 6 mètres et de direction N041 (Krapf, 2003). De larges bancs de grès peuvent être utilisés comme marqueurs et indiquent un déplacement de 3,5 mètres (Krapf, 2003). Les sédiments de la Whitecliff Formation sus-jacents ne sont pas affectés par ces structures faillées. L'âge de cette déformation est pré-Pliocène et probablement post-Paléogène (Krapf, 2003). Elle est

caractéristique d'un régime tectonique en extension selon des contraintes orientées NW-SE, et compatible avec une compression NE-SW.

Les sédiments de la Whitecliff Formation sont de couleur claire, indurés et composés de grès à ciment carbonaté et de conglomérats discordants sur la Red Canyon Formation (Fig. I.4.16b). L'épaisseur maximale de ces dépôts est de 23,5 mètres (Krapf, 2003). On y retrouve de nombreuses variétés de faciès continentaux et marins. Il existe notamment un niveau marin gréseux bien décrit, contenant des coquilles de bivalves *Aulacomya* (Miocène-Actuel, famille : Mytilacea, Cox *et al.*, 1969) (Fig. I.4.17). Une analyse du sédiment a montré qu'il s'agissait d'un dépôt de plage. Ce niveau est actuellement situé à 8,20 mètres au dessus du niveau marin, et montre une inclinaison d'environ 35° vers l'Ouest, Sud-Ouest (Krapf, 2003). Il a donc subi une déformation de type basculement, mais il est difficile de pouvoir déduire un quelconque soulèvement à partir de son altitude, compte tenu de l'âge très approximatif donné par les coquilles de bivalves.

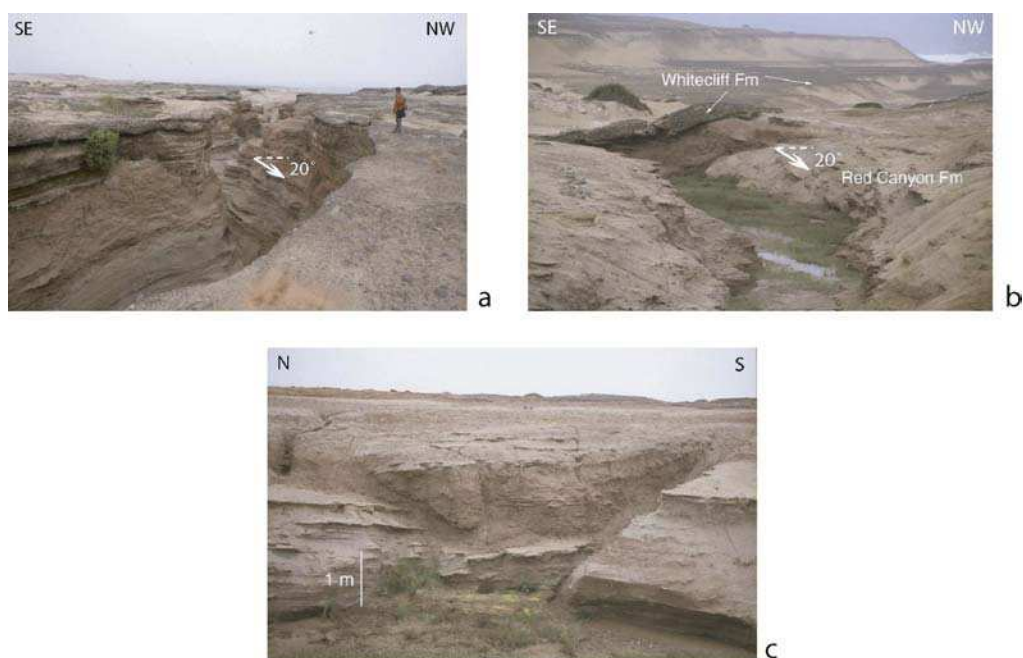


Figure I.4.16 – Le canyon de l'Uniab. a) Vue générale du canyon creusé dans la Formation du Red Canyon, b) conglomérats de la Whitecliff Formation reposant en discordance sur la Formation du Red Canyon, c) graben à remplissage synsédimentaire dans la Formation du Red Canyon.



Figure I.4.17 – Niveau marin à coquilles de bivalves *Aulacomya* (Miocène-Actuel), dans la Formation de Whitecliff.

La formation d'Uniabmond est composée d'une accumulation de gros graviers et de sable d'une épaisseur maximale de 35 mètres. Cette formation présente une grande variété de faciès marins et continentaux, caractérisés par de nombreuses variations latérales et verticales. Des terrasses marines sont mises en évidence dans la région (Krapf, 2003). Leur altitude actuelle s'échelonne entre +2 et +6 mètres, et elles ont pu être corrélées avec d'autres complexes de terrasses au Sud de la Namibie (Sperrgebiet). Dans la formation d'Uniabmond, un niveau d'ancienne plage se situe à 4-5 mètres au dessus du niveau de la mer. Il pourrait correspondre au haut niveau marin du dernier interglaciaire (Krapf, 2003).

Dans cette succession Cénozoïque, différents indices de déformation sont donc observés. Ils se caractérisent par des basculements de séquences, et par des structures faillées, compatibles avec une déformation selon des contraintes compressives orientées NE-SW. Cette déformation a eu lieu en deux phases: la première au Miocène est responsable de la déformation en blocs faillés et basculés de la Formation du Red Canyon, la deuxième post-Miocène a entraîné le basculement du niveau de bivalves de la Whitecliff Formation. Ces déformations concordent donc chronologiquement avec les périodes de surrection du Miocène et du Pliocène suggérées dans la littérature. De nombreuses terrasses marines quaternaires ont été mises en évidence au dessus du niveau marin actuel (Krapf, 2003). Il serait intéressant de dater précisément ces terrasses, et de comparer leur altitude avec les paléo-niveaux marins, afin d'en déduire un taux de surrection éventuel. Nous avons dans cette optique, essayé de repérer pendant cette mission, d'autres terrasses marines plus élevées, pouvant faire l'objet de ce type d'étude pour des temps plus anciens.

4.4.2 Les surfaces de déflation : d'anciennes surfaces de plages ?

Les surfaces de déflation sont très fréquentes sur les régions côtières de la Skeleton Coast, et résultent de l'érosion éolienne. Ce sont des surfaces sur lesquelles les particules les plus fines et meubles sont enlevées par le vent. Ne subsistent alors que les graviers et blocs en surface (Fig. I.4.18). Sur la Skeleton Coast, ces graviers reposent sur des matériaux plus fins de type sable. Il a été proposé dans la littérature, que ce type de distribution pouvait s'expliquer également par l'infiltration progressive de silt et de sable éoliens dans des alluvions (Summerfield, 1991). Cependant, le vent fréquent dans cette région nous laisse penser que ces surfaces proviennent plutôt de la déflation.



Figure I.4.18 – Surface de déflation typique, couramment observée sur la Skeleton Coast.

Des cailloux façonnés par le vent y sont irrégulièrement distribués. On y trouve surtout la présence de nombreux fragments de roches du socle Précambrien et de coulées basaltiques, fragmentées par chocs thermiques. La présence d'un brouillard fréquent dans la région contribue certainement à l'altération de ces roches.

Sur le terrain, nous avons remarqué que ces surfaces étaient toujours très planes et quasiment horizontales, et qu'elles se situaient près de la côte à des altitudes comprises entre 0 et 70 mètres. Au sud de la rivière Huab, le long d'un profil Ouest-Est perpendiculaire à la côte (profil mesuré au GPS), nous avons repéré un étagement de 5 à 6 surfaces planes, allant d'anciennes plages, les plus proches de la mer, à des surfaces de déflation typiques (Fig. I.4.19). L'aspect de ces surfaces semble évoluer progressivement d'Ouest en Est (Fig. I.4.19).

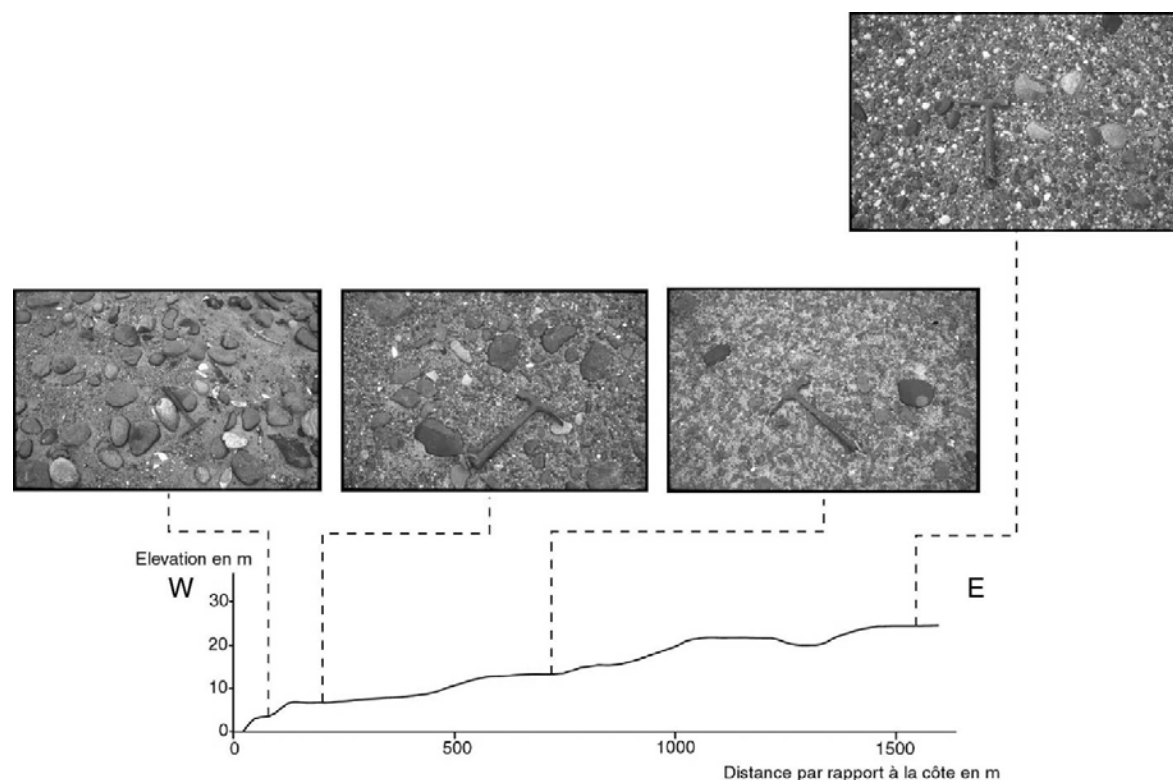


Figure I.4.19 – Profil topographique perpendiculaire à la côte, mesuré au GPS au Sud de la rivière Huab, et étagement de surfaces planes depuis des niveaux de plages récentes à des surfaces de déflation.

1- A l'Ouest, la première surface identifiable au dessus du niveau de la plage actuelle, est une ancienne plage, caractérisée par la présence de gros galets, de sable, et de nombreuses coquilles de bivalves entières.

2- Sur la deuxième surface qui se situe à une altitude de 7 mètres, les galets sont moins gros, moins nombreux, plus anguleux, et certains présentent les figures typiques d'érosion éolienne ("ventifacts"). Le sable est nettement moins abondant et des graviers anguleux sont également présents. Ces derniers proviendraient de la fragmentation de plus gros blocs par chocs thermiques. Des fragments de coquilles de bivalves y ont également été relevés. Cette surface correspondrait donc à un ancien niveau de plage, qui aurait subi l'érosion éolienne et la déflation.

3- Sur la troisième surface (altitude 14 mètres), très peu de galets subsistent et les coquilles sont inexistantes. Les galets sont tous travaillés par le vent et les graviers anguleux sont de plus en plus présents. Cette troisième surface pourrait donc avoir connu le même aspect que la précédente, avant de subir une érosion éolienne et des chocs thermiques plus importants.

4- Enfin, sur la dernière surface, à l'Est du profil (altitude de 25 mètres), de nombreux petits galets, bien arrondis par le vent sont présents. Certains ont une origine différente de celle des trois autres surfaces décrites. On y trouve en effet des galets de quartz, inexistantes sur les autres

surfaces. Le sable est peu abondant et a été enlevé par déflation. La présence de galets fragmentés par chocs thermiques, est toujours notable.

Ces diverses observations nous montrent que d'anciennes terrasses marines pourraient avoir évolué en surface de déflation au cours du temps par l'intermédiaire du vent et de chocs thermiques. Il serait alors intéressant de comparer l'altitude de ces surfaces avec les variations eustatiques, afin d'en déduire leur déplacement vertical. En comparaison avec le niveau actuel, le niveau marin a évolué depuis le breakup de la marge entre environ +250 m au Cénomaniens, et -50 m environ au Plio-Pléistocène (Haq *et al.*, 1987). Toutes les altitudes des surfaces observées étant comprises dans cette fourchette, une détermination de l'âge de ces surfaces est nécessaire, pour en déduire une surrection éventuelle. La datation de ces dépôts par thermoluminescence (datation à partir des rayonnements radioactifs et cosmiques piégés dans les sédiments au cours du temps) est actuellement en cours par le Museum National d'Histoires Naturelles de Namibie.

4.4.3 Surfaces planes abrasées

Au Nord de Möwe Bay, d'autres surfaces planes plus élevées (altitude supérieure à 50 mètres) sont mises en évidence. Sur ces surfaces, le socle granitique précambrien affleure, et présente une morphologie particulière en abrasion (Fig. I.4.20). Sur une première surface, d'altitude 84 mètres (S19,35063°, E12,72206°) (Fig. I.4.20a), le socle granitique affleure en petites buttes, élevées de moins d'un mètre par rapport à la surface du sol, et larges de plusieurs mètres. Une autre surface située à 125 mètres présente le même type de morphologie (S19,05220°, E12,59457°). Sur une troisième surface d'altitude 200 mètres (S18,99620°, E12,59980°), le granite abrasé est totalement plan (Fig. I.4.20b), sur plusieurs centaines de mètres.

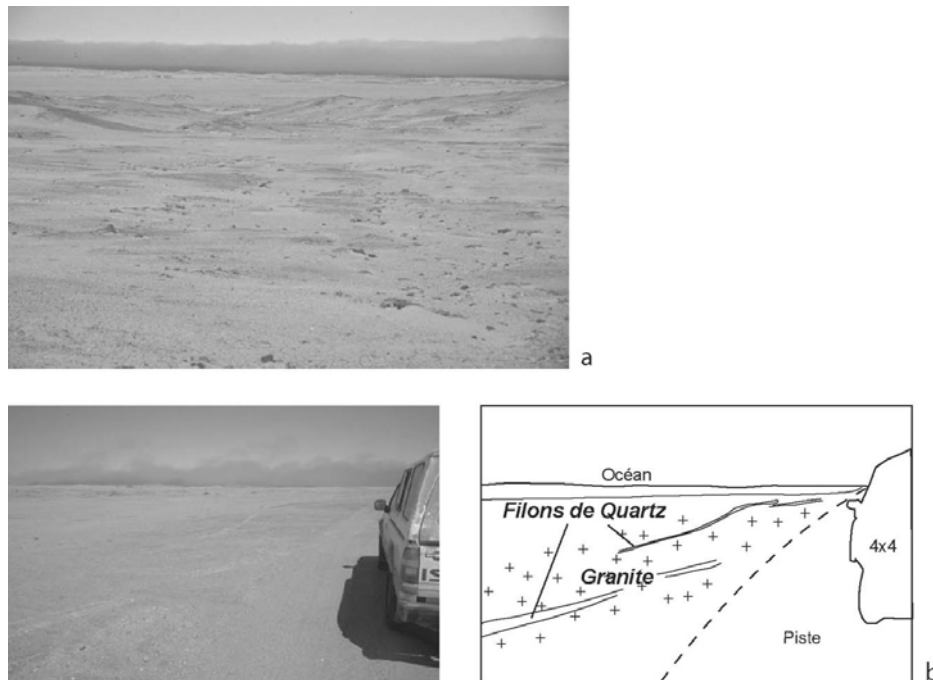


Figure I.4.20 – Surfaces d'abrasion au Nord de Möwe-Bay. a) Surface d'érosion de faible relief, résultant de l'abrasion des granites, b) Surface plane de granite abrasé (photographie et interprétation).

L'origine morphologique de ces surfaces est difficile à attribuer à un processus d'érosion précis (éolien, marin, etc.). Les figures d'érosion éoliennes typiquement observées en environnement désertique sur des granites ne sont cependant pas semblables à celles observées ici. Le même type de figure d'érosion que celles de la figure I.4.20a, observé dans le désert égyptien sur des granites (Fig. I.4.21), a été interprété par Breed *et al.* (1997) comme résultant d'une histoire antérieure à l'érosion éolienne. Nous pouvons alors nous interroger sur une éventuelle origine marine de ces surfaces. Aucun indice de dépôt marin n'y a cependant été relevé, mais leur morphologie pourrait correspondre aux rampes d'abrasion, couramment observées en domaine de plate-forme littorale. Ces rampes d'abrasion sont généralement caractérisées par des pentes moyennes de 1°, subissant l'action des vagues sur une distance comprise entre 500 et 1000 mètres (Summerfield, 1991). Ces caractéristiques sont compatibles avec les surfaces observées.



Figure I.4.21 – Erosion sur des granites du désert égyptien. La morphologie des granites est antérieure à l'érosion éolienne (Breed *et al.*, 1997).

Si ces surfaces sont d'origines marines, une datation est indispensable pour déterminer si elles ont subi une surrection depuis leur formation. En effet, les plus hauts niveaux marins enregistrés depuis le Crétacé sont situés à environ 250 mètres au dessus du niveau actuel (Haq *et al.*, 1987). Seule la comparaison de l'altitude actuelle de ces surfaces, avec le niveau marin eustatique estimé lors du dépôt, pourrait permettre de trancher sur un éventuel déplacement vertical.

4.5 Autres indices de déformation relevés

4.5.1 Incision de canyons

Comme cela a été souligné dans le chapitre 1, toute la partie Sud de l'Afrique a connu des périodes d'incision très importante. Celles-ci semblent refléter des épisodes de soulèvement majeur du continent africain. Le canyon de Sesriem, près de Sossusvlei (Fig. I.4.2, cadre 3) dans le désert du Namib constitue un exemple de ce type d'incision.

C'est un canyon qui a été créé par la rivière éphémère Tsauchab s'écoulant vers Sossusvlei. Il s'est creusé sur 30 mètres de profondeur et un kilomètre de long (Fig. I.4.22), dans des sédiments conglomératiques d'origine fluviale. Ces épais sédiments sont âgés de 15 à 18 Ma, c'est-à-dire contemporains de la période de soulèvement continental Miocène. Ils témoignent d'un climat plus humide qu'actuellement et qui a permis l'érosion et le transport important des roches soulevées à cette époque. L'incision plus récente de ces conglomérats pourrait correspondre au deuxième épisode de soulèvement daté du Pliocène.



Figure I.4.22 – Canyon de Sesriem creusé sur 30 mètres de hauteur dans des sédiments fluviaux d'âge Miocène.

Nous pouvons nous demander alors pourquoi deux épisodes de surrection continentale auraient eu des effets différents sur la préservation des sédiments; avec d'abord une préservation des conglomérats au Miocène, puis une incision au Pliocène. Il est à noter qu'à la transition Miocène inférieur et moyen (Burdigalien-Langhien), est associé un haut niveau marin eustatique, pouvant avoir facilité la préservation des sédiments fluviaux continentaux à cette époque. L'incision quant à elle peut correspondre à une baisse du niveau de base ultérieure (au Tortonien ou au Quaternaire par exemple). Les variations eustatiques peuvent donc également être à l'origine du dépôt et de l'incision observés dans ce canyon.

4.5.2 Lineaments visibles sur images Landsat

Les lineaments visibles sur des photographies aériennes ou des images satellitaires peuvent être de bons indicateurs d'une activité tectonique récente, dont l'érosion n'a pas encore effacé les traces. De nombreux lineaments sont visibles sur les images satellitaires Landsat de la marge namibienne. Certains de ces lineaments sont localisés au niveau de failles pré-rift ou de l'époque du rifting. D'autres semblent résulter d'une activité tectonique récente.

La figure I.4.23 est une image satellitaire d'une zone située sur la Skeleton Coast au Nord de Mōwe Bay. Sur cette image, des lineaments d'orientation NNW-SSE sont nettement identifiables. Ils séparent des zones sableuses constituées d'alluvions fluviales au Sud-Ouest, du socle Précambrien au Nord-Est. La limite entre les cônes alluviaux récents et le socle est rectiligne et laisse penser que ces lineaments correspondent à des failles ayant joué récemment. Sur le terrain, ils se présentent sous la forme d'escarpements bien marqués dans le paysage sur plusieurs kilomètres de long (Fig. I.4.24). Au pied de ces escarpements, les dépôts récents sont fins, sableux en surface, et nous pouvons penser que l'action du vent a certainement eu un rôle important sur la géométrie de surface des cônes alluviaux visibles sur la figure I.4.23, en favorisant le plaquage des sédiments le long de l'escarpement. Ces lineaments sont situés à l'emplacement d'anciennes failles répertoriées sur la carte géologique simplifiée de la Namibie, publiée par le « Geological Survey of Namibia ». Ils rendent donc compte d'une activité tectonique ancienne, ayant pu entraîner des variations latérales de lithologie et de rhéologie en surface, de part et d'autre des failles. Les variations d'érosion liées à ces dernières pourraient alors expliquer la présence actuelle de l'escarpement, avec des altitudes plus élevées correspondant aux roches plus résistantes. Mais il est également possible que ces failles aient joué plus récemment, entraînant l'apparition d'un escarpement plus récent.

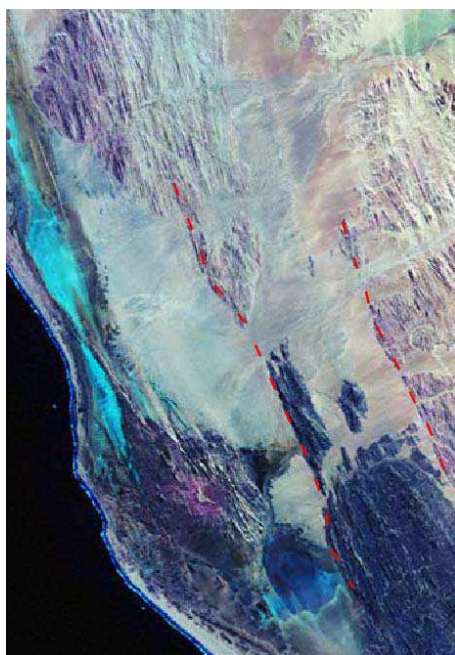


Figure I.4.23 – Linéaments orientés NNW-SSE, visibles sur images Landsat, au Nord de Mōwe Bay sur la Skeleton Coast. Ils correspondent à d'anciennes failles de socle, possiblement réactivées.



Figure I.4.24 – Sur le terrain, les linéaments s'expriment par des escarpements rectilignes sur plusieurs kilomètres de long

Sur la figure I.4.25, un autre linéament orienté NNW-SSE est visible. Il se situe en bordure du désert du Namib, près de Sossusvlei. Ce linéament de 35 km de long correspond à un escarpement géomorphologique, qui s'exprime dans des sédiments récents d'âge Cénozoïque (Plio-Pléistocène) (White *et al.*, 2001) et porte le nom de faille d'Hebron-Kuiseb (Andreoli *et al.*, 1996; Partridge & Maud, 2000b; White *et al.*, 2001). Aucun plan de faille n'a été identifié sur le terrain (White *et al.*, 2001), et ne permet donc de déduire le sens de mouvement de la faille. D'après White *et al.* (2001) et compte tenu de la géomorphologie observée, cette faille pourrait être aussi bien une faille normale de pendage SW, qu'une faille inverse de pendage NE.

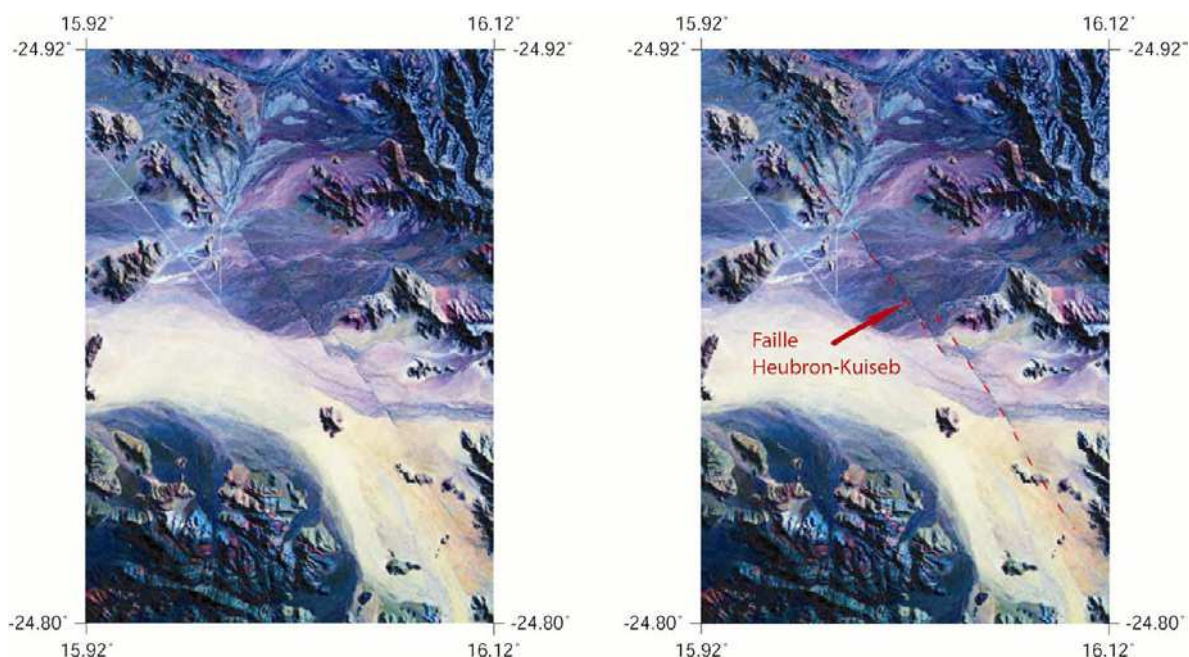


Figure I.4.25 - La faille d'Hebron-Kuiseb dans le désert du Namib, d'orientation NW-SE et recoupant des sédiments cénozoïques (Image Landsat, non interprétée et interprétée).

Ces indices supplémentaires sont donc en faveur d'une déformation récente de la marge de Namibie. Les dépôts conglomératiques en masse du canyon de Sesriem sont en faveur d'une surrection Miocène de la marge, tout comme l'incision de ces dépôts peut refléter la surrection Pliocène décrite dans la littérature. Les linéaments visibles sur les images Landsat correspondent à des failles actives récemment (faille d'Heubron-Kuiseb) ou ayant peut-être été réactivées depuis le breakup (Skeleton Coast), mais dont le régime de déformation n'est pas identifiable.

4.6 Conclusion

Au cours de cette mission de terrain, nous avons mis en évidence quelques indices d'activité tectonique récente sur la marge namibienne, qui permettrait d'expliquer les nombreux séismes recensés au cours des dernières dizaines d'années sur la marge (voir chapitre 3). La faille d'Hebron-Kuiseb est par exemple indiscutablement la preuve d'une déformation tectonique Plio-Pléistocène dans le désert du Namib. De même les blocs faillés et basculés du canyon de l'Uniab, et les grabens de Windhoek sont révélateurs d'une déformation tectonique Tertiaire sur la marge. Cette activité tectonique est cependant peu exprimée et difficile à voir sur le terrain. Les études menées dans le bassin d'Etosha et sur les basaltes d'Etendeka, nous permettent de supposer que la déformation est caractérisée par une flexure à grande échelle. Celle-ci pourrait résulter d'un léger flambage de la lithosphère, mais de plus grande longueur d'onde que celle généralement observée dans les modèles de flambage. Le flambage induirait des mouvements verticaux significatifs mis en évidence par la surrection d'anciennes plages. Des déformations en compression/extension de la lithosphère peu visibles localement, pourraient alors correspondre au stade de déformation cassante précurseur, nécessaire aux instabilités de flambage (Gerbault, 1999), ou à une déformation induite aux charnières ou aux points d'inflexion des plis. Il serait alors intéressant de poursuivre cette étude préliminaire afin de vérifier cette hypothèse de flambage.

La détermination du soulèvement d'anciennes terrasses marines (datation et altimétrie) en divers endroits de la marge permettrait par exemple d'évaluer si le soulèvement est homogène sur une même longitude ou s'il varie (et dans ce dernier cas, avec quelle longueur d'onde). Une telle étude permettrait de mieux contraindre les mécanismes à l'origine des déformations. Il faut noter cependant que de tels travaux nécessiteraient un accès à l'ensemble de la côte, or certaines zones très riches en terrasses marines se situent actuellement dans des zones diamantifères à accès très restreint.

PARTIE II

***MECANISMES A L'ORIGINE DES
DEFORMATIONS POST-RIFT***

Introduction

Dans la première partie, nous avons mis en évidence des déformations post-rifting sur les marges passives péri-atlantiques. Ces déformations se caractérisent par une surrection et par un raccourcissement horizontal formant des structures plissées à plus ou moins grande longueur d'onde, et faillées (failles inverses et décro-chevauchantes), souvent liées à la réactivation de structures pré-existantes.

Dans cette seconde partie, nous étudions les mécanismes et paramètres pouvant entraîner ces déformations post-rift et/ou influencer leur style.

Les différents mécanismes envisagés dans la littérature sont d'abord exposés dans le premier chapitre. Nous testons ensuite, à partir de modèles analogiques et numériques, les effets de certains d'entre eux sur la déformation des marges. Le chapitre 2 est ainsi constitué d'un article publié dans *Geophysical Journal International*, consacré à l'influence des contrastes rhéologiques entre lithosphères océanique et continentale, sur la déformation des marges soumises à un raccourcissement horizontal (modélisation analogique). L'impact de la structure thermique initiale d'une marge sur le soulèvement post-rifting, est ensuite étudié à l'aide de la modélisation numérique dans le chapitre 3 (article en préparation). La modélisation nous permet aussi de contraindre le rôle des contrastes rhéologiques intra-continentaux sur la déformation des marges soumises à un raccourcissement (chapitre 4). Enfin, nous discutons dans un dernier chapitre, des résultats obtenus à l'aide des différents modèles, et les argumentons à partir d'observations de systèmes naturels.

Chapitre 1

Mécanismes de déformation envisagés dans la littérature

Après avoir montré dans la première partie, que les marges passives élevées subissent des déformations post-breakup, caractérisées par de la surrection et des épisodes de raccourcissement, nous recherchons quelle peut être l'origine de ces déformations. Dans la littérature, ces déformations récentes ont été attribuées à des mécanismes variés, induisant des typologies (style et durée) de déformation différentes. Ce chapitre en est une synthèse, réalisée à partir d'études régionales publiées. Les modes de déformation envisagés sont divers et parfois spécifiques à une région donnée, cependant, les mécanismes ont pu être regroupés en cinq catégories représentatives de la plupart des marges: la surrection résultant du rifting, la flexuration de la lithosphère suite à l'érosion post-rift des marges, les facteurs climatiques, tectoniques et thermiques.

1.1 Facteurs résultant du rifting

Lors du rifting conduisant à la formation des marges passives, un soulèvement des flancs du rift a lieu, formant les épaules, caractérisées par des crêtes qui dominent le fossé central et par des flancs qui s'abaissent progressivement vers l'extérieur du rift. Ce soulèvement peut être créé de différentes manières: par effet thermique ou flexuration de la lithosphère (Fig. II.1.1).

1.1.1 Facteurs thermiques

Pendant le rifting, la structure thermique de la lithosphère est modifiée par l'extension et par la remontée de matériel asthénosphérique chaud dans la zone étirée. L'évolution thermique de la lithosphère est alors caractérisée par des flux de chaleur verticaux mais également horizontaux. Une partie de la chaleur est en effet conduite latéralement depuis les zones étirées chaudes, vers les zones plus froides situées à l'extérieur de la zone de rift, par conduction thermique (Cochran, 1983). Ces échanges latéraux ont pour effet d'augmenter la subsidence thermique dans le bassin, et de provoquer, par expansion thermique, une surrection des bordures du rift pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres (McKenzie, 1978; Cochran, 1983) (Fig. II.1.1).

De plus, un phénomène de convection à petite échelle, peut se mettre en place dans le manteau, sous les marges, et préférentiellement en bordure des cratons (Buck, 1986). Ce phénomène naît à partir des variations d'épaisseur de la lithosphère, et notamment des variations brutales de

profondeur de la base de la lithosphère dans les zones étirées. Les forts contrastes de températures et donc de densité, entre l'asthénosphère froide d'un côté, et chaude de l'autre, provoquent alors le phénomène convectif (Fig. II.1.1). Par expansion thermique, un uplift peut alors être créé sur la marge. Ce scénario a été envisagé par exemple pour le bouclier calédonien-baltique, sur la marge nord-ouest européenne (Stuevold & Eldholm, 1996).

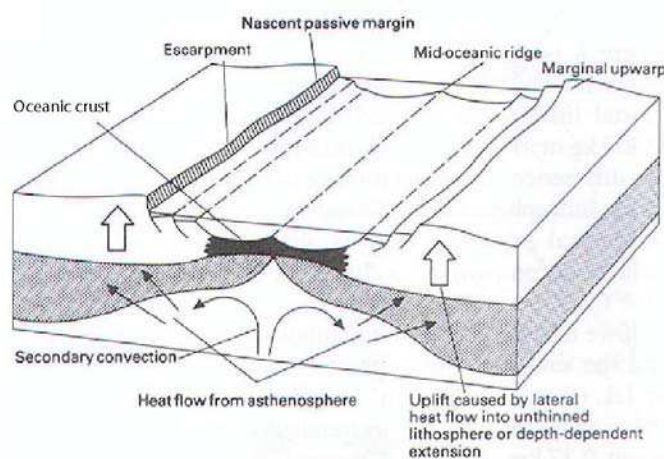


Figure II.1.1 – Représentation schématique de la surrection des épaules de rift d'une marge passive naissante, par flux thermique latéraux et convection de l'asthénosphère (Summerfield, 1991).

Les effets thermiques du rifting peuvent donc former un relief de plusieurs centaines de mètres sur les marges passives (Cochran, 1983; Buck, 1986), caractérisé par un bombement de grande longueur d'onde. Cependant, ces mécanismes sont transitoires, ils prennent naissance dans une phase de déséquilibre du système thermique, entre la situation thermique du rifting et la situation thermique de la marge passive rééquilibrée. Les anomalies thermiques créées lors du rifting vont en effet disparaître progressivement de la lithosphère après le rifting. Les effets thermiques ne suffisent donc pas à expliquer les hautes topographies des marges anciennes, âgées de plus de 100 Ma (Van Balen *et al.*, 1995; Beaumont *et al.*, 2000).

1.1.2 Flexuration suite à la décharge mécanique et sédimentaire pendant le rifting

En plus des effets thermiques, le rifting peut avoir des effets mécaniques et dynamiques sur les marges passives.

Lors de l'extension de la lithosphère, la décharge mécanique de la lithosphère (résultant de l'amincissement et des mouvements le long des failles) et la décharge sédimentaire (érosion), entraînent la surrection des flancs de rift (Weissel & Karner, 1989; Beaumont *et al.*, 2000). Le réajustement isostatique régional successif à la décharge provoque le soulèvement des flancs du rift par flexuration de grande longueur d'onde de la lithosphère. Les flancs de rift acquièrent alors une topographie de l'ordre de celle observée actuellement sur les marges passives, et dans les zones de rifts continentaux (Weissel & Karner, 1989) (de plusieurs centaines jusqu'à 2-3 milliers de mètres estimés par les modèles de Weissel & Karner, 1989). Les différentes études montrent que ce phénomène n'est possible que si la lithosphère possède une rigidité flexurale forte, bien qu'elle soit étirée (Weissel & Karner, 1989; Beaumont *et al.*, 2000). La topographie créée peut alors persister plus de 50 Ma après le rifting (Weissel & Karner, 1989).

La longévité de cet uplift, créé par flexuration lors du rifting, est encore discutée. Son amplitude peut en effet décroître avec le temps du fait des variations de charge sédimentaire du rift (érosion des épaules et remplissage de la zone centrale du rift) (Gilchrist & Summerfield, 1994). Cependant, pour certains auteurs, l'uplift créé par flexuration est considéré comme "permanent", car il est entretenu par l'érosion des épaules de rift et par le réajustement isostatique induit (Tucker & Slingerland, 1994; Van Balen *et al.*, 1995; Beaumont *et al.*, 2000) (voir paragraphe suivant).

1.1.3 Asymétrie de topographie résultant d'un rifting asymétrique

Outre le modèle de rifting symétrique de type McKenzie, présenté dans la problématique de cette thèse, il existe d'autres modèles de rifting, asymétriques cette fois, pour lesquels la déformation de la lithosphère est induite par cisaillement simple. C'est le cas du modèle de Wernicke (1985), pour lequel l'extension dans la croûte supérieure se traduit par la formation de failles listriques qui se connectent au niveau de la transition fragile ductile à une grande faille ductile (faille de détachement) et qui recoupe toute la lithosphère jusqu'à l'asthénosphère (Fig. II.1.2).

Dans ce type de rifting, l'amincissement majeur de la lithosphère, et donc la remontée de l'asthénosphère chaude, n'ont pas lieu à l'aplomb de la zone d'amincissement crustal maximum, mais sous un des deux épaulements de rift (Fig. II.1.2). Ce dernier subira donc préférentiellement, par rapport à l'autre bordure du rift (et de la future marge passive), les effets de surrection thermique de la lithosphère (voir paragraphe 1.1.1), entraînant une asymétrie de topographie de part et d'autre de la zone de rift.

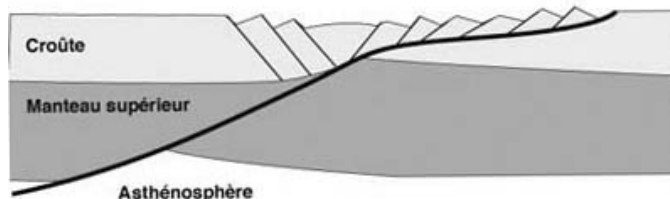


Figure II.1.2 - Représentation schématique du modèle de rifting asymétrique de Wernicke (1985), avec une faille de détachement affectant l'ensemble de la lithosphère.

Ce mécanisme permettrait d'expliquer les différences d'altitudes observées sur les marges passives conjuguées de l'océan Atlantique central et sud. La marge passive de l'Est de l'Amérique du Nord, est par exemple plus élevée que sa marge passive conjuguée du Nord-Ouest de l'Afrique (avec une altitude moyenne proche de 400 mètres contre 250 mètres). De même, la marge passive ouest de l'Afrique du Sud est plus élevée que sa marge conjuguée d'Argentine (altitude moyenne de 950 mètres contre 200 mètres). Un mécanisme de rifting asymétrique peut alors être envisagé pour expliquer en partie ces différences; avec un pendage de la faille de détachement vers l'Ouest pour l'Atlantique central, et un pendage vers l'Est pour l'Atlantique Sud.

1.2 Erosion des épaules de rift et flexuration isostatique successive de la lithosphère

De nombreux auteurs expliquent la persistance à long terme de topographies élevées sur les marges passives, par une réponse isostatique à la dénudation post-rifting des flancs de rift. Dans cette hypothèse, la variation de charge, induite par l'érosion d'un escarpement de rift initial, entraîne

une réponse isostatique de la lithosphère sous la forme d'un bombement flexural dans les zones d'érosion (Gilchrist & Summerfield, 1990) (Fig. II.1.3).

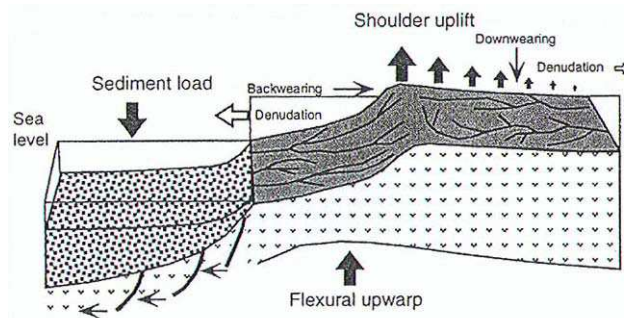


Figure II.1.3 – Modèle conceptuel de la surrection des épaules de rift par flexure de la lithosphère suite à une dénudation de la marge passive (Gunnell & Fleitout, 2000).

Divers modèles numériques ont montré que ce mécanisme de flexuration rend possible la présence de forts reliefs sur les marges matures (> 60-100 Ma) (Gilchrist & Summerfield, 1990; Gilchrist & Summerfield, 1994; Tucker & Slingerland, 1994; Van Balen *et al.*, 1995; Gunnell, 1998; van der Beek *et al.*, 2002). D'après ces modèles, le rebond isostatique induit par flexuration, indépendamment des processus de rifting, permet d'obtenir des surrections continentales de l'ordre de 300 à 800 mètres et des taux d'uplift jusqu'à 30 m/Ma (Gilchrist & Summerfield, 1990; Van Balen *et al.*, 1995; Gunnell, 1998).

Ce mécanisme a été envisagé pour diverses marges présentant une topographie élevée, comme celles du Brésil (Gallagher *et al.*, 1995), du Sud-Ouest africain (Gilchrist & Summerfield, 1990; Gilchrist *et al.*, 1994; Gilchrist & Summerfield, 1994; van der Beek *et al.*, 2002), de l'Est de l'Amérique du Nord (Spotila *et al.*, 2004) ou encore de l'Inde (Gunnell & Fleitout, 2000; Gunnell *et al.*, 2003) et de l'Australie (Bishop & Goldrick, 2000; Persano *et al.*, 2002). Selon la morphologie de chacune et les données de dénudation (traces de fission, isotopes cosmogéniques), différents modèles d'érosion des épaules de rift ont été envisagés.

Le premier modèle d'érosion proposé est le modèle de retrait parallèle progressif de l'escarpement (Gilchrist & Summerfield, 1990; Gilchrist *et al.*, 1994; Tucker & Slingerland, 1994; Gallagher *et al.*, 1995; Beaumont *et al.*, 2000;). Dans ce modèle, l'escarpement observé actuellement sur de nombreuses marges, à plus de 100 km de la côte, correspond à l'escarpement principal du rift, qui a migré progressivement vers l'intérieur des terres sous l'effet de l'érosion (Figs. II.1.4 et II.1.5). La perte de masse lors de l'érosion produit un uplift isostatique concentré le long de la marge et qui se propage par flexure vers l'intérieur du continent (Fig. II.1.4). D'après les modèles de Tucker et Slingerland (1994), le retrait d'un escarpement de rift est possible si (1) une incision se propage en amont dans le socle, (2) la production sédimentaire sur la marge est faible, (3) le continent est initialement très élevé et (4) la lithosphère subit un uplift isostatique flexural.

Pour certaines marges telles que la marge sud-ouest africaine (Cockburn *et al.*, 2000; van der Beek *et al.*, 2002), ce modèle de retrait d'escarpement est incompatible avec les données de dénudation déduites des analyses de traces de fission (dénudation faible en aval de l'escarpement actuel). D'autres modèles d'érosion, ont donc été proposés, pour expliquer la présence d'un grand escarpement. Dans ces modèles, l'escarpement initial est érodé, et un second est créé au niveau d'une limite de partage des eaux située dans l'intérieur du continent (Beaumont *et al.*, 2000; Cockburn *et al.*, 2000; Persano *et al.*, 2002; van der Beek *et al.*, 2002). Ce second escarpement peut ensuite subir un retrait progressif conduisant aux mêmes effets de flexure que ceux observés dans le premier modèle.

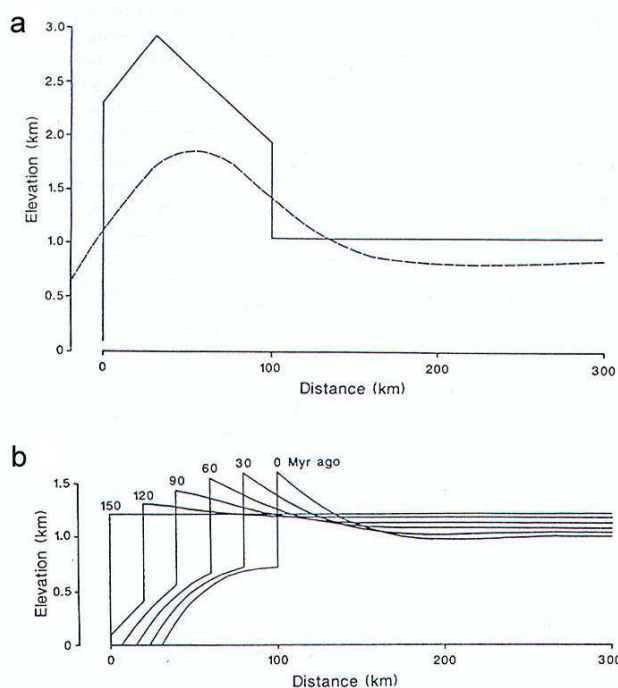


Figure II.1.4 – a) Dénudation totale appliquée (trait plein) et surrection totale induite par flexure (pointillé) calculées à l'aide d'un modèle numérique de dénudation sur une marge passive. b) Evolution des profils topographiques calculés au cours du temps (en Ma) par ce modèle (Gilchrist & Summerfield, 1990).

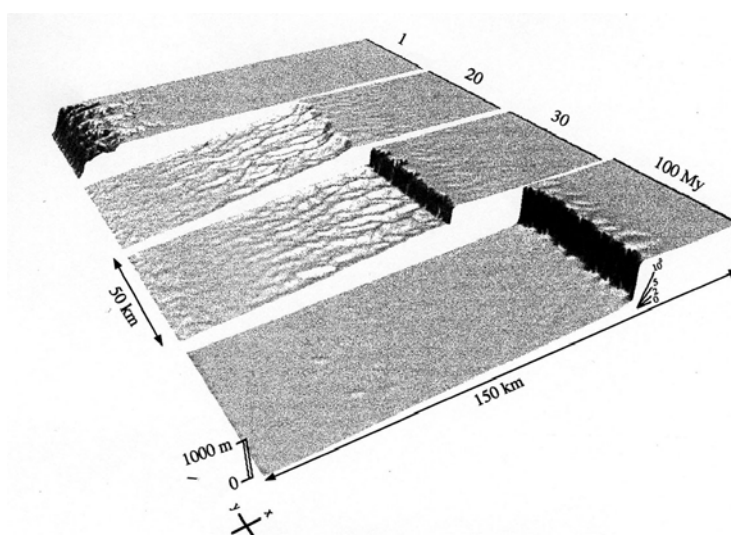


Figure II.1.5 – Exemple de dénudation d'une marge passive et de la surrection induite, par retrait progressif de l'escarpement marginal, obtenu à l'aide d'un modèle numérique d'érosion (Gilchrist et al., 1994).

Pour de nombreux auteurs, la présence d'un escarpement majeur sur les marges élevées semble donc être en faveur d'une surrection par flexuration, induite par l'érosion des épaulements de rift. Ce mécanisme de flexuration de la lithosphère serait applicable à toutes les marges passives ayant initialement un relief élevé (Gilchrist & Summerfield, 1990; Tucker & Slingerland, 1994;

Gallagher *et al.*, 1995), et situées préférentiellement dans des zones arides (permettant un maintien de l'escarpement, grâce à de faibles taux de production sédimentaires) (Tucker & Slingerland, 1994). Cette dernière condition est cependant discutable pour certaines marges présentant un escarpement, comme la marge indienne qui est un des lieux les plus humides de la planète.

Sur les marges, l'érosion des épaulements de rift s'effectue naturellement après le breakup mais peut aussi être fortement accentuée par d'autres phénomènes (climatiques ou géodynamiques). Pour certains auteurs, ce mécanisme de flexuration par érosion n'est possible que s'il est combiné à d'autres facteurs tels que l'influence thermique des points-chauds et l'effet de contraintes tectoniques (Gallagher & Brown, 1997; Gunnell *et al.*, 2003; Mosar, 2003). Il pourrait ainsi agir sur le relief des marges, en amplifiant une surrection induite par d'autres phénomènes.

1.3 Facteurs climatiques

Le climat a un rôle déterminant sur l'évolution du relief d'une marge passive, en agissant sur les processus d'altération physique et chimique responsables de l'érosion des roches. Ainsi, selon la zone climatique, l'érosion des marges est différente, et les changements de climat au cours des temps géologiques ont pu avoir une influence sur la dénudation, et la topographie résultante. Un autre effet du climat sur le relief des marges passives, est celui du rebond glaciaire associé aux déglaciations.

1.3.1 Effet des variations climatiques sur l'érosion

La position d'une marge dans telle ou telle zone climatique peut être un facteur déterminant sur sa dénudation, et donc sur son altitude. En effet, l'érosion provoque des mouvements verticaux isostatiques, et une surrection par flexuration de la lithosphère (voir § 1.2). Les climats arides favorisent la préservation des reliefs élevés sur les marges pour deux raisons: (1) une faible érosion, et (2) sous ce type de climat, la flexuration de la lithosphère suite à l'érosion, et la préservation d'un escarpement semblent les plus efficaces (Tucker & Slingerland, 1994) (voir § 1.2). Les climats plus humides ont une plus grande influence sur la quantité de dénudation et sur les mouvements verticaux relatifs à l'isostasie, en raison d'un important flux d'eau. Cependant, ce ne sont peut-être pas les climats les plus favorables à une préservation des reliefs.

A. Position des marges élevées dans les zones climatiques actuelles

Actuellement, les marges passives présentant une altitude élevée sont situées dans des zones climatiques variées (Fig. II.1.6).

Seules les marges sud-ouest africaines sont situées en climat aride. De nombreuses marges se trouvent en zone tempérée (Nord-Ouest de l'Europe, Nord-Est des Etats-Unis et Canada), ou en zones tropicales (Brésil, Sud-Est de l'Australie, Sud-Ouest de l'Inde). Le Groenland qui présente un relief élevé (après soustraction de l'épaisseur des glaces) se situe quant à lui en climat froid. De plus certaines marges de faible altitude sont situées en climat aride (Nord-Ouest de l'Afrique). La position actuelle dans une zone climatique donnée ne semble donc pas être un facteur déterminant pour expliquer le relief élevé des marges passives.

Une tendance similaire est observée avec les données actuelles de précipitations, qui sont très variables selon les marges (Fig. II.1.7).

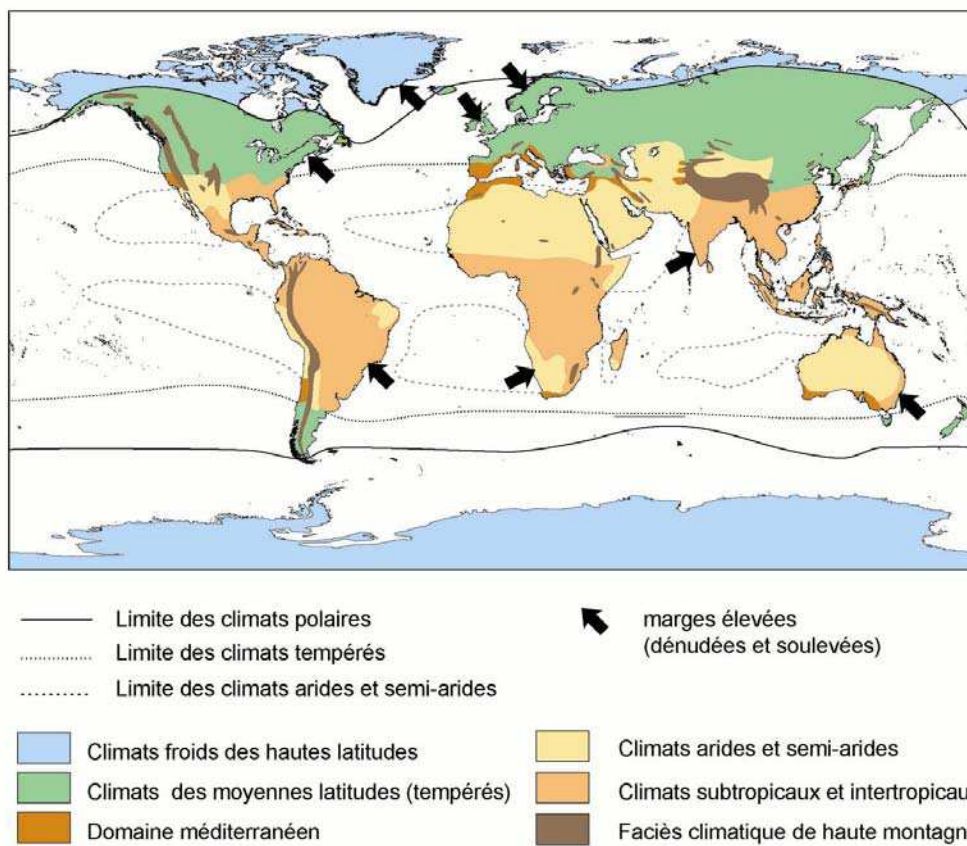


Figure II.1.6 – Zones climatiques actuelles de la Terre, comparées à la position des marges passives soulevées (carte climatique d'après Godard et Tabeaud, 1998).

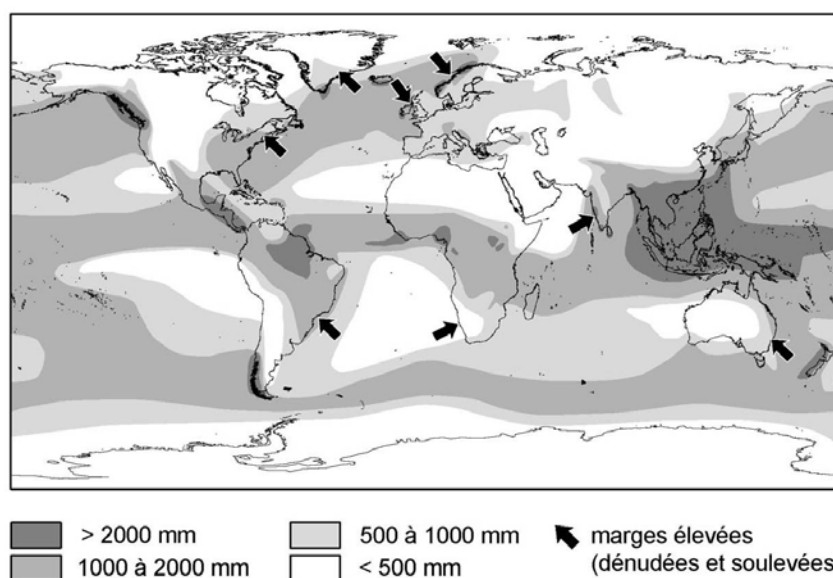


Figure II.1.7 – Taux moyens actuels de précipitations en mm (Godard et Tabeaud, 1998).

B. Variations climatiques au cours des temps géologiques

Le climat des marges passives a évolué au cours des temps géologiques en fonction des variations paléoclimatiques et paléogéographiques. La Terre a en effet subi une chute globale des températures moyennes ces cinquante derniers Ma, entraînant des modifications des zones climatiques sur le globe terrestre. A ces variations de climat s'ajoute la migration géographique des continents depuis la dislocation du Gondwana. Pour la plupart des marges, celle-ci s'est effectuée parallèlement à la zonation climatique. En conséquence et malgré l'évolution du climat, les marges passives ont évolué depuis le Crétacé dans des zones climatiques assez semblables. Celles-ci ont pu être reconstituées de manière approximative dans le cadre du "Paleomap project" (Scotese, site internet: www.scotese.com) (Fig. II.1.8 : exemple du climat au Crétacé inférieur).

Depuis le breakup, les marges de l'océan Atlantique Nord ont par exemple évolué en climat plutôt tempéré (de tempéré chaud au Crétacé à tempéré actuellement), tandis que les marges de l'océan Atlantique Sud ont évolué en climat aride à tropical (Fig. II.1.6 et II.1.8).

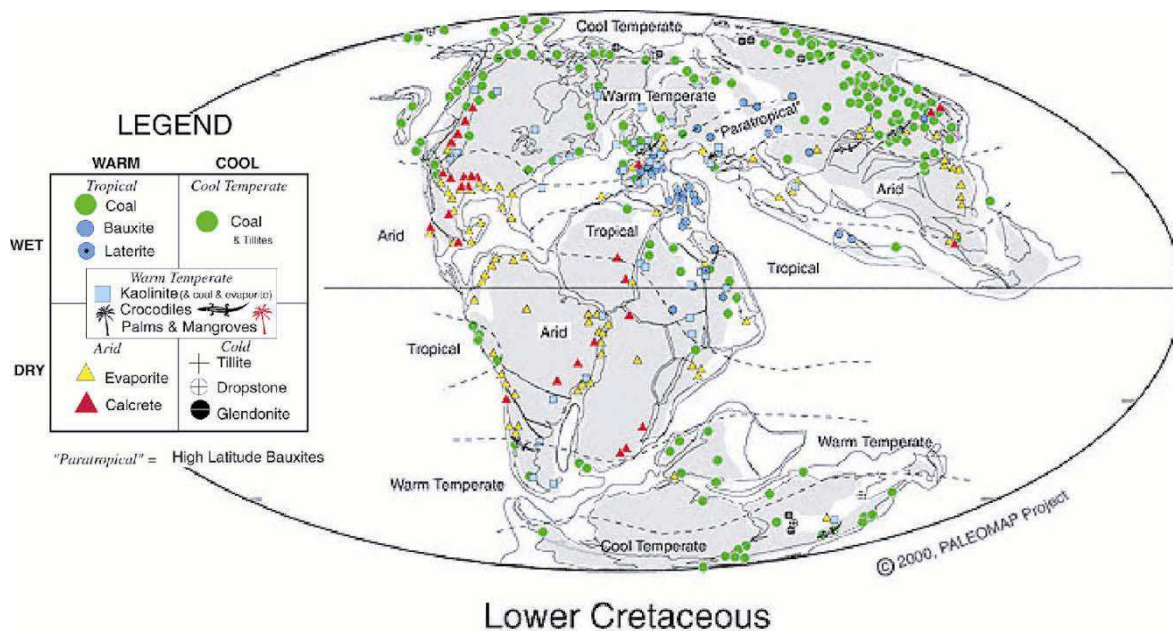


Figure II.1.8 – Reconstitution des paléo-climats au Crétacé inférieur (Scotese, PALEOMAP Project, site internet: www.scotese.com).

Le facteur climatique ne semble donc pas être un critère déterminant de l'altitude moyenne des marges passives. Cependant, le refroidissement des 50 derniers Ma a pu avoir une influence sur l'augmentation de la dénudation globale au Cénozoïque (Molnar & England, 1990; Whipple *et al.*, 1999), sur les variations du niveau marin (qui elles mêmes influencent l'érosion) et sur la hausse de sédimentation dans les bassins (Davies *et al.*, 1977). Les variations climatiques récentes sont ainsi, pour certains auteurs, à l'origine de la dénudation et de l'incision sur les marges. Cette hypothèse a été suggérée par exemple pour le Sud-Ouest africain qui a connu une hausse de pluviosité au Pliocène supérieur (Van der Wateren & Dunai, 2001), pour le Nord-Ouest de l'Europe (Japsen & Chalmers, 2000), ainsi que pour l'Est du Canada (Peulvast *et al.*, 1996).

1.3.2 Rebond isostatique glaciaire

Les variations climatiques au Plio-Pléistocènes ont eu une grande influence sur la surrection de certaines marges passives, soumises à de la décharge glaciaire. En effet, lorsque une surcharge glaciaire est appliquée sur la lithosphère, celle-ci fléchit afin de conserver l'équilibre isostatique. Lors de cet équilibrage, des contraintes élastiques s'accumulent dans la lithosphère en fonction de la dimension de la calotte, de sa vitesse de formation, et des caractéristiques de la lithosphère et de l'asthénosphère. Une déglaciation rapide entraîne un rapide rebond de la lithosphère par isostasie (Fig. II.1.9) auquel s'ajoute le relâchement des contraintes accumulées par flexure.

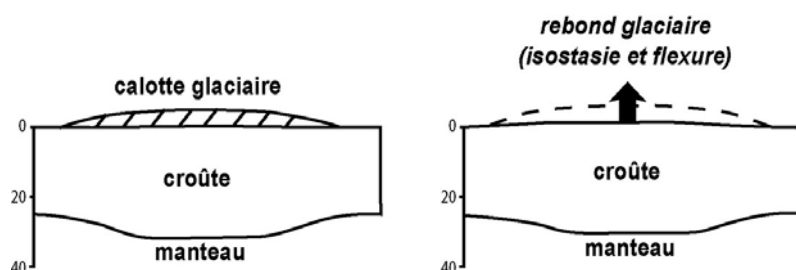


Figure II.1.9 – Représentation schématique du rebond isostatique et flexural suite à une décharge glaciaire.

Le bouclier scandinave est un des meilleurs exemples de ce mécanisme. Lors de la dernière glaciation, cette région s'est affaissée pendant plusieurs dizaines de milliers d'années, sous la surcharge d'un inlandsis de plusieurs kilomètres d'épaisseur, jusqu'à atteindre l'équilibre isostatique. La fonte rapide des glaces, au cours des derniers 10000 ans, a entraîné une remontée de la lithosphère. Le nouvel équilibre isostatique n'est toujours pas atteint aujourd'hui. Ce mécanisme serait en grande partie responsable de l'uplift pléistocène identifié sur les marges nord-ouest européennes (Jordt *et al.*, 1995; Stuevold & Eldholm, 1996; Japsen & Chalmers, 2000; Mosar, 2003; Marotta & Sabadini, 2004), et de 80 % de l'uplift actuel mesuré en Scandinavie (Fjeldskaar *et al.*, 2000).

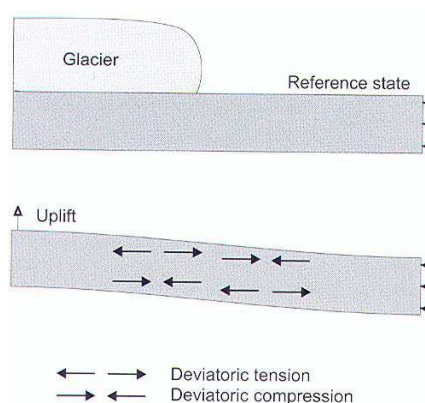


Figure II.1.10 – Modèle d'estimation des contraintes associées au rebond post-glaciaire dans la lithosphère. Ce modèle prévoit des contraintes de quelques dizaines de MPa pour une charge glaciaire de 2 km. En surface, des contraintes compressives sont attendues aux bordures de la calotte, et des contraintes extensives sous la calotte (Stein *et al.*, 1989b).

Lors de la déglaciation, en plus de mouvements isostatiques, des variations de contraintes peuvent être générées dans la croûte supérieure, du fait de la flexuration, et notamment aux environs des bordures de la calotte glaciaire (Fig. II.1.10). En Norvège, certaines contraintes compressives observées de nos jours, pourraient résulter de ce phénomène (Fejerskov & Lindholm, 2000)

1.4 Facteurs tectoniques

Dans de nombreuses plaques tectoniques, la contrainte maximale observée est sub-parallèle (moins de 10° d'écart) à la direction de mouvement absolu des plaques (Zoback *et al.*, 1989). Ceci est notamment valable pour les marges passives de l'océan Atlantique. Cette observation suggère que les forces qui déplacent les plaques déterminent également, en grande partie, la distribution des contraintes intraplaques sur les marges (Zoback *et al.*, 1989). Parmi ces forces, le ridge-push, les contraintes résultant des réarrangements de plaques tectoniques et de la tectonique régionale influencent fortement la compression et le soulèvement des marges.

1.4.1 Ridge-push

Une des principales forces qui déterminent le mouvement des plaques tectoniques, est le ridge-push, force horizontale, perpendiculaire à l'axe de la dorsale (Artyushkov, 1973) (Fig. II.1.11a).

Cette force a généralement été attribuée au refroidissement et à l'épaississement de la lithosphère océanique, avec l'âge et l'éloignement de la dorsale médio-océanique. Elle résulte du gradient de pression horizontal créé par le refroidissement, la contraction et les variations latérales de densité de la lithosphère avec l'âge (Wilson, 1993). Dahlen a estimé que le ridge-push est nul à la crête de la dorsale (Dahlen, 1981), et qu'il se met en place progressivement avec l'éloignement à la dorsale et le refroidissement de la lithosphère océanique. La force serait alors efficace dans le plancher océanique à partir de 20-30 Ma, âge pour lequel la lithosphère s'est suffisamment contractée (Mosar *et al.*, 2002), et jusqu'à 90 Ma, lorsque la lithosphère ne se refroidit plus significativement (Wilson, 1993). Une autre alternative proposée par Bott, est que cette force résulterait d'un effet de gravité de la partie mantellique remontant sous la ride (Bott, 1991). Le ridge-push agirait alors en bordure de la lithosphère océanique, au niveau de la transition océan/continent. Cette seconde hypothèse est discutable, étant donné que si une force peut être créée à la ride par effet de gravité du manteau, alors les variations latérales de densité induites par le refroidissement de la lithosphère, doivent également provoquer la naissance de forces dans le plancher océanique (et non uniquement à son extrémité).

Pour ces deux explications, nous pouvons toutefois penser que des variations du taux d'accrétion et donc de production de lithosphère océanique au niveau de la dorsale, peuvent avoir un effet sur la force de ridge-push.

Les contraintes induites par le ridge-push sont tenues en partie responsables des structures compressives, de l'uplift et de la dénudation de nombreuses marges.

Dans le Nord-Ouest de l'Europe, les champs de contraintes compressives, actuels et anciens, sont de direction NW à NNW et sont en accord avec les prédictions des modèles de ridge-push (Cloetingh *et al.*, 1990; Doré & Lundin, 1996; Fejerskov & Lindholm, 2000; Fejerskov *et al.*, 2000; Mosar *et al.*, 2002) (Fig. II.1.11b). Pour certains auteurs, la cause de l'inversion post-breakup des marges nord-ouest européennes est donc en grande partie liée au ridge-push (Doré & Lundin, 1996; Boldreel & Andersen, 1998; Cloetingh *et al.*, 1999; Fejerskov & Lindholm, 2000; Fjeldskaar *et al.*, 2000; Pascal *et al.*, 2003). Pour d'autres auteurs, ce mécanisme serait moins efficace que d'autres pour former des structures compressives (Vagnes *et al.*, 1998; Lundin & Dore, 2002; Mosar *et al.*, 2002), la limitation suggérée étant le trop jeune âge de la lithosphère océanique dans l'Atlantique

Nord. Cette limitation semble remise en cause par Dahlen (1981), qui estime que la force de ridge-push est maximale pour une lithosphère de 60 Ma.

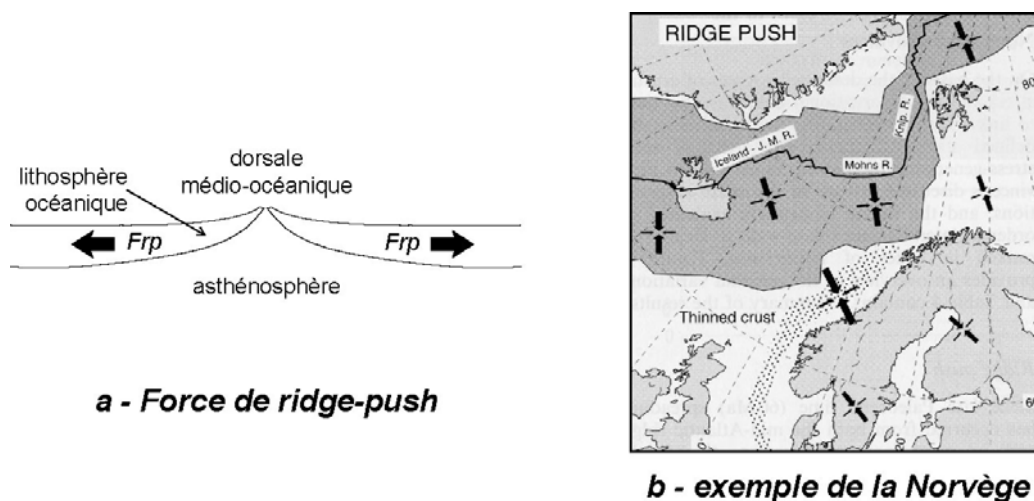


Figure II.1.11 – Action du ridge-push sur la compression des marges passives. a) les forces de ridge-push, perpendiculaires à la dorsale, sont créées par le refroidissement, la contraction et la subsidence de la lithosphère océanique. b) Orientation des contraintes compressives résultant du ridge-push sur la marge nord-ouest européenne (Fejerskov & Lindholm, 2000).

En Afrique, Zoback (1992) a montré que les séismes et d'autres indicateurs de contraintes situés loin du rift Est-africain, sont généralement en faveur d'une compression Est-Ouest de la plaque. Cette orientation de contraintes est dans la direction des forces de ridge-push en provenance des rides N/S de l'océan Atlantique Sud, et de l'océan indien (Zoback, 1992; Andreoli *et al.*, 1996). Le ridge-push a donc là encore été suggéré comme initiateur des déformations post-breakup de la marge sud-ouest africaine (Ransome & de Wit, 1992; Hudec & Jackson, 2002). Une implication de ce mécanisme, dans les déformations les plus récentes (Néogène) de cette marge, voudrait dire alors que la force de ridge-push est également exercée lorsque la lithosphère océanique est âgée de plus de 90 Ma (lorsque elle ne se refroidit pas significativement). L'action prolongée du ridge-push sur ces marges pourrait alors être expliquée par la transmission des forces de ridge-push dans la lithosphère, depuis les zones plus jeunes vers les zones refroidies.

En Inde et en Australie, une partie du relief des marges peut également être expliquée par le ridge-push (Hill *et al.*, 1995; Gunnell *et al.*, 2003).

1.4.2 Réorganisation des plaques tectoniques

Différents exemples de réarrangements de plaques tectoniques ont pu induire des contraintes compressives au niveau des marges. Les réarrangements de plaques liés à la disparition ou à l'apparition de rides océaniques, se répercutent sur la direction d'accrétion et sur le volume de matière océanique créée, et donc sur les forces de ridge-push. Ce type de réorganisation peut aussi être en relation avec des modifications plus globales des plaques (Cloetingh & Wortel, 1985). Il peut induire des forces tectoniques capables de produire un flambage de la lithosphère à grande échelle, comme celui qui a pu être observé dans la lithosphère océanique au Sud-Ouest de l'Inde (Stein *et al.*, 1989a).

Dans l'océan Atlantique Nord, un premier exemple de l'influence des réorganisations de plaques est illustré sur les marges de l'Est du Canada. Sur ces marges, les contraintes compressives et la surrection post-rift mesurée, résulteraient de l'ouverture de la mer du Labrador dès le Crétacé inférieur (Faure *et al.*, 1996; Peulvast *et al.*, 1996) (Fig. II.1.12).

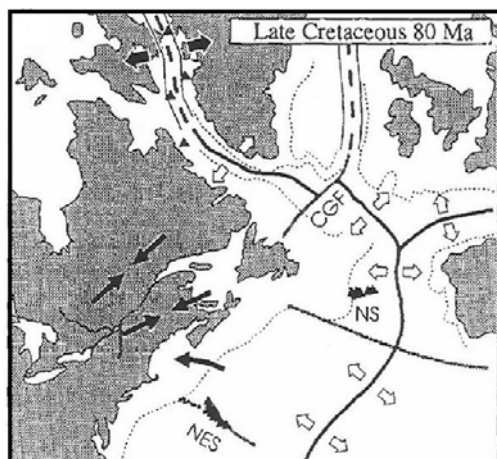


Figure II.1.12 – L'ouverture de la Mer du Labrador au Crétacé supérieur et ses conséquences sur les contraintes compressives dans l'Est du Canada (Faure *et al.*, 1996).

Aussi, plusieurs réorganisations ont eu lieu au niveau de la dorsale nord-atlantique au cours du Néogène. Elles peuvent être mises en relation avec des épisodes d'inversion et d'uplift. Des phases d'uplift et de réactivation en mer du Nord, au large des îles britanniques et en Norvège sont ainsi associées à l'abandon de la ride Ægir et à la création plus au Nord d'une nouvelle dorsale (ride Kolbeinsey), lors de la séparation du Groenland et du Svalbard (Faleide *et al.*, 1993; Jordt *et al.*, 1995; Gabrielsen *et al.*, 1997; Bjornseth *et al.*, 1997; Mosar *et al.*, 2002). Cet événement coïncide avec l'arrêt de l'accrétion dans la mer du Labrador à la transition Eocène-Oligocène. Au Pliocène (2,5 Ma), une importante réorganisation des directions et taux d'accrétion a également eu lieu le long de la dorsale, en raison de mouvements tectoniques dans l'Ouest de l'Atlantique-Nord (Cloetingh *et al.*, 1990).

Sur les marges de l'Atlantique Sud, un changement de géométrie des dorsales est aussi suggéré comme responsable des déformations post-breakup. En Namibie et en Angola, les modifications de la géométrie d'accrétion des dorsales sud-atlantiques, et ouest-indiennes pourraient ainsi être à l'origine de la réactivation de failles préexistantes et de la dénudation (Gallagher & Brown, 1997; Hudec & Jackson, 2002; Raab *et al.*, 2002). Sur la marge brésilienne, les effets des réorganisations de dorsales sont moins discutés dans la littérature. Les périodes de réorganisations des plaques, et de taux accrus de divergence aux dorsales, concordent cependant avec les phases de déformation de la marge (Lima, 1999).

1.4.3 Influence de la tectonique régionale

Comme nous l'avons vu précédemment, la tectonique régionale interagit sur les marges par l'intermédiaire des réorganisations de plaques. Mais la tectonique régionale, résultant des mouvements et de l'interaction des plaques tectoniques à la surface du globe, peut aussi avoir un effet plus direct sur les contraintes existant sur les marges. Ainsi, en fonction de la rigidité flexurale et de la rhéologie de la lithosphère, des contraintes intraplaques compressives (provenant d'une orogène par exemple) peuvent avoir une influence sur de très longues distances. Elles peuvent alors

être à l'origine d'instabilité de type flambage (Cloetingh *et al.*, 1990; Martinod & Davy, 1992; Cloetingh *et al.*, 1999). Dans la lithosphère, le flambage est caractérisé par une amplitude kilométrique et une longueur d'onde de quelques dizaines à centaines de kilomètres (Cloetingh *et al.*, 1990; Cloetingh *et al.*, 1999). Selon Cloetingh, le plissement de la lithosphère résultant peut perdurer plus de 20 Ma, indépendamment de la présence d'hétérogénéités (failles ou zones de faiblesse pré-existantes) (Cloetingh *et al.*, 1999). Ce mécanisme de déformation a été envisagé pour de nombreuses marges passives pouvant subir l'influence d'une tectonique régionale.

Sur les marges du Nord-Ouest de l'Europe, des modèles numériques ont montré qu'une flexure à grande échelle est compatible avec la compression actuelle (van Wees & Cloetingh, 1996). De plus, les orientations des contraintes actuelles et anciennes dans le Nord-Ouest de l'Europe, sont en accord avec la direction de la convergence Afrique/Europe (orogénèse alpine) (Cloetingh *et al.*, 1990). La transmission des contraintes de la compression Afrique/Europe au travers de la plaque européenne a donc été proposée par de nombreux auteurs, comme moteur de l'inversion sur les marges européennes (Roberts, 1989; Jordt *et al.*, 1995; Doré & Lundin, 1996; Boldreel & Andersen, 1998; Vagnes *et al.*, 1998; Brekke, 2000; Japsen & Chalmers, 2000; Mosar *et al.*, 2002; Bott & Bott, 2004).

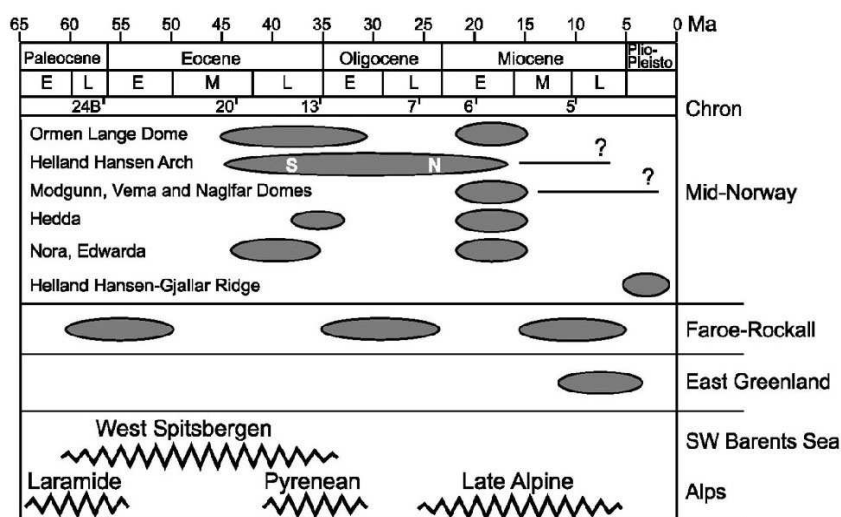


Figure II.1.13 – Diagramme illustrant la chronologie de formation des structures compressives sur la marge norvégienne (d'après Price *et al.*, 1997) et du bassin de Faroe-Rockall (d'après Boldreel & Anderson, 1998), comparée à celle des principaux événements tectoniques régionaux (Lundin & Doré, 2002; modifié).

Il existe en effet une assez bonne concordance entre les âges des phases compressives et les événements alpins et/ou pyrénéens dans les bassins du Sud de la mer du Nord (Nalpas, 1996), mais également dans les bassins de Norvège et de Faroe-Rockall (Doré & Lundin, 1996; Lundin & Dore, 2002) (Fig. II.1.13). Nous constatons toutefois un décalage dans le temps entre les phases compressives de ces derniers bassins (retard dans le bassin de Faroe-Rockall par rapport aux bassins de Norvège). Ce décalage est inexplicable mais pourrait provenir de la difficulté d'établir une chronologie très précise des événements compressifs dans les bassins.

De la même manière, certains auteurs pensent que la compression et la sismicité observées sur la marge ouest-africaine, pourraient provenir de la propagation vers le Sud du rift Est-africain au Néogène (Andreoli *et al.*, 1996). Les études de terrain, effectuées en Namibie, sur les sédiments tertiaires du bassin d'Etosha et sur les basaltes d'Etendeka, sont compatibles avec cette hypothèse de flambage (voir partie I, chapitre 4). La propagation du rift Est-africain vers le Sud, a en effet pu induire des contraintes compressives Est-Ouest, de part et d'autre du rift, provoquant un flambage

de la lithosphère sur les marges ouest-africaines. Le ridge-push de l'océan Atlantique a pu également amplifier ce phénomène.

Sur la marge sud-est brésilienne, la tectonique régionale semble avoir également une grande influence sur les phases d'inversion (Lima, 1999; Cobbold *et al.*, 2001). Les âges des trois phases majeures coïncident en effet avec trois phases d'activité orogénique plus intense des Andes (phases Péruvienne, Incaïque et Quechuane) (Cobbold *et al.*, 2001). Au cours de ces phases, la convergence des plaques au niveau des Andes était plus rapide, et les contraintes ont pu se propager sur de longues distances dans le continent. De plus, la cinématique de la déformation compressive brésilienne est cohérente avec les changements de direction de la convergence Andine au Cénozoïque (Cobbold *et al.*, 2001). Les inversions et la sismicité de la marge pourraient alors résulter du flambage de la lithosphère du fait de la compression andine et du ridge-push (Lima, 1999). Elles seraient favorisées par la présence d'intrusions magmatiques sur la marge (Fig. II.1.14).

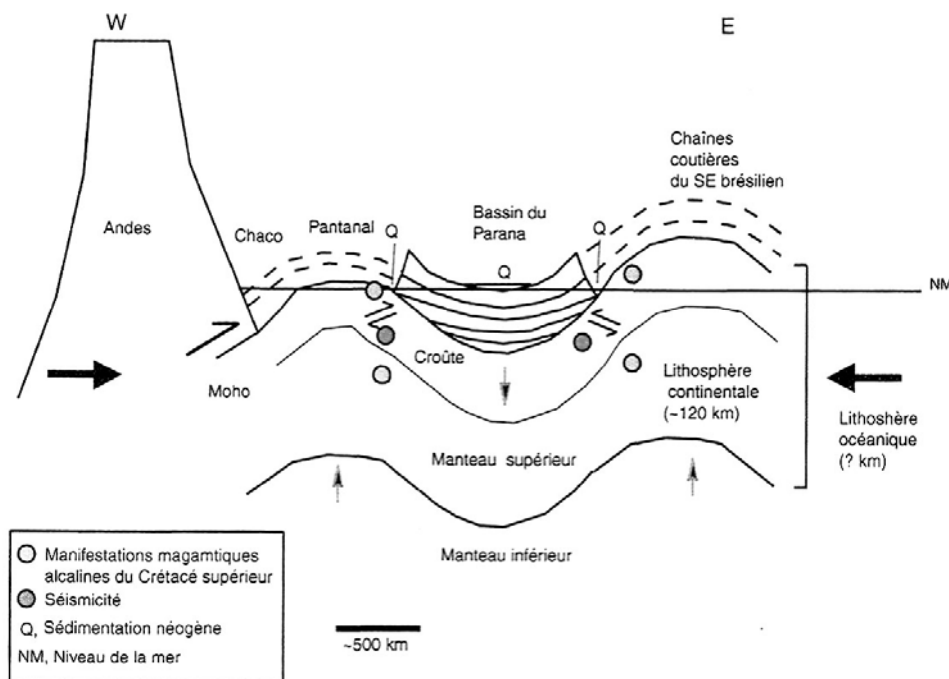


Figure II.1.14 – Modèle de déformation lithosphérique par flambage de la plaque sud-américaine, le long d'un profil schématique entre les Andes centrales et l'océan Atlantique (Lima, 1999).

La tectonique régionale est aussi envisagée pour permettre l'inversion de structures sur les marges australienne et indienne (Hill *et al.*, 1995; Gunnell, 1998).

La déformation induite par tous ces facteurs tectoniques (excepté le flambage de la lithosphère) est une déformation localisée, qui s'exprime par la formation ou la réactivation de failles et par des plissements de courte longueur d'onde.

1.5 Influence des points-chauds

Il est frappant de constater que la plupart des marges en surrection et en réactivation, sont des marges qui ont été associées à des points chauds lors du breakup et/ou plus récemment. L'apport de matériel chaud et de rhéologie différente dans la lithosphère semble favoriser d'une part la

surrection du fait de l'hétérogénéité de moindre densité créée (déformation de grande longueur d'onde), et d'autre part la réactivation de structures par introduction de contrastes rhéologiques (déformation de courte longueur d'onde).

1.5.1 Marges volcaniques

Les marges passives, formées en association avec un volcanisme abondant, représentent plus de 50 % des marges passives mondiales et sont qualifiées de marges volcaniques (Skogseid, 2001) (Fig. II.1.15).

Des épisodes de magmatisme en masse ont ainsi été reliés au breakup continental pour (1) la province volcanique Nord-Atlantique (NW Europe et NE Groenland), (2) les Trapps du Deccan en Inde et (3) les basaltes de Paraná-Etendeka au Brésil et en Namibie (Coffin & Eldholm, 1992).

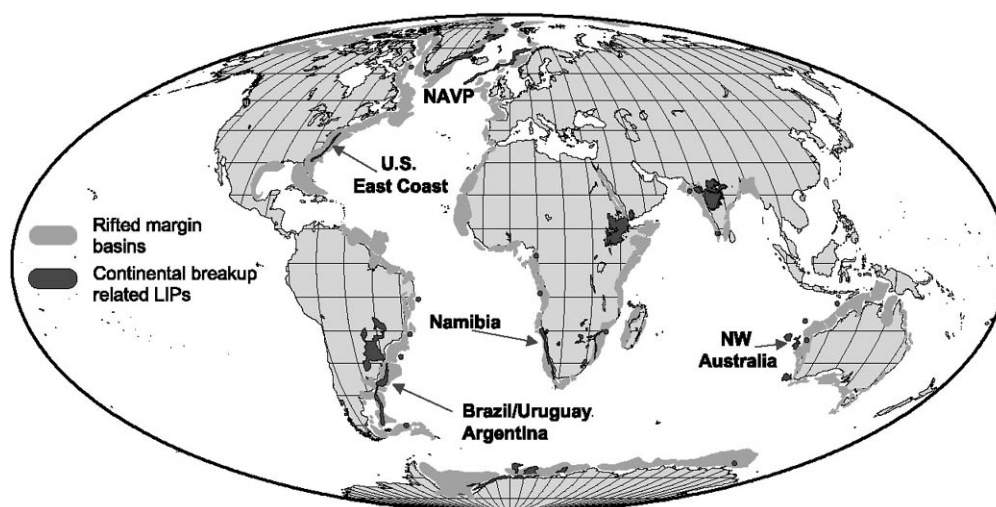


Figure II.1.15 – Distribution mondiale des marges passives (en gris) et des grandes provinces volcaniques (LIP, en noir), caractérisant les marges volcaniques. Province volcanique Nord Atlantique (NAPV) (Skogseid, 2001).

A. Les principales marges volcaniques

La province volcanique de l'Atlantique Nord comprend le Nord de la mer du Labrador, les bassins de Groenland, de Grande-Bretagne et de Norvège ainsi que le pourtour de l'Islande (White & McKenzie, 1989). Le breakup a eu lieu dans ces différentes zones au Tertiaire inférieur avec les ouvertures océaniques entre l'Amérique du Nord et le Groenland, et le Groenland et l'Europe. Dans cette zone, le rifting s'est effectué au dessus d'une anomalie thermique liée au panache mantellique actuellement situé sous l'Islande, provoquant une activité volcanique importante sur les marges. Le volcanisme s'étend en effet sur près de 100 km de large sur la marge Est du groenland, sur le plateau de Faroe-Rockall et la marge de Norvège (White & McKenzie, 1989).

Dans l'Atlantique-Sud, deux grands panaches mantelliques situés actuellement près des îles de Tristan da Cunha et de Sainte Hélène (Fig. II.1.16), ont joué un rôle majeur dans les stades initiaux du rift au Crétacé inférieur. Ces deux points chauds ont formé des épanchements volcaniques offshore (caractérisés par les "Seaward Deeping Reflectors") et onshore, dont les plus volumineux sont ceux du panache Tristan da Cunha au Brésil et en Namibie (Paraná-Etendeka) (White & McKenzie, 1989; Hawkesworth *et al.*, 1992; Wilson, 1992; Gladzenko *et al.*, 1997; Bauer *et al.*,

2000). Par la suite, avec l'ouverture de l'océan, se sont formées des traînées d'îles volcaniques et de monts sous-marins, sur les planchers océaniques des plaques sud-américaines et africaines (ex: plateau du Rio Grande et ride de Walvis) (Wilson, 1992).

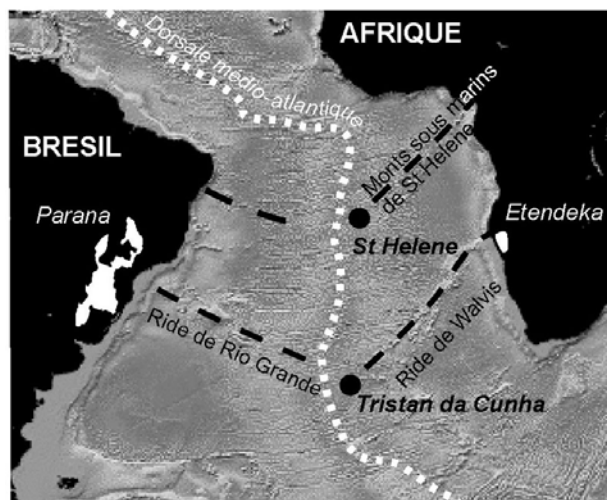


Figure II.1.16 – Principales activités volcaniques de l'océan Atlantique Sud, caractérisées par les panaches mantelliques actuels de St Hélène et de Tristan da Cunha. Ces panaches sont à l'origine des épanchements de laves de Paraná-Etendeka datant du breakup, et de la formation d'îles volcaniques et de reliefs sous-marins.

Enfin, dans l'Ouest de l'Inde, les Traps du Deccan correspondent à une des régions d'épanchements basaltiques les plus connues au monde. Ce volcanisme a eu lieu lorsque le bloc continental des Seychelles s'est séparé de l'Inde à la limite Crétacé-Tertiaire (White & McKenzie, 1989). Le panache mantellique de la Réunion était à cette époque situé sous cette région.

B. Les effets du volcanisme sur la déformation des marges

L'activité volcanique lors du breakup des marges passives, modifie fortement la structure de ces dernières (Fig. II.1.17). Elle a un impact important sur la structure thermique des marges. Ainsi, sur la plupart des marges volcaniques, les épaisseurs de croûte océanique créée dans les premiers stades du rifting, indiquent des anomalies thermiques de l'ordre de 100 à 250°C dans l'asthénosphère (Skogseid, 2001). Ces anomalies thermiques provoquent des déplacements verticaux synrift, par effet isostatique. On note ainsi sur de nombreuses marges volcaniques un uplift relatif synrift. Celui-ci est principalement caractérisé par une subsidence moins importante des bassins, en comparaison avec l'évolution classique de la subsidence post-rift, observée sur les autres marges passives (White & McKenzie, 1989; Eldholm *et al.*, 2000).

L'apport de matériel chaud et peu dense à la base de la croûte peut aussi induire un uplift de la marge par réajustement isostatique. Cet apport est appelé sous-plaquage magmatique crustal, ou "underplating" et est caractérisé par des vitesses d'ondes sismiques élevées (Fig. II.1.17). Une création permanente de croûte par épisodes magmatiques successifs permet d'atteindre une épaisseur d'underplating typique de 3 à 5 km, et peut résulter en un soulèvement (ou une diminution de la subsidence) de 0,8 à 1,5 km (Skogseid, 2001). Ce soulèvement peut perdurer après le breakup, si un apport de matériel magmatique est fréquent. Ce mode de surrection a été souvent envisagé pour la marge nord-Ouest Européenne (Japsen & Chalmers, 2000) ainsi que pour l'Inde.

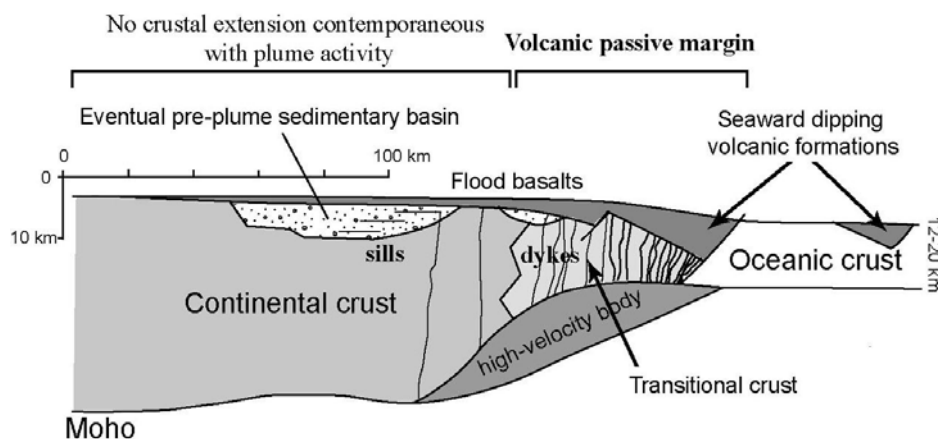


Figure II.1.17 – Coupe schématique et interprétative de la partie crustale d'une marge passive volcanique (Geoffroy, 2001; modifié).

L'intrusion de magma sous la croûte peut également favoriser l'inversion de structures de rift (Skogseid, 2001). Les corps sous-plaqués peuvent constituer des discontinuités rhéologiques et donc des contrastes de résistance dans la lithosphère. Cette hypothèse a été proposée pour la Norvège où une déformation en blocs rigides favoriserait la réactivation et l'apparition de dômes compressifs (Mjelde *et al.*, 2003)

Pour les marges de la province magmatique Nord-Atlantique, la mise en place du point-chaud islandais au Paléogène a probablement eu pour effet d'amplifier le rifting, en introduisant des contraintes supplémentaires dans la lithosphère, du fait de l'apport de matériel mantellique et de l'expansion thermique. En conséquence, les taux d'accrétion aux dorsales ont également dû être amplifiés lors de sa mise en place. La force de ridge-push agissant sur les marges peut être alors deux à trois fois plus importante (Bott, 1991). Les réorganisations de plaques au Cénozoïque, et des phases d'inversions sur les marges nord-ouest européennes pourraient ainsi résulter de l'emplacement de ce panache (Skogseid *et al.*, 1992; Japsen & Chalmers, 2000; Lundin & Dore, 2002; Mosar *et al.*, 2002).

En conclusion, l'anomalie thermique existant sur les marges volcaniques après le rifting, et les hétérogénéités de la lithosphère induites par le magmatisme, pourraient être en grande partie responsables de certaines phases d'uplift et de réactivation des marges passives volcaniques nord-ouest européennes (Stuevold & Eldholm, 1996) sud-ouest africaines (Hudec & Jackson, 2002), mais aussi probablement brésiliennes et indiennes. L'impact des anomalies thermiques n'est cependant pas permanent car elles disparaissent avec le temps par conduction thermique. Ainsi, sur les marges volcaniques âgées de plusieurs dizaines de Ma, les facteurs thermiques peuvent être envisagés pour les premières déformations. Le mécanisme de fragilisation de la lithosphère par incorporation d'hétérogénéités sera ensuite favorisé pour les phases de déformation les plus récentes.

1.5.2 Points-chauds

Après le breakup continental, des points-chauds tardifs sont aussi suggérés comme initiateurs des déformations observées. Leur mise en place sous un continent, peut entraîner une surrection de la marge par réaction isostatique à une anomalie thermique dans le manteau (Fig. II.1.18).

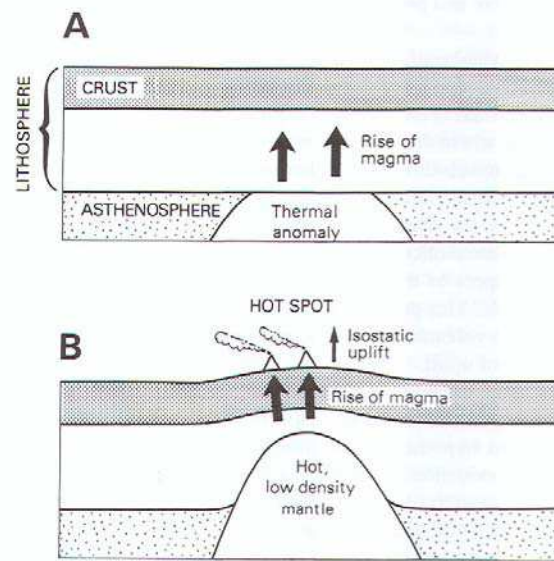


Figure II.1.18 – Surrection provoquée par la présence d'un point chaud dans la lithosphère. A) Anomalie thermique dans l'asthénosphère qui conduit à la formation d'un magma dans la lithosphère. B) Stade point chaud. Une surrection a lieu en réponse à la faible densité du manteau supérieur (Summerfield, 1991).

A. Marges africaines

Burke, en 1996 (Burke, 1996) a émis l'hypothèse, que le faible mouvement de la plaque africaine au cours du temps avait pu permettre à des panaches mantelliques d'intégrer avec la plaque depuis 30 Ma, et de produire une topographie par effet thermique. Dans le Sud de l'Afrique, la surrection et la réactivation ont, en effet, pu être corrélées avec une grande structure de faible vitesse dans le manteau inférieur pouvant correspondre à un point-chaud (Gurnis *et al.*, 2000; Hudec & Jackson, 2002). L'anomalie s'étend verticalement depuis la limite noyau/manteau jusqu'à environ 1500 mètres de cette surface, et horizontalement depuis l'océan Atlantique au Sud-Ouest de l'Afrique, à l'océan Indien, c'est à dire sur plus de 2000 km de long (Ritsema *et al.*, 1998; Gurnis *et al.*, 2000; Ni & Ritsema, 2002; Helmberger, 2003) (Fig. II.1.19). Elle correspond géographiquement à "l'african superswell" décrit par Nyblade et Robinson (Nyblade & Robinson, 1994). Ces derniers décrivaient alors une zone plus élevée d'environ 500 mètres et de flux thermique important, au SE de l'océan Atlantique et sur le plateau sud-africain. Cette structure du manteau inférieur a donc été envisagée comme un mécanisme de surrection du Sud de l'Afrique. Pour induire un uplift de 300 à 600 mètres, Gurnis *et al.* ont estimé qu'une faible densité de -0,2% par rapport au manteau alentour, et une faible viscosité de cette structure étaient suffisantes (Gurnis *et al.*, 2000).

Pour certains auteurs, l'anomalie de topographie du Sud de l'Afrique aurait bien une origine profonde dans le manteau, mais serait datée du Mésozoïque, ou du Paléozoïque (Doucoure & de Wit, 2003; Nyblade & Sleep, 2003). Dans cette hypothèse, l'uplift aurait été généré par le magmatisme des dislocations du Gondwana (Doucoure & de Wit, 2003), et maintenu par la persistance des panaches mantelliques sous la lithosphère (Nyblade & Sleep, 2003). Les indices de soulèvement dans le Sud de l'Afrique sont cependant plutôt en faveur d'une surrection récente (voir partie I, chapitre 1), permettant d'écarter cette dernière hypothèse.

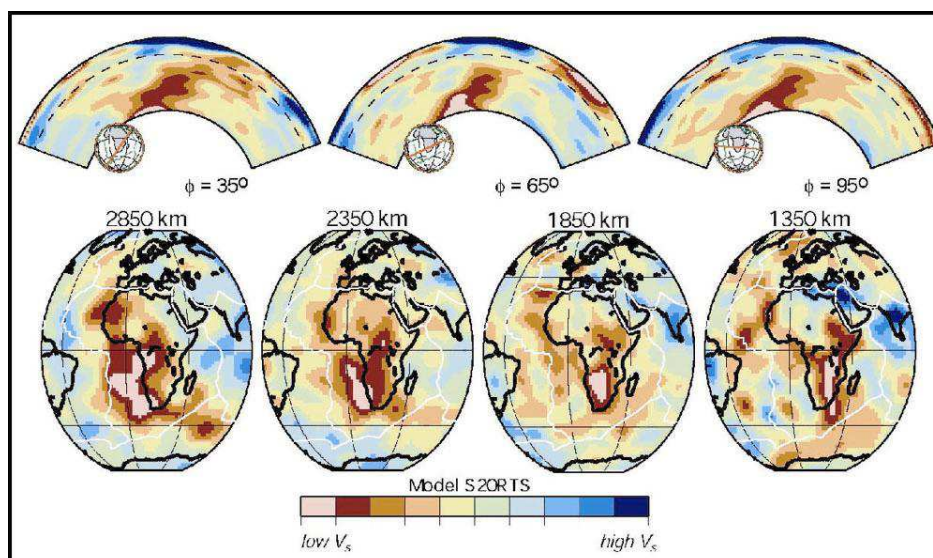


Figure II.1.19 – Coupes verticales et horizontales dans le modèle de tomographie sismique S20RTS, sur lesquelles les grandes vitesses et faibles vitesses sismiques sont indiquées respectivement en bleu et rouge. Ces coupes mettent en évidence une grande anomalie de faible vitesse sismique sous le Sud de l'Afrique, caractéristique d'un point chaud (Ritsema, 2002).

B. Marge brésilienne

Sur la marge brésilienne, les périodes d'uplift et de réactivation ont été corrélées avec des événements d'activité volcanique alcaline du Crétacé supérieur au Paléogène (Lima, 1999; Almeida *et al.*, 2000; Cobbold *et al.*, 2001). Les intrusions alcalines observées sur le terrain sont attribuées au point chaud de Trinidad. Elles forment des alignements le long de failles réactivées au Néocomien, et coïncident avec des zones de transfert (Cobbold *et al.*, 2001). Un volcanisme offshore Tertiaire lié au ramollissement thermique du point-chaud, a également été décelé. Ces données sont en faveur d'une réactivation ayant eu lieu dans une région ramollie thermiquement par le magmatisme du point-chaud (Cobbold *et al.*, 2001).

Les régions de haute topographie du SE du Brésil ont également été corrélées avec des anomalies de faible densité, suggérant là encore une composante thermique dans le manteau, associée à un autre point chaud (Van Decar *et al.*, 1995; Molina & Ussami, 1999).

C. Marge européenne

Des anomalies de faible densité sont identifiées sous la Norvège, la Suède, et les îles britanniques (Goes *et al.*, 2000; Mosar, 2003; Bott & Bott, 2004).

Sous les îles britanniques, une anomalie a été décelée par tomographie sismique dans le manteau supérieur, vers 200 km de profondeur (Goes *et al.*, 2000). Elle correspond à une région de manteau chaud qui pourrait être mise en cause dans la surrection et l'exhumation cénozoïque de la région. Un modèle numérique de la réactivation de failles pré-existantes, sous l'effet d'une telle anomalie affaiblissant la lithosphère, permet d'expliquer les 3000 mètres exhumés, et les séismes observés en Grande-Bretagne (Bott & Bott, 2004). Les mécanismes au foyer de ces séismes, indiquent un régime compressif NW-SE dominant, et une extension NE-SW (Bott & Bott, 2004). Ce régime compressif serait le moteur de la réactivation des failles, rendue possible grâce à l'affaiblissement induit par l'anomalie thermique.

En Scandinavie, un déficit de masse est observé sous le Moho ou à la base de la lithosphère (Mosar, 2003). Son origine est mal connue mais il pourrait là aussi être mis en cause dans la formation de relief. Sur cette marge, un processus de diapirisme asthénosphérique a été également envisagé par de nombreux auteurs (Japsen & Chalmers, 2000; Mosar, 2003) comme possible cause de déformation.

1.6 Autres mécanismes

D'autres mécanismes ont été envisagés dans la littérature comme possibles initiateurs de relief et/ou de contraintes compressives sur les marges.

Parmi eux, les contrastes locaux de charge sédimentaire, ont été proposés (Lima *et al.*, 1997; Fejerskov & Lindholm, 2000; Mosar *et al.*, 2002). Les sédiments présents sur les plates-formes sédimentaires peuvent en effet générer des contraintes flexurales, du fait des contrastes de volume et de densité (Lima *et al.*, 1997). Ces contraintes pourraient par exemple correspondre à certaines contraintes parallèles à la côte, mesurées au Sud-Est du Brésil (cf. partie I, chapitre 3) (Lima *et al.*, 1997), et à certaines contraintes sur la marge de Norvège (Fejerskov & Lindholm, 2000; Mosar *et al.*, 2002). Les directions des contraintes régionales peuvent être affectées par ces flexures locales et par des rotations de la contrainte maximale horizontale dans certaines zones (Lima *et al.*, 1997; Fejerskov & Lindholm, 2000).

Un dernier exemple de mécanisme de déformation envisagé, est celui de Doglioni *et al.* (2003). Il concerne uniquement les marges situées à l'Est des océans et notamment le Sud de l'Afrique. Leur hypothèse est partie du constat que la topographie des rides océaniques et des rifts montre une asymétrie distincte, avec des flancs en moyenne plus élevés de 100 à 300 mètres à l'Est. Les auteurs ont alors suggéré que la migration vers l'Est d'asthénosphère appauvrie et plus légère, générée sous la ride, était en cause dans cette dissymétrie. Un déficit de densité serait alors induit sous les flancs Est des rifts, contribuant à la surrection post-rift des marges (Doglioni *et al.*, 2003). Ce mécanisme n'est cependant pas valable pour les marges de l'Ouest de l'océan Atlantique (Brésil, Canada).

1.7 Conclusion

De nombreux mécanismes ont été proposés pour expliquer la récente déformation des marges passives. Certains mécanismes couramment suggérés sont valables pour toutes les marges péri-atlantiques. Il s'agit de (1) la création de relief lors du rifting, (2) la flexure lithosphérique induite par l'érosion des épaules de rift et (3) le ridge-push (associé à la réorganisation de plaques). Selon la marge, d'autres mécanismes entrent aussi en jeu tels que la tectonique régionale, les facteurs climatiques, les points-chauds et le fait que la marge soit volcanique ou non.

Tous ces mécanismes sont plus ou moins compatibles avec des déformations verticales, horizontales, ou les deux. Ainsi les facteurs climatiques, la flexure de la lithosphère suite à l'érosion, et les anomalies thermiques dues aux points-chauds, seraient plutôt à l'origine de la surrection des marges. Les contraintes régionales, la réorganisation de plaque, le ridge push permettraient quant à eux d'obtenir une compression horizontale des marges. Celle-ci permettrait la réactivation de structures pré-existantes et pourrait être favorisée par la présence d'hétérogénéités sur les marges volcaniques.

Il n'est pas exclu que des mécanismes entraînent les deux types de déformations (verticales et horizontales). La surrection seule peut en effet induire une réactivation de structures pré-existantes, et la compression a pour effet de créer des reliefs sur les marges par l'intermédiaire de plis et de chevauchements.

Chapitre 2

Influence de l'âge de la lithosphère océanique sur le mode de déformation des marges passives

2.1 Introduction

Ce chapitre est constitué d'un article publié dans *Geophysical Journal International* qui présente les résultats d'une série de modèles analogiques représentant des marges passives, soumises à un raccourcissement horizontal. Ces modèles testent ainsi l'impact des facteurs tectoniques (ridge-push, tectonique régionale compressive...) sur la réactivation des marges. Nous mettons plus précisément en évidence dans ces modèles, l'influence de l'âge de la lithosphère océanique, sur le style des déformations compressives observées.

2.2 Article

Résumé

Les marges "passives" se déforment peu, par définition, après la séparation continentale leur ayant donné naissance. Sur ces marges, le passage de la lithosphère continentale à la lithosphère océanique, n'est pas caractérisé par une sismicité importante (contrairement aux marges actives). Cependant, des déformations postérieures au break-up, ainsi qu'un soulèvement des marges, associé à ces déformations, ont été documentés sur de nombreuses marges, et notamment à proximité de la transition océan/continent. C'est le cas par exemple en Norvège, au Groenland, sur les marges ouest-africaines, sud-est américaines, et celles de l'Inde et de l'Australie. Pour expliquer ces déformations, plusieurs mécanismes ont été proposés : le ridge-push, la tectonique régionale, les points chauds, la flexure de la lithosphère résultant de l'érosion des marges, etc...

Pour tester l'impact de ces mécanismes, sur la localisation et le style de déformation de la marge, nous avons réalisé une série d'expériences analogiques, pour lesquelles nous avons soumis des modèles réduits dimensionnés de marges passives, à un raccourcissement horizontal. Nous avons, par ces expériences, essayé de déterminer le rôle de la rhéologie de la lithosphère, et en particulier de celle de l'océan (qui varie avec l'âge), sur la déformation des marges soumises à des contraintes compressives de type ridge-push ou tectonique régionale.

Les modèles réalisés sont constitués de couches de sable et de silicone, représentant les lithosphères océanique et continentale des marges passives. Ces couches reposent sur une asthénosphère modélisée par du miel, de faible viscosité, qui permet les réajustements isostatiques. Trois séries de modèles ont été réalisées avec des profils de résistance différents pour la lithosphère océanique, afin de simuler des lithosphères d'âges différents. Les lithosphères océaniques jeunes ont ainsi été modélisées avec des matériaux moins denses, et moins résistants, que ceux simulant les lithosphères plus anciennes. Dans chaque série de modèles, la rhéologie de la lithosphère continentale reste identique. Nous avons donc créé pour chaque série, des contrastes rhéologiques différents entre les lithosphères océaniques et continentales. Les modèles sont dimensionnés de telle sorte que la résistance des lithosphères océaniques jeunes est inférieure à celle de la lithosphère continentale. Inversement pour les lithosphères océaniques anciennes, la résistance globale est supérieure à celle de la lithosphère continentale. Une série de modèles intermédiaire est dimensionnée de telle sorte que les résistances des lithosphères soient à peu près équivalentes.

Lorsque les modèles sont soumis à un raccourcissement, imposé par l'avancée d'un piston à vitesse constante, la lithosphère continentale réagit différemment selon la densité et la résistance de la lithosphère océanique. Ainsi, quand la lithosphère océanique est plus résistante et plus lourde que la lithosphère continentale (marge vieille), les déformations qui ont lieu sont caractérisées par des vergences de structures vers l'océan (tendance vers la subduction). Quand la lithosphère océanique est moins résistante et plus légère (marge jeune) que la lithosphère continentale, les déformations sont caractérisées par des vergences de structures vers le continent (tendance vers l'obduction). Nous suggérons donc que le style de déformation obtenu lors des premiers stades de raccourcissement d'une marge passive dépend de l'âge de la lithosphère océanique. Nous estimons l'âge critique de la lithosphère océanique, pour lequel la tendance s'inverserait (passage d'une tendance obduction à une tendance subduction), à environ 15 Ma. Dans la nature, les ophiolites existantes et la vergence des déformations compressives sur les marges passives semblent se conformer à cette règle.

Incipient shortening of a passive margin: the mechanical roles of continental and oceanic lithospheres

Marie Leroy, Olivier Dauteuil and Peter R. Cobbold

Géosciences-Rennes (UMR 6118 du CNRS), Université de Rennes 1, 35042 RENNES Cedex, France. E-mail: marie.leroy@univ-rennes1.fr

Accepted 2004 June 16. Received 2004 April 6; in original form 2003 August 4

SUMMARY

By definition, passive margins deform little or no further after continental break-up. Nevertheless, post-break-up deformation and associated uplift have been documented along many margins (for example Norway, Greenland, West Africa, South America, India and Australia). We have conducted a series of analogue experiments in which we subjected scaled multilayered models of the lithosphere (made of sand and viscous layers) to horizontal shortening. A multilayered lithosphere rested on an asthenosphere of low viscosity that allowed isostatic adjustments. Models with various strength profiles represented oceanic lithospheres of different ages. The continental lithosphere reacted to an applied boundary velocity according to the strength and density of oceanic lithosphere. Where oceanic lithosphere was stronger and heavier than continental lithosphere it subducted; where oceanic crust was stronger and lighter than continental crust it obducted. On this basis we suggest that the style of incipient shortening of a passive margin depends on the age of oceanic lithosphere. Where the ocean is young we expect obduction; where it is old we expect incipient subduction. In nature, ophiolites and shortened passive margins appear to conform to this simple rule.

Key words: analogue modelling, incipient shortening, obduction, passive margin, post-break-up, strength profiles, subduction.

1 INTRODUCTION

By definition, a passive margin is tectonically stable. It forms as a result of continental break-up, after prolonged rifting. During a later tectonic cycle the margin may become involved in collision or subduction; but before that, the only admissible style of deformation is flexure, resulting from thermal contraction or sedimentary loading (McKenzie 1978; Steckler & Watts 1978; Lavier *et al.* 2000). In recent publications, however, some authors have described post-break-up deformation of passive margins and this has led them to question their stability.

The strongest evidence for post-break-up deformation of a margin is uplift (Bond 1978; Partridge & Maud 1987; Burke 1996; Stuevold & Eldholm 1996; Gunnell 1998; Gunnell & Fleitout 2000; Japsen & Chalmers 2000; Cobbold *et al.* 2001; Saenz *et al.* 2003). For the Fennoscandian landmass, Fjeldskaar *et al.* (2000) have inferred vertical displacement rates of about 1 cm yr^{-1} , from landscape development, seismic profiles and the sedimentary record. Amongst the mechanisms that may account for such uplift are glacial rebound, isostatic rebound of a rift shoulder, the rise of a mantle plume and Alpine compression (Stuevold & Eldholm 1996; Japsen & Chalmers 2000). Fission-track dating provides evidence for regional cooling, as a result of denudation. On the margins of southwest Africa (Brown *et al.* 2000; Raab *et al.* 2002) and southeast Brazil (Brown *et al.* 2000; Cobbold *et al.* 2001), patterns of apatite fission-track ages indicate

substantial amounts of post-rift exhumation, partly by reactivation of older structures.

The idea of a link between uplift and horizontal displacement is more controversial, although some evidence for this has come to light.

(1) On the European margin of the Norwegian–Greenland Sea (Vagnes *et al.* 1998; Japsen & Chalmers 2000) and off Great-Britain (Boldreel & Andersen 1998), evidence for post-break-up contractional deformation is widespread. Reverse faults and folds have formed during the mid-Cenozoic (Lundin & Dore 2002) and recently (Fjeldskaar *et al.* 2000).

(2) On the Atlantic margins of Brazil (Cobbold *et al.* 2001) and West Africa (Hudec & Jackson 2002), shortening and uplift of crystalline basement has also been reported.

(3) In eastern Australia (Bishop & Goldrick 2000) and the Western Ghats of India (Gunnell & Fleitout 2000), there is evidence for uplift and for contractional structures, including domes, folds, reactivated normal faults in the basement and reverse faults.

Various mechanisms have been invoked to explain post-break-up deformation:

(1) For the Atlantic margin of northwestern Europe, compressional deformation has been attributed to (a) changes in the configuration of seafloor spreading (Boldreel & Andersen 1998),

(b) ridge push, acting on pre-existing crustal weaknesses (Boldreel & Andersen 1998; Vagnes *et al.* 1998; Lundin & Dore 2002), (c) stress related to the Alpine orogeny (Boldreel & Andersen 1998; Vagnes *et al.* 1998; Japsen & Chalmers 2000) or (d) plume-enhanced ridge push (Lundin & Dore 2002).

(2) For West Africa, Hudec & Jackson (2002) have invoked ridge push, a change in plate motions and uplift resulting from the African superswell.

(3) For the Atlantic margin of Brazil, Cobbold *et al.* (2001) and Meisling *et al.* (2001) have appealed to compressive stress of Andean age and thermal weakening by various hotspots.

(4) For margins in India, Australia and other areas, a popular mechanism of uplift is lithospheric flexure, as a result of offshore sedimentation and erosional scarp retreat (Bishop & Goldrick 2000; Brown *et al.* 2000; Gunnell & Fleitout 2000).

In this paper we investigate post-break-up incipient shortening and thickening of passive margins, under the action of horizontal compression. One source of compression is ridge push. It results from the topographic effects of cooling and contraction of the oceanic lithosphere, away from an active spreading ridge (Wilson 1993). The time elapsed since development of the spreading ridge is critical in determining the magnitude of ridge push (Wilson 1993; Lundin & Dore 2002)—the older the oceanic lithosphere, the greater the ridge push.

Other factors that increase with age of oceanic lithosphere are its density and its resistance to deformation. Where oceanic lithosphere is old, it will be strong and heavy; where it is young, it will be weak and light. We therefore expect young and old lithosphere to react differently to horizontal stress.

We have checked some of the above predictions experimentally by constructing scaled multilayered models of the lithosphere (Davy & Cobbold 1988, 1991) and subjecting them to horizontal shortening. As in previous work (Pinet & Cobbold 1992; Pubellier & Cobbold 1996; Diraison 1998; Diraison *et al.* 2000), we used different materials for oceanic and continental lithosphere. However, in the new experiments we used three different strength profiles to represent oceanic lithospheres of three different ages. Also, we were interested in frontal shortening, perpendicular to the margin, whereas previous work focused either on oblique shortening (Pinet & Cobbold 1992; Pubellier & Cobbold 1996), or on a transition from convergent to strike-slip deformation (Diraison 1998; Diraison *et al.* 2000). Finally, we halted our experiments at relatively small amounts of displacement so as to investigate the style of incipient shortening; this approach contrasts with earlier experiments in which larger displacements resulted in fully developed subduction (Faccenna *et al.* 1996, 1999).

In what follows, we first consider strength profiles for continental and oceanic lithosphere. Then we describe our experimental method, including scaling, choice of model materials, apparatus and construction of layered models. Much of our attention is given to the experimental results, and especially the way in which contrasting strengths and densities of the various model lithospheres influence the style of deformation. Finally, we compare our experimental results with observations on passive margins and ophiolites in nature.

2 STRENGTH OF THE LITHOSPHERE

A passive margin is a zone of transition between oceanic and continental lithospheres. Their contrasting mechanical properties should therefore govern the style of deformation at or near the margin.

For small stresses and strains, rocks of the lithosphere behave elastically; whereas for larger stresses they yield. At low temperatures yielding is by brittle fracture, and the rock has a universal depth-dependent yield strength (Byerlee 1978); Byerlee's law describes the resistance of the brittle part of the lithosphere for depths of less than 10 km (Carter & Tsenn 1987; Ord & Hobbs 1989). At high temperatures, brittle fracture gives way to purely plastic behaviour, where the yield strength is independent of pressure (Goetze & Evans 1979). At intermediate temperatures, there may be a transitional state of semi-brittle behaviour. This indeed has been observed in laboratory experiments (Carter & Tsenn 1987; Kohlstedt *et al.* 1995). In nature, the transition between brittle and ductile behaviour should occur at a critical depth, which is highly dependent on chemical composition and temperature (Watts *et al.* 1980; Kirby 1983; Shaw & Lin 1996).

2.1 Continental lithosphere

Rheologically, we expect the continental lithosphere to be horizontally layered, as a result of (1) sedimentary strata, (2) chemical transitions (as at the crust–mantle boundary), (3) metamorphic transformations and (4) changes in deformation mechanisms, in response to changes in temperature, lithostatic pressure and pore-fluid pressure (Ord & Hobbs 1989; Davy & Cobbold 1991).

To calculate vertical strength profiles, most people assume that the upper crust is brittle and obeys Byerlee's law, whereas below a critical depth of several kilometres ductile flow of quartzite or granite occurs at smaller differential stresses. Depending on the thermal gradient, the strength profile may have several smaller peaks, indicating different rock compositions. At the base of the crust, the Moho is the main mechanical discontinuity. Beneath it, strong peridotites obey a ductile flow law.

For a standard thermal gradient of $30\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$, a three-layer model (brittle crust, ductile crust and ductile mantle) should provide an adequate approximation to the strength profile of the lithosphere (Davy & Cobbold 1991).

2.2 Oceanic lithosphere

From top to bottom, the layered oceanic lithosphere consists of sediment, basalts, gabbros and peridotites. On passive margins, the average thickness of sediment is no more than 3 km. Because it is weak and thin, this sedimentary layer can be neglected in calculating strength profiles on a lithospheric scale.

The remainder of the oceanic lithosphere is a succession of brittle and ductile layers, whose thicknesses are functions of temperature and lithology. We calculate strength profiles for uniform shortening and thickening (plane strain) under horizontal compression.

We assume that the brittle layer fails according to a Coulomb criterion:

$$\tau = c + \varphi\sigma \quad (1)$$

where τ is shear stress, σ is normal stress, c is cohesion and φ is the coefficient of internal friction.

Assuming also that volume changes are negligible, shape changes result from differential stresses. Thus we compute $\sigma_1 - \sigma_3$ at each depth, where σ_1 (the greatest principal stress) acts horizontally and σ_3 (the least principal stress) acts vertically. The differential stress expresses the resistance of the material to horizontal shortening, beyond the stress required to overcome the weight of overburden at each depth.

For brittle layers we neglect cohesion and express eq. (1) in terms of principal stresses:

$$\sigma_3 = (1 - \sin \psi)/(1 + \sin \psi)\sigma_1 \quad (2)$$

where ψ is the angle of internal friction and $\varphi = \tan \psi$ (Jaeger & Cook 1979; Nalpas & Brun 1993).

The vertical stress is due to the weight of overburden:

$$\sigma_3 = \rho gz \quad (3)$$

where ρ is density, g is acceleration due to gravity and z is depth.

Therefore in compression we have:

$$\rho gz = (1 - \sin \psi)/(1 + \sin \psi)\sigma_1. \quad (4)$$

Assuming a mean value of $\psi = 30^\circ$, eq. (1) reduces to:

$$\sigma_3 = (1/3)\sigma_1. \quad (5)$$

From eqs (3) and (5) we obtain:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = 2\rho gz. \quad (6)$$

For ductile flow we follow Kirby (1983):

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = (\dot{\epsilon}/A)^{1/n} \exp(H/nRT) \quad (7)$$

where T is absolute temperature, R is the universal gas constant, $\dot{\epsilon}$ is strain rate and H , A and n are constants for a given rock type. Following Shaw & Lin (1996), we assume that oceanic crust is made of diabase (basalt), and the mantle of olivine (Table 1).

Temperature T in oceanic lithosphere varies with depth z and age t (Stein & Stein 1992). For $t \leq 55$ Myr, the heat flow (in mW m^{-2}) is:

$$Q(t) = 510t^{-1/2} \quad (8)$$

whereas for $t > 55$ Myr,

$$Q(t) = 48 + 96 \exp(-0.0278t). \quad (9)$$

Assuming a linear temperature profile for the lithosphere,

$$T(z) = Q(t)z/k \quad (10)$$

where z is depth (in km) and k is thermal conductivity ($3.25 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Eq. (10) yields temperature profiles for different ages of oceanic lithosphere (Fig. 1).

From these profiles and eqs (6) and (7), we obtain rheological profiles (Fig. 2a), assuming a thickness of 6 km for oceanic crust (Calmant & Cazenave 1987) and a strain rate of 10^{-14} s^{-1} .

On the profiles, there is only one mechanical transition—between an upper brittle layer, where failure stress increases with depth, and a lower ductile layer, where yield stress decreases exponentially with increasing depth and temperature (Fig. 2). For a smaller thermal gradient the brittle part of the lithosphere is thicker and the strength of the whole lithosphere increases. In other words, as oceanic lithosphere ages and cools its strength and thickness increase away from the ridge (Figs 2a, b and c). Note that a four-layer model should be more appropriate for the axis of a mid-oceanic ridge (Shaw & Lin 1996; Thibaud *et al.* 1999).

Table 1. Parameters for crust and mantle of oceanic lithosphere (from Shaw & Lin 1996).

	Crust	Mantle
Density, ρ (kg m^{-3})	3200	3300
Power of viscosity law, n	3.4	3
Activation energy, H (J mol^{-1})	2.6×10^5	5.2×10^5
Viscosity law constant, A ($\text{MPa}^{-n} \text{ s}^{-1}$)	10^2	10^3

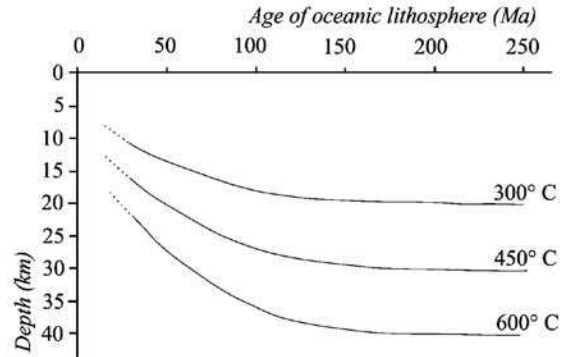


Figure 1. The temperature of oceanic lithosphere as a function of depth and age (according to Stein & Stein 1992). Isotherms (300°C , 450°C and 600°C) deepen away from the oceanic ridge (left) during the first 100 Myr of cooling, then flatten towards the continental margin (right).

3 EXPERIMENTAL METHOD

We built and deformed a series of analogue models, so as to study how variations in the strength and age of oceanic lithosphere would influence the style of incipient shortening of a passive margin. From one model to another, the structure and properties of oceanic lithosphere varied, whereas those of continental lithosphere were invariant.

3.1 Scaling

We adopted the experimental procedure for lithospheric modelling described in detail by Davy & Cobbold (1988, 1991) and used routinely in the experimental tectonics laboratory at Géosciences Rennes (Vendeville *et al.* 1987; Pinet & Cobbold 1992; Cobbold *et al.* 1993; Davy *et al.* 1995; Benes & Davy 1996; Pubellier & Cobbold 1996; Faccenna *et al.* 1996, 1999; Diraison 1998; Diraison *et al.* 2000). The method is based on simplified strength profiles for a multilayered lithosphere (Kirby 1983; Ranalli & Murphy 1987). The profiles are reproduced as closely as possible by a suitable choice of analogue materials and layer thicknesses. Continental lithosphere is represented by three layers: two for the crust (brittle upper crust and ductile lower crust) and one for the mantle (ductile upper mantle). Two layers represent oceanic lithosphere: a brittle layer for the crust and a ductile layer for the mantle. Finally, all lithospheric layers rest on a single layer of low viscosity, representing asthenospheric mantle.

Materials for the layers are chosen so as to fulfil similarity criteria under a normal field of gravity (Davy & Cobbold 1991). The densities and viscosities of model layers obey scaling ratios between nature and experiment (Table 2). For our models we chose a length ratio, L^* , of 10^7 (1 cm was equivalent to 100 km in nature). The density ratio was about 2.5. Therefore the stress ratio, σ^* , was about 2.5×10^7 (Davy & Cobbold 1991). From the stress ratio, σ^* , and the viscosity ratio μ^* ($=10^{17}$), the strain-rate ratio was $e^* = \sigma^*/\mu^*$ and the time ratio was $t^* = 1/e^* = 10^{10}$ (1 hr was equivalent to 1 Myr in nature; Table 2).

3.2 Model materials

We assumed that continental lithosphere would be adequately represented by three layers (Fig. 3). To model brittle upper crust we used

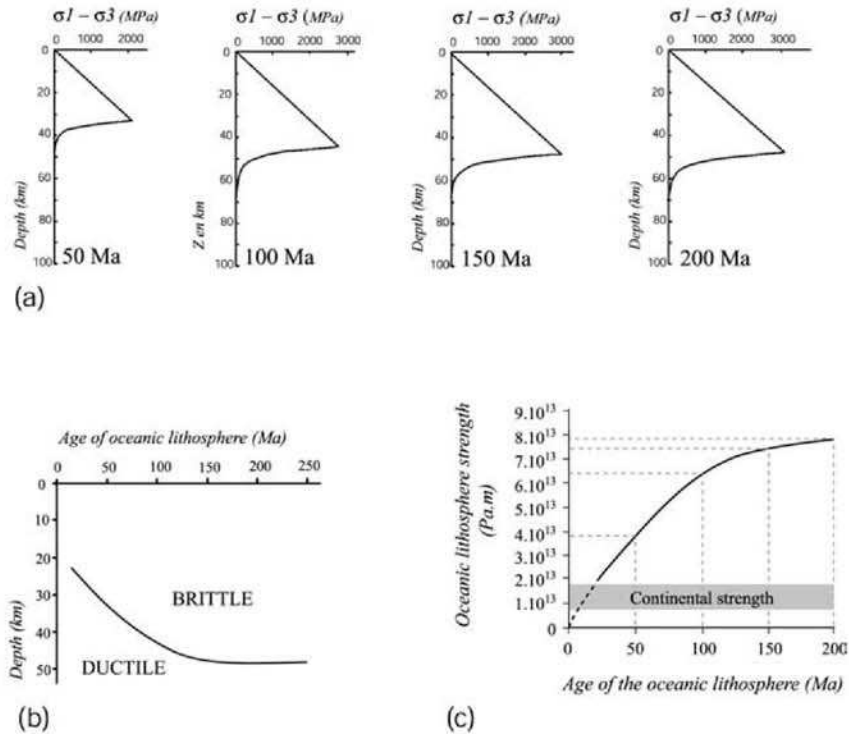


Figure 2. Rheology of oceanic lithosphere. (a) Strength profiles in nature, for uniform horizontal shortening of oceanic lithosphere of four different ages (50, 100, 150 and 200 Ma). (b) Depth of brittle/ductile transition versus age of oceanic lithosphere. Until 100 Ma, transition deepens as oceanic lithosphere ages; then it is steady. (c) Strength versus age of oceanic lithosphere. Continental strength (grey strip) is for Moho temperatures between 500 and 600 °C and a four-layer lithosphere under horizontal shortening (after Davy & Cobbold 1991). Oceanic lithosphere becomes as strong as continental lithosphere at about 15 ± 5 Ma.

Table 2. Scaling of parameters from nature to experiment.

	Nature	Model	Nature/model ratio
Gravitational acceleration, g (m s^{-2})	9.81	9.81	1
Length (m)	10^5	10^{-2}	10^7
Stress (Pa)	2.34×10^7	1	2.34×10^7
Time	5.4×10^{14} (15 Ma)	5.4×10^4 (15 hr)	10^{10}
Viscosity			10^{17}
Density (kg m^{-3}) Brittle crust (continent)	2700	1150	
Ductile crust (continent)	2800	1200	2.34
Mantle	3300	1400	

a quartz sand (from Fontainebleau) which had a linear Coulomb envelope and an angle of internal friction of about 30°. We coloured it yellow and reduced its bulk density from 1.53 g cm^{-3} to 1.15 g cm^{-3} by mixing it with powdered ethyl cellulose. To model ductile layers of continental crust and mantle we used Newtonian silicone putties of differing viscosities and densities (Table 3). Pink silicone putty represented ductile lower crust whereas a brown and more dense silicone represented upper mantle. A Newtonian honey represented mantle asthenosphere (Table 3), providing isostatic compensation and a very small resistance to sliding at the base of the model lithosphere.

In nature, away from a ridge, oceanic lithosphere can be considered as a two-layer system whose thickness and density increase with age. We used quartz sand to model the upper brittle layer, in-

cluding the whole crust and upper part of the mantle. We coloured the sand blue and modified its density with ethyl cellulose so as to obtain three different grades (Table 3) which reflected the age of the oceanic lithosphere in nature. Viscous mantle material was the same as for the continental lithosphere (Table 3; Fig. 3).

3.3 Strength profiles

Strength profiles of analogue models may be constructed by calculating differential stresses $\sigma_1 - \sigma_3$ for different depths in the model.

For brittle layers we follow eq. (6). For silicone and honey we use the equations of an incompressible linear (Newtonian) fluid in two

Table 3. Modelling materials for experiments of series 1, 2 and 3.

Experiment	Oceanic lithosphere		Continental lithosphere			Mantle		
	Density of blue sand (kg m ⁻³)	Density of yellow sand (kg m ⁻³)	Density of pink silicone (kg m ⁻³)	Viscosity of pink silicone (Pa s)	Density of brown silicone (Pa s)	Viscosity of brown silicone (kg m ⁻³)	Density of honey (kg m ⁻³)	Viscosity of honey (Pa s)
Series 1	1150							
Series 2	1330	1150	1200	6.25 × 10 ⁴	1370	6.07 × 10 ⁴	1400	10 ²
Series 3	1530							

dimensions, expressed in terms of principal directions (Turcotte & Schubert 1982):

$$\sigma_1 = p + 2\mu\dot{\epsilon}, \sigma_3 = p - 2\mu\dot{\epsilon}$$

where $p = (\sigma_1 + \sigma_3)/2$ is fluid pressure. From these equations we get

$$\sigma_1 - \sigma_3 = 4\mu\dot{\epsilon}. \quad (11)$$

In all our experiments $\dot{\epsilon} = 1.85 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Using eqs (6) and (11) and the material parameters ρ and μ (Table 3), we have calculated strength profiles for the various experiments (Fig. 4). The total resistance of each layer is the strength, $(\sigma_1 - \sigma_3)$, integrated over

the layer thickness (Davy & Cobbold 1991). Adding the resistances of successive layers we obtain the depth-integrated strength of the model lithosphere.

3.4 Apparatus and procedure

Each model was built and deformed inside a Plexiglass tank filled with honey (Fig. 3a). A first layer of brown silicone (4 mm thick), representing ductile mantle lithosphere, was laid down over the entire area of honey and a second layer of pink silicone (3 mm), representing ductile continental crust, was laid down over part of the area. Immediately afterwards, layers of blue sand (4 mm) and yellow sand (3 mm) were poured into a slot in a sliding

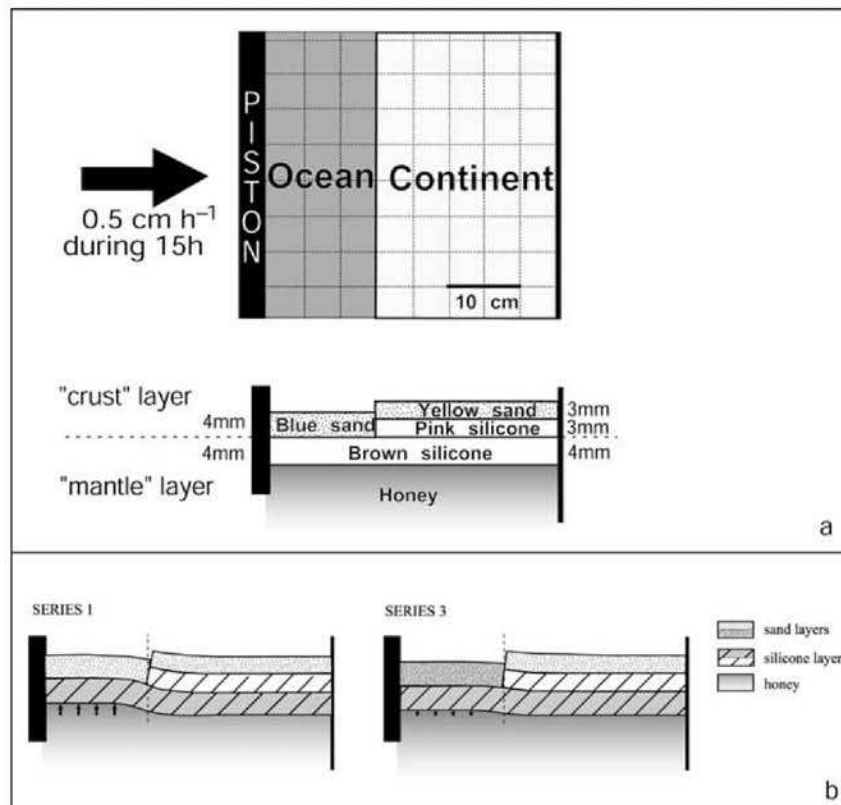


Figure 3. (a) Schematic experimental apparatus in surface view (top) and cross-section (bottom). The model is built inside a Plexiglass tank. Oceanic lithosphere (dark grey, top) is in two layers (bottom left), whereas continental lithosphere (light grey, top) is in three layers (bottom right). The physical properties of layers are given in Table 3. The piston (black) advances at a constant velocity of 0.5 cm hr^{-1} for 15 hr, producing boundary displacement of 7.5 cm and horizontal stress within model lithosphere. (b) Cross-sections of models (series 1 and 3) after isostatic re-equilibration, following construction. Arrows show vertical displacements due to re-equilibration.

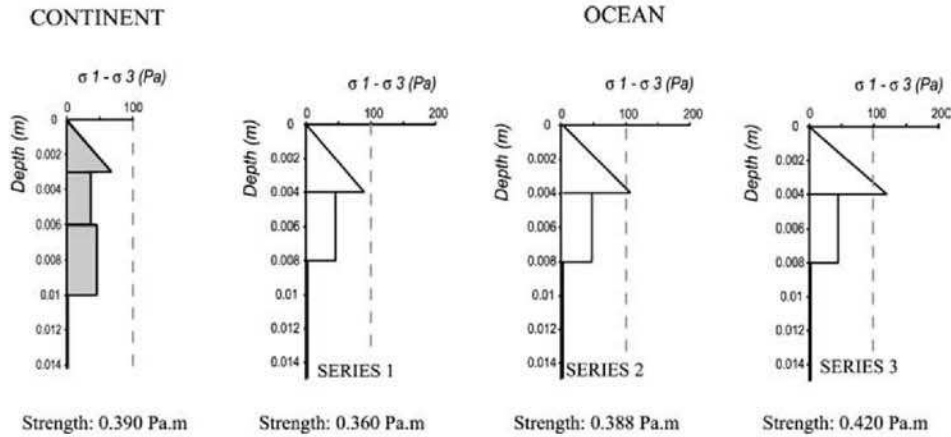


Figure 4. Strength profiles for model lithosphere. Profiles for continental lithosphere (grey) and three oceanic lithospheres (of series 1, 2 and 3) are for uniform horizontal shortening ($1.85 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) and measured values of density and viscosity (Table 3). Within sand, strength increases linearly with depth (as in nature), but within silicone putty and honey strength is uniform, because so is temperature (in contrast to nature).

hopper. The continental margin was parallel to the end walls of the tank.

Because continental and oceanic lithospheres had differing average densities they rose or fell within minutes of construction, attaining isostatic equilibrium (Fig. 3b). No more than a few hours later, a stepping motor was activated, causing a rigid piston to advance at a constant horizontal velocity of 0.5 cm hr^{-1} . The piston produced compression and shortening perpendicular to the continental margin (Fig. 3a). As the lithosphere thickened, it remained in isostatic equilibrium, honey being free to move under the advancing piston. Over a period of 15 hr the piston underwent a total displacement of 7.5 cm. Digital photographs taken at regular intervals provided a record of surface structures and deformed grids (of which the initial spacing was 5 cm). At the end of the experiment the sand was removed with a vacuum cleaner, exposing the silicone. Strips of silicone were then cut, extracted from the tank, washed to remove excess honey and photographed. Because the strips soon collapsed under their own weight, true sections had to be reconstructed on the basis of surface information and original layer thicknesses.

Three series of experiments were done for different strength profiles of oceanic lithosphere, representing different ages in nature. The aim was to investigate how the age of oceanic lithosphere, and hence its strength and density, might influence the style of incipient shortening.

Series 1 represented young lithosphere (25 to 40 Ma); series 2 mature lithosphere and series 3 old lithosphere (55 to 70 Ma). In series 1, brittle oceanic crust was relatively light (the density was 1.15 g cm^{-3}). Thus the depth-integrated strength of oceanic lithosphere was smaller than that of continental lithosphere (0.360 versus 0.390 Pa m). In series 2 the density of brittle oceanic crust was chosen so that oceanic and continental lithospheres had similar depth-integrated strengths (0.388 versus 0.390 Pa m). In series 3 brittle oceanic crust was relatively heavy (the density was 1.53 g cm^{-3}), so that oceanic lithosphere was stronger than continental lithosphere (0.420 versus 0.390 Pa m). Errors in calculated strength can be as much as 10 per cent as a result of inaccuracies in layer thickness.

During construction of the models we encountered two practical problems, which forced us to alter the thickness or density of some layers.

(1) We were not able to make layers of varying thickness, representing oceanic lithosphere of varying age. Required variations (of the order of 1 mm) were too small to control. Therefore we adopted uniform thicknesses (4 mm for the brittle layer and 8 mm for the entire lithosphere).

(2) To avoid the layer of brown silicone sinking as soon as it was laid down, we made sure that it was always less dense than the honey. However, in nature the mantle lithosphere, as it ages, does become more dense than the asthenosphere. To compensate for this discrepancy, in series 3 we increased the density of the overlying sand. This ensured suitable values of density and strength for the entire oceanic lithosphere, but not for its subcrustal part.

4 EXPERIMENTAL RESULTS

For experiments of series 1, 2 and 3, we describe salient results for three stages of deformation (boundary displacements of $D = 0.5$, 2.0 and 7.5 cm).

4.1 Series 1: young oceanic lithosphere (weaker than continental lithosphere)

At $D = 0.5 \text{ cm}$ (equivalent to 50 km in nature) a thrust appeared at the continental margin.

At $D = 2 \text{ cm}$ (200 km in nature) new thrusts appeared in the continental lithosphere, propagating in sequence away from the margin.

At $D = 7.5 \text{ cm}$ surface deformation was mostly within a marginal strip of continental lithosphere, up to 5 cm wide in the deformed state (Fig. 5a). Elsewhere, the continent suffered little or no deformation. Similarly, the oceanic lithosphere appeared undeformed. How was the remaining displacement accommodated? At the surface, 5 cm of continental lithosphere were missing, having been thrust under the oceanic crust. Cross-section A–B (Fig. 5d) displays continent-verging thrusts at or near the margin. A slab of oceanic crust and a thin strip of adhering lithosphere overlie the continent, as in a typical obduction. The cross-section also shows ductile continental crust under the obducted slab. Further into the continent, thrusts have seaward vergence. Beneath the continent, the mantle lithosphere has uniformly thickened.

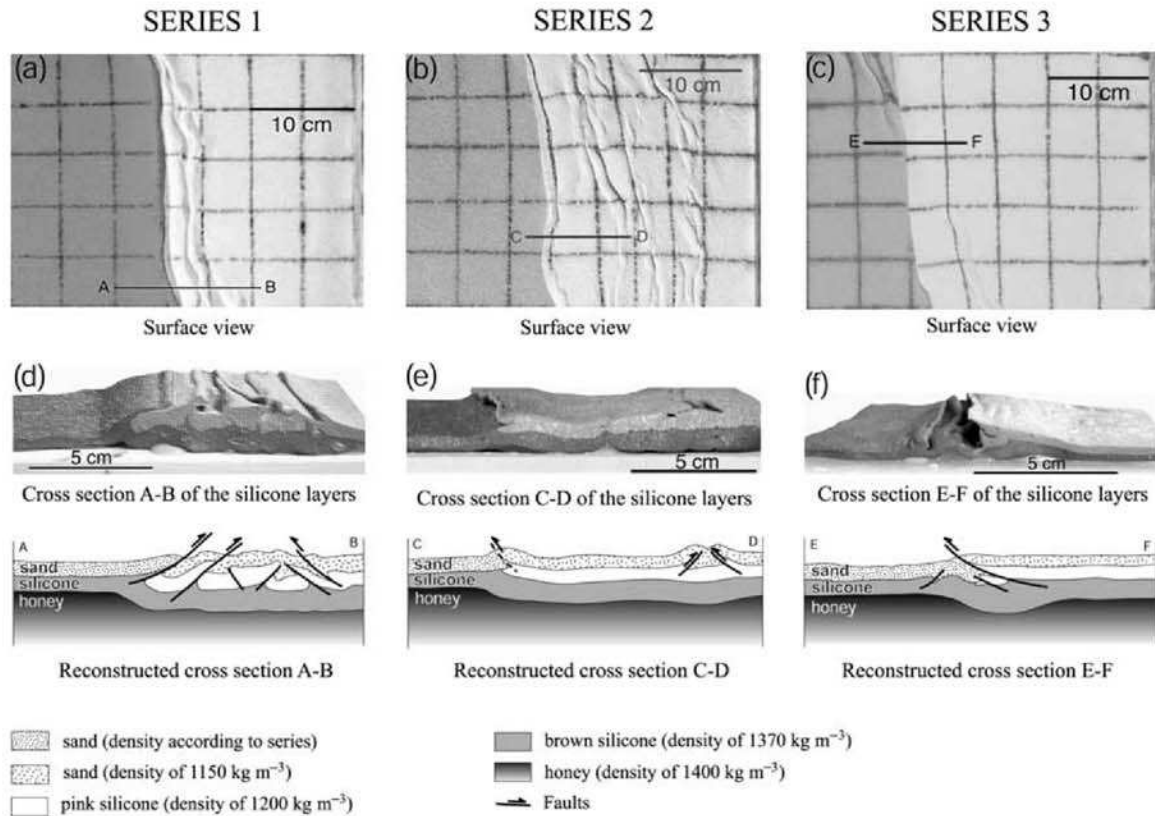


Figure 5. Experimental results. The structural style is different for each experimental series (columns 1, 2 and 3). Vertical photographs (a, b and c, top row) show free surfaces of models immediately after shortening. Oblique photographs (d, e and f, middle row) show silicone layers after shortening, extraction from the model, removal of adhering sand and subsequent gravitational collapse. Line drawings (bottom) show reconstructed cross-sections, after shortening. For section lines (A–B for series 1, C–D for series 2 and E–F for series 3) see surface views (top). Oblique structural trends (top) result from friction at lateral boundaries and irregular advance of piston.

4.2 Series 2: mature oceanic lithosphere (as strong as continental lithosphere)

At $D = 0.5$ cm (50 km in nature) a first thrust had appeared at the continental margin (as in series 1).

At $D = 2.0$ cm deformation had propagated rapidly across the continent, becoming more widespread than in series 1 (Fig. 5b).

At $D = 7.5$ cm the deformed area was wider than 20 cm (2000 km in nature) and it contained buckles and thrusts of opposite vergences. Both surface view and cross-section C–D (Fig. 5e) show that oceanic crust underthrust the margin by about 1.5 cm (150 km in nature). In contrast, ductile oceanic lithosphere was not involved in this thrusting.

4.3 Series 3: old oceanic lithosphere (stronger and heavier than continental lithosphere)

At $D = 0.5$ cm a thrust had developed at the margin (as in series 1 and 2).

At $D = 2.0$ cm most of the deformation was near the margin. Few structures had developed elsewhere.

At $D = 7.5$ cm most of the deformation was in a strip, about 5 cm wide, straddling the margin (Fig. 5c). The deformation was

partly in oceanic lithosphere but mostly in continental lithosphere. At the surface, 5 cm (500 km in nature) of oceanic lithosphere were missing (Fig. 5c). In fact, the brittle oceanic crust subducted beneath the continent and the underlying layer of brown silicone putty (lithospheric mantle) folded and thickened. In the adjacent continent, thrusting caused repetition of brittle and ductile layers within an imbricate stack (Fig. 5f).

4.4 Synthesis and comparison with previous work

In our experiments oceanic and continental lithospheres had different physical properties. The differences were in the number, thickness, strength and density of layers. As a result, there were differences in deformational style during incipient shortening.

In all three experimental series most of the deformation concentrated at or near the margin between oceanic and continental lithospheres. Although it is difficult to know where and how deformation started, it soon developed into a thrust zone. Possibly the thrusts nucleated at the margin, because the load-bearing layers (especially the brittle crust) were vertically offset across it (Fig. 3b), as a result of isostatic adjustments.

As well as marginal thrusts, folds and thrusts developed within continental lithosphere, at a distance from the margin. Was this

because continental lithosphere was weaker than oceanic lithosphere? For series 1 the continent deformed, yet its depth-integrated strength was larger than that of oceanic lithosphere. For series 2 the continent deformed, yet oceanic and continental lithospheres were equally strong. For series 3 both continental and oceanic lithosphere were little deformed, although the former was much weaker than the latter. Thus the style of deformation was not simply a result of vertically integrated lithospheric strength.

In other experiments on shortening of a composite lithosphere (Pinet & Cobbold 1992; Pubellier & Cobbold 1996; Faccenna *et al.* 1996; Diraison *et al.* 2000) marginal thrusts were also the dominant style of deformation. Because oceanic lithosphere was invariably heavier than continental lithosphere and because it invariably subducted, the previous experimenters argued that density differences controlled the vergence of the marginal thrusts. Similarly, in our experiments of series 3 (and, to some extent, series 2), in which oceanic lithosphere was heavier than continental lithosphere, the former subducted. In contrast, in series 1, where oceanic lithosphere was hardly any denser than continental lithosphere, it did not subduct. Instead, the exceptionally light oceanic crust thrust over continental crust (in other words, it obducted). This result is novel, and it reinforces the notion that density is of importance in controlling thrust vergence. However, the result indicates that one should consider the density not only of the entire lithosphere but of each constituent layer.

In experiments on subduction, as indeed in nature, a heavy oceanic slab sinks rapidly and its hinge rolls back. As a result, little if any horizontal compression transmits to the adjacent continent. In extreme situations, the continent can even undergo horizontal extension. We therefore conclude that the density of the sinking slab is of greater importance than its strength profile in determining the style of deformation. Only if oceanic and continental lithospheres are equally dense, so that neither can subduct, will their relative strengths determine the style of shortening.

In considering internal deformation it may be wise to do so for each layer, rather than for the entire lithosphere. In series 1 oceanic lithosphere as a whole was weaker than continental lithosphere. However, oceanic crust was stronger than continental crust. Hence the latter deformed. It did so within a marginal strip. We suggest that the underlying lithospheric mantle, being relatively thick and strong, shortened much less. Under these conditions, the thrust belt had a basal detachment and its width was a function of basal shearing resistance. The oceanic lithosphere also deformed, but it did so by delamination, in other words, by horizontal shearing within the upper lithospheric mantle which was weaker than the crust. Thus deformation involved horizontal decoupling between layers and it occurred because neither crust nor mantle could subduct as a whole.

In series 2 oceanic lithosphere subducted a little, but did not deform internally; whereas continental crust, being relatively

weak, shortened over a wide area taking up most of the imposed displacement.

In series 3 oceanic lithosphere subducted more, taking up much of the imposed displacement. Only the adjacent continental crust suffered any significant shortening and it did so at depth, perhaps by frictional contact with the subducting slab.

5 DISCUSSION

According to our modelling, the style of incipient shortening of a passive margin should depend on the density and strength of oceanic lithosphere, which increase with age. Where such lithosphere is young, and therefore light and weak, we expect obduction, provided of course that compressive stress is intense enough; whereas, if oceanic lithosphere is old, and therefore heavy and strong, we expect subduction. On this basis there should be a critical age beyond which subduction is more likely than obduction. In our experiments, series 2 seems to provide the right conditions of equal strengths for oceanic and continental lithospheres. If so, the critical age is about 15 ± 5 Ma. This age is estimated by comparing the strengths calculated for oceanic lithosphere in nature, with the continental strength range calculated by Davy & Cobbold (1991) for a four-layer lithosphere under horizontal shortening (Fig. 2c).

Is there an independent way of evaluating the critical age in nature? We have addressed this question by investigating (1) the ages of oceanic lithosphere in ophiolites and (2) deformation patterns on Atlantic margins.

For the first investigation we selected five ophiolites for which (a) the history of obduction is relatively simple and (b) ages of obduction and of formation of ocean floor are well documented (Table 4). All five ophiolites consist of young oceanic lithosphere overthrust onto continental lithosphere. In two examples the lithosphere is younger than 10 Ma and in another two, younger than 20 Ma. The maximal age is 55 Ma for an ophiolite in the northern Caribbean (Wadge *et al.* 1984). This age is greater than the critical age of 15 Ma that we estimated from analogue modelling. However, this ophiolite may have undergone later thrusting, for example during collision (Wadge *et al.* 1984). In general, we claim that oceanic lithosphere obducts in a simple geodynamic context when it is young and therefore weak and light. A corollary is that obduction should occur at the transition between oceanic and continental lithosphere and not within an oceanic plate itself. Indeed, recent studies have independently led to the same conclusion and differ from models of intraoceanic disruption (Nicolas 1989; Linthout *et al.* 1997; Pubellier *et al.* 2003).

On the Atlantic margins oceanic lithosphere is older than 50 Ma, except off Greenland and Norway (Fig. 6). On this basis, any incipient shortening should lead to subduction, except off Greenland and Norway where it may lead to obduction. However, a pre-requisite

Table 4. Age of oceanic lithosphere for some well known obducted ophiolites. The age of oceanic lithosphere is the age of formation of oceanic crust, from magnetic anomalies (t_1), less the age of obduction (t_0).

Ophiolite	Age of the ocean accretion t_0 (Ma)	Age of obduction t_1 (Ma)	$t_1 - t_0$ (Ma)	References
Oman	97.9–93.5	90	3.5–7.9	Coleman (1981, 1984), Tilton <i>et al.</i> (1981)
West Newfoundland	490–485	480	5–10	Searle & Stevens (1984), Cawood (1991)
Fiji	34–25	14–7	18–20	Colley (1984)
Scandinavian Caledonides	493–470	474–464	6–19	Sturt & Roberts (1991)
Northern Caribbean	140–120	100–65	40–55	Wadge <i>et al.</i> (1984)

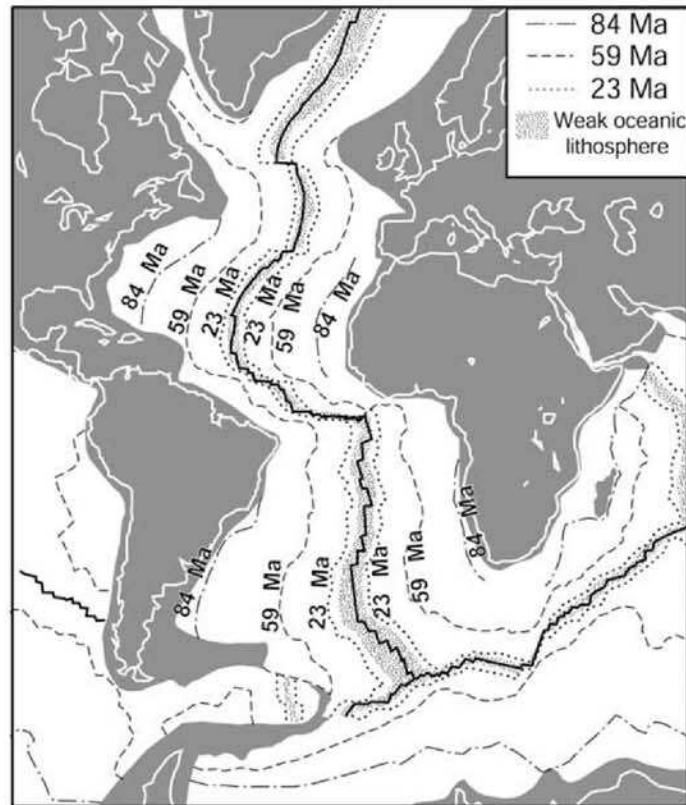


Figure 6. Age of oceanic lithosphere in the Atlantic Ocean (after Scotese *et al.* 1988). Lithosphere younger than 15 Ma (stippled) is weak. Most margins are older than 15 Ma and therefore strong. Exceptions are the northwestern European margin (younger than 59 Ma, therefore neither weak nor strong) and the Greenland margin (younger than 48 Ma, therefore weak).

for shortening is that compressive stress be of sufficient magnitude. Does that happen?

The World Stress Map (Zoback 1992) is a catalogue of current stresses. On the margins of South America and the North Atlantic, which are seismically active, the greatest principal stress is horizontal (Figs 7a, b and d). On the margins of northwestern Europe focal mechanisms are for strike-slip faults, thrust faults and normal faults, all compatible with a strike-slip setting (WNW–ESE compression, NNE–SSW tension). Off southeastern Brazil focal mechanisms include thrust motions and strike-slip motions (Assumpção 1998) (Fig. 7d). On this basis, horizontal compression must be sufficiently intense, at the moment, to cause some shortening and thickening.

There is also abundant geological evidence for shortening of Tertiary age, if not older, both in northwestern Europe and in Brazil. What are the style and vergence of compressional structures?

On the margins of northwestern Europe the sedimentary cover is involved in contractional structures, including large folds and reverse faults of Late Cretaceous or Cenozoic ages (Boldreel & Andersen 1998; Vagnes *et al.* 1998; Lundin & Dore 2002). Many Mesozoic extensional faults have been reactivated as reverse faults (Vagnes *et al.* 1998; Brekke 2000). In the Vøring Basin (Norwegian margin), the major Fles Fault Complex, which initiated as a set of normal faults during rifting, was reactivated in reverse

mode with seaward vergence during the post-rift history of the basin (Fig. 7c). Other reactivated normal faults have landward vergence (Brekke 2000; Lundin & Dore 2002). Fold axes that trend northeast–southwest are common in the Vøring Basin (Vagnes *et al.* 1998). These folds and associated faults have no preferred vergence. Moreover, no direct evidence for a preferred vergence has come to light on the margins of Norway or Greenland. Thus the observed deformation pattern on North Atlantic margins is compatible with the experimental predictions for a young oceanic lithosphere. However, the age of those margins is not concordant with the age of 15 Ma predicted for landward vergence by the experiments.

On the margin of southeast Brazil folding, faulting and uplift have resulted from reactivation of Precambrian (Brasiliano) thrusts and Neocomian rift-transfer zones during Late Cretaceous and Tertiary episodes of transpression (Cobbold *et al.* 2001; Meisling *et al.* 2001) (Fig. 7e). Folds are angular, upright and symmetrical. Cretaceous sequences have been tilted seawards and basement-involved reverse faults have seaward vergence. The deformation is restricted to the margin itself and to a strip of continental crust about 300 km wide.

On the Angola margin Hudec & Jackson (2002) have described compressional reactivation of basement faults that were previously active as transfer zones during Mesozoic rifting. Three episodes of post-rift reactivation have been documented (Hudec & Jackson 2002): Albian to Cenomanian, Senonian and Oligocene to Recent.

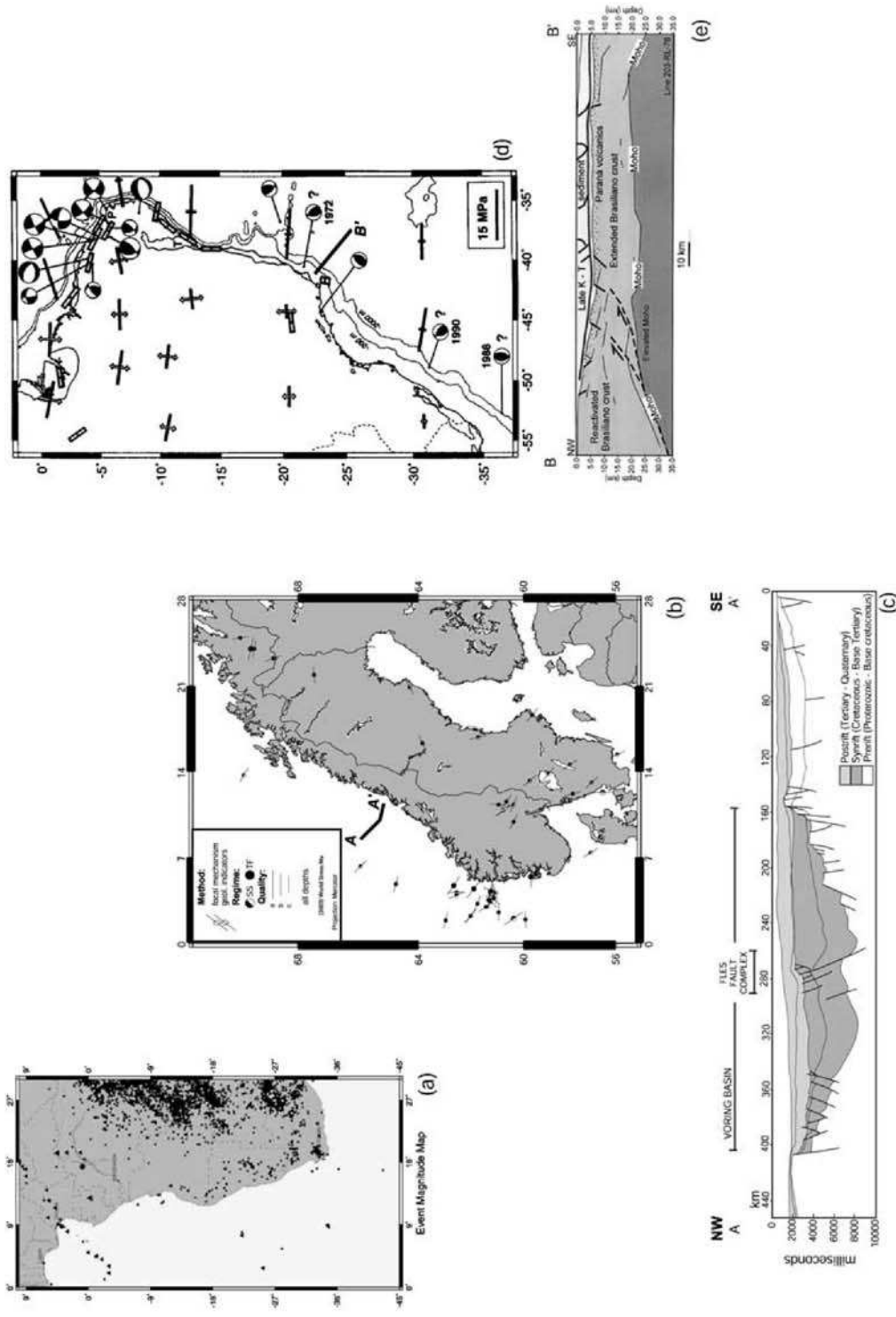


Figure 7. Evidence for post-break-up deformation of passive margins. (a) Seismic events on the southwestern African margin. Map shows magnitudes greater than 2 at all depths over a period of 50 yr (1950–2000). (b) Stress measurements in Norway. Data are from the World Stress Map (2003, online version at http://www.wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/home/index_noflash.html). Fault mechanisms are strike-slip (SS) or thrust (TF). The length of the symbol (a, b or c) indicates the quality of the data. The greatest horizontal stress trends mostly WNW–ESE. (c) Interpreted seismic section A–A' in the Vøring basin (modified after Brekke 2000). For the line of the section see Fig. 7(b). Post-rift reactivation is visible in the Fles Fault Complex. (d) Stress measurements on the Brazilian continental margin (after Assumpção 1998). (e) Interpreted seismic section B–B' in the Campos Basin (after Meisling *et al.* 2001). For the line of the section see Fig. 7(d). Precambrian (Braziliano) structures have been reactivated in compression during post-rift development of the margin.

Compressional structures, including folds and thrust belts, are next to basement uplifts. Reverse faults offset the flanks of several anticlines. Most of these faults have a seaward vergence (Hudec & Jackson 2002).

Thus, on the South Atlantic margins, oceanic lithosphere is old and reverse faults are of seaward vergence. These observations are compatible with our experimental results.

6 CONCLUSIONS

(1) In our experiments, the style of incipient horizontal shortening of a passive margin depended on the contrasting strengths and densities of oceanic and continental lithospheres.

(2) In all experiments, shortening occurred mainly by thrusting at or near the margin between oceanic and continental lithospheres. As well as marginal thrusts, folds and thrusts developed within continental lithosphere, at a distance from the margin.

(3) Density exerts a major control on the vergence of thrusts. In experiments of series 3 (and, to some extent, series 2), in which oceanic lithosphere was heavier than continental lithosphere, the former subducted. In series 1, where oceanic lithosphere was hardly any denser than continental lithosphere, the exceptionally light oceanic crust obducted.

(4) Resistance to shortening is also an important parameter. It should be considered for each layer, rather than for the entire lithosphere. In series 1, oceanic lithosphere as a whole was weaker than continental lithosphere. However, oceanic crust was stronger than continental crust. Hence the latter deformed by horizontal decoupling between layers. In series 2, oceanic lithosphere subducted a little, but did not deform internally, whereas continental crust, being relatively weak, shortened over a wide area, taking up most of the imposed displacement. In series 3, oceanic lithosphere subducted more, taking up much of the imposed displacement. Only the adjacent continental crust suffered any significant shortening and it did so at depth, perhaps by frictional contact with the subducting slab.

(5) In nature, the estimated critical age for a change in vergence, from that of obduction to that of subduction, is estimated to be 15 ± 5 Ma. Most observations of obduction in nature fit this estimate.

(6) In the Atlantic Ocean, where oceanic lithosphere is older, shortened passive margins develop reverse faults with seaward vergence. In contrast, the younger northwestern European margin displays no clear vergence.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was funded by Groupement de Recherche 'Marges', theme 'Structure, thermicité, subsidence des marges passives'. Experiments were done in the analogue modelling laboratory of Géosciences Rennes. We thank M. Lemoine for building the apparatus, J. J. Kermarec for technical assistance and various colleagues for help in preparing experiments. C. Faccenna, a second reviewer and the editor provided constructive criticism, which led to a better manuscript.

REFERENCES

Assumpção, M., 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bull. seism. Soc. Am.*, **88**(1), 160–169.
 Benes, V. & Davy, P., 1996. Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes. *Tectonophysics*, **254**, 69–87.

Bishop, P. & Goldrick, G., 2000. Geomorphological evolution of the East Australian continental margin, in *Geomorphology and Global Tectonics*, pp. 227–255, ed. Summerfield, M.A., John Wiley, Chichester.
 Boldreel, L.O. & Andersen, M.S., 1998. Tertiary compressional structures on the Faroe-Rockall Plateau in relation to northeast Atlantic ridge-push and Alpine foreland stresses. *Tectonophysics*, **300**, 13–28.
 Bond, G., 1978. Evidence for late Tertiary uplift of Africa relative to North America, South America, Australia and Europe. *J. Geol.*, **86**(1), 47–65.
 Brekke, H., 2000. The tectonic evolution of the Norwegian Sea Continental Margin with emphasis on the Voring and More Basins, in *Dynamics of the Norwegian Margin*, Geological Society of London Special Publication 167, pp. 327–378, ed. Nottvedt, A., Geological Society of London, London.
 Brown, R.W., Gallagher, K., Gleadow, A.J.W. & Summerfield, M.A., 2000. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America, in *Geomorphology and Global Tectonics*, pp. 255–281, ed. Summerfield, M.A., John Wiley, Chichester.
 Burke, K., 1996. The African Plate. *S. Afr. J. Geol.*, **99**(4), 341–409.
 Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. *Pure appl. Geophys.*, **73**, 4741–4750.
 Calmant, S. & Cazenave, A., 1987. Anomalous elastic thickness of the oceanic lithosphere in the south-central Pacific. *Nature*, **328**, 236–238.
 Carter, N.L. & Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, **136**, 27–64.
 Cawood, P.A., 1991. Processes of ophiolite emplacement in Oman and Newfoundland, in *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, pp. 501–516, eds Peters, T.J., Nicolas, A. & Coleman, R.G., Kluwer Academic, Dordrecht.
 Cobbold, P.R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E.A., Sadybakasov, E., Thomas, J.C., Tondji Biyo, J.J. & de Urreiztieta, N., 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. *Sediment. Geol.*, **86**, 77–89.
 Cobbold, P.R., Meisling, K.E. & Mount, S.V., 2001. Reactivation of an obliquely-rifted margin. Campos and Santos basins, SE Brazil. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **85**(11), 1925–1944.
 Coleman, R.G., 1981. Tectonic setting for Ophiolite obduction in Oman. *J. geophys. Res.*, **86**(B4), 2497–2508.
 Coleman, R.G., 1984. Ophiolites and the tectonic evolution of the Arabian Peninsula, in *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*, Geological Society of London Special Publication 13, pp. 359–366, eds Gass, I.G., Lippard, S.J. & Shelton, A.W., Geological Society of London, London.
 Colley, H., 1984. An Ophiolite suite in Fiji?, in *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*, Geological Society of London Special Publication 13, pp. 333–340, eds Gass, I.G., Lippard, S.J. & Shelton, A.W., Geological Society of London, London.
 Davy, P. & Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, **14**, 129–141.
 Davy, P. & Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, **188**, 1–25.
 Davy, P., Hansen, A., Bonnet, E. & Zhang, S.Z., 1995. Localization and fault growth in layered brittle-ductile systems: implications for deformations of the continental lithosphere. *J. geophys. Res.*, **100**(B4), 6281–6294.
 Diraison, M., 1998. *Evolution Cénozoïque du Bassin de Magellan et Tectonique des Andes Australes*, Mémoires de Géosciences Rennes no 85, Université de Rennes 1.
 Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D. & Rossello, E.A., 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, **316**, 91–119.
 Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.P., Funicello, R., Giardini, D., Mattei, M. & Nalpas, T., 1996. The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophys. J. Int.*, **126**, 781–795.
 Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P. & Argentieri, A., 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margins: insights from laboratory experiments. *J. geophys. Res.*, **104**(B2), 2749–2766.
 Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J.F. & Fjeldskaar, I., 2000. Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quatern. Sci. Rev.*, **19**, 1413–1422.

- Goetze, C. & Evans, B., 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **59**(3), 463–478.
- Gunnell, Y., 1998. Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions, *Global Planet. Change*, **18**, 47–57.
- Gunnell, Y. & Fleitout, L., 2000. Morphotectonic evolution of the Western Ghats India, in *Geomorphology and Global Tectonics*, pp. 89–121, ed. Summerfield, M.A., John Wiley, Chichester.
- Hudec, M.R. & Jackson, M.P.A., 2002. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **114**(10), 1222–1244.
- Jaeger, J.C. & Cook, N.G.W., 1979. *Fundamentals of Rock Mechanics*, Chapman and Hall, London.
- Japsen, P. & Chalmers, J.A., 2000. Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic: overview, *Global Planet. Change*, **24**, 165–173.
- Kirby, S.H., 1983. Rheology of the lithosphere, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **21**, 1458–1487.
- Kohlstedt, D.L., Evans, B. & Mackwell, S.J., 1995. Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory experiments, *J. geophys. Res.*, **100**(B9), 17 587–17 602.
- Lavier, L.L., Steckler, M.S. & Brigaud, F., 2000. An improved method for reconstructing the stratigraphy and bathymetry of continental margins: application to the Cenozoic tectonic and sedimentary history of the Congo Margin, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **84**, 923–939.
- Linthout, K., Helmers, H. & Sopaheluwakan, J., 1997. Late Miocene obduction and microplate migration around the Banda Sea and the closure of the Indonesian Seaway, *Tectonophysics*, **281**, 17–30.
- Lundin, E. & Dore, A.G., 2002. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian-Greenland Sea, *Marine Petrol. Geol.*, **19**(1), 79–93.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth planet. Sci. Lett.*, **40**, 25–32.
- Meisling, K.E., Cobbold, P.R. & Mount, S.V., 2001. Segmentation of an obliquely-rifted margin, Campos and Santos basins, SE Brazil, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **85**(11), 1903–1924.
- Nalpas, T. & Brun, J.P., 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale, *Tectonophysics*, **228**, 349–362.
- Nicolas, A., 1989. *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*, Kluwer Academic, Dordrecht.
- Ord, A. & Hobbs, B.E., 1989. The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities, *Tectonophysics*, **158**(1), 269–289.
- Partridge, T.C. & Maud, R.R., 1987. Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic, *S. Afr. J. Geol.*, **90**(2), 179–208.
- Pinet, N. & Cobbold, P.R., 1992. Experimental insights into the partitioning of motion within zones of oblique subduction, *Tectonophysics*, **206**, 371–388.
- Pubellier, M. & Cobbold, P.R., 1996. Analogue models for the transpressional docking of volcanic arcs in the Western Pacific, *Tectonophysics*, **253**, 33–52.
- Pubellier, M., Ali, J. & Monnier, C., 2003. Cenozoic plate interaction of the Australia and Philippine Sea Plates: 'hit-and-run' tectonics, *Tectonophysics*, **363**, (3–4), 181–199.
- Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Carter, A. & Weber, K., 2002. Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis, *Tectonophysics*, **349**, 75–92.
- Ranalli, G. & Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere, *Tectonophysics*, **132**, 281–295.
- Saenz, C.A.T., Hackspacher, P.C., Neto, J.C.H., Iunes, P.J., Guedes, S., Ribeiro, L.F.B. & Paulo, S.R., 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the South Atlantic Ocean, *J. S. Am. Earth Sci.*, **15**(7), 765–774.
- Scotese, C.R., Cahagan, L.M. & Larson, R.L., 1988. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins, *Tectonophysics*, **155**, 27–48.
- Searle, M.P. & Stevens, R.K., 1984. Obduction processes in ancient, modern and future ophiolites, in *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*, Geological Society of London Special Publication 13, pp. 303–319, eds Gass, I.G., Lippard, S.J. & Shelton, A.W., Geological Society of London, London.
- Shaw, W.J. & Lin, J., 1996. Models of ocean ridge lithospheric deformation: dependence on crustal thickness, spreading rate, and segmentation, *J. geophys. Res.*, **101**, (B8), 17 977–17 993.
- Steckler, M.S. & Watts, A.B., 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York, *Earth planet. Sci. Lett.*, **41**, 1–13.
- Stein, C.A. & Stein, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age, *Nature*, **359**, 123–129.
- Stuevold, L.M. & Eldholm, O., 1996. Cenozoic uplift of Fennoscandia inferred from a study of the mid-Norwegian margin, *Global Planet. Changes*, **12**, 359–386.
- Sturt, B.A. & Roberts, D., 1991. Tectonostratigraphic relationships and obduction histories of Scandinavian ophiolitic terranes, in *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, pp. 745–769, eds Peters, T., Nicolas, A. & Coleman, R.G., Kluwer Academic, Dordrecht.
- Thibaud, R., Dauteuil, O. & Gente, P., 1999. Faulting pattern along slow-spreading ridge segments: a consequence of along-axis variation in lithospheric rheology, *Tectonophysics*, **312**, 157–174.
- Tilton, G.R., Hopson, C.A. & Wright, J.E., 1981. Uranium-lead isotopic ages of the Samail Ophiolite, Oman, with applications to Tethyan ocean ridge tectonics, *J. geophys. Res.*, **86**(B4), 2763–2775.
- Turcotte, D.L. & Schubert, G., 1982. *Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems*, John Wiley, Chichester.
- Vagnes, E., Gabrielsen, R.H. & Harenno, P., 1998. Late Cretaceous-Cenozoic intraplate contractional deformation at the Norwegian continental shelf: timing, magnitude and regional implications, *Tectonophysics*, **300**, 29–46.
- Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P. & Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales, in *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 28, pp. 95–107, eds Coward, M.P., Dewey, J.F. & Hancock, P.L., Geological Society of London, London. (Reprinted 2003 in *Extensional Tectonics: Faulting and Related Processes*, Key Issues in Earth Sciences 2, pp. 171–183, eds Holdsworth, R.E. & Turner, J.P., Geological Society of London, London.)
- Wadge, G., Draper, G. & Lewis, J.F., 1984. Ophiolites of the northern Caribbean: a reappraisal of their roles in the evolution of the Caribbean plate boundary, in *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*, Geological Society of London Special Publication 13, pp. 367–380, eds Gass, I.G., Lippard, S.J. & Shelton, A.W., Geological Society of London, London.
- Watts, A.B., Bodine, J.H. & Steckler, M.S., 1980. Observations of flexure and the state of stress in the oceanic lithosphere, *J. geophys. Res.*, **85**(B11), 6369–6376.
- Wilson, M., 1993. Plate-moving mechanisms: constraints and controversies, *J. geol. Soc. Lond.*, **150**(5), 923–926.

Chapitre 3

Surrection induite par l'évolution thermique post-rift des marges

3.1 Introduction

Ce chapitre est constitué d'un article en préparation pour publication à *Geophysical Journal International* et qui présente les résultats d'une modélisation numérique en éléments finis, de l'évolution de la structure thermique 2D des marges passives après le breakup. Nous montrons que le réajustement thermique est différent selon l'état thermique initial des marges lors du breakup, et particulièrement pour les marges volcaniques et non-volcaniques. Les variations de températures calculées (positives et négatives) nous permettent, selon le principe d'isostasie, d'estimer des mouvements verticaux (surrection et subsidence), distincts pour ces deux types de marges.

3.2 Article

Résumé

Nous abordons dans cet article, les mouvements verticaux post-breakup des marges passives résultant de leur évolution thermique 2D. Le réajustement thermique des bassins et des marges passives après leur formation est bien connu en 1D grâce au modèle de McKenzie, mais il l'est moins en 2D. Nous avons donc réalisé un modèle numérique 2D en éléments finis afin d'estimer les échanges de chaleur verticaux et horizontaux, véhiculés uniquement par conduction (convection non prise en compte), depuis le breakup jusqu'au rééquilibrage thermique. La particularité de notre modèle est que nous testons des configurations thermiques différentes; celles de marges non-volcaniques et de marges volcaniques, qui aboutissent à différentes évolutions thermiques de la lithosphère.

Pour ces deux types de marges, un épaissement de la lithosphère, résultant d'un refroidissement est observé dans la partie amincie de la marge. En revanche, la marge non amincie, subit dans un premier temps (de 0 à 180 Ma) un réchauffement, provenant de la conduction latérale de chaleur depuis la marge amincie plus chaude. Ce réchauffement se traduit par un amincissement de la lithosphère. Puis (après 180 Ma), la lithosphère se refroidit et s'épaissit. Par comparaison avec les marges non-volcaniques, les marges volcaniques présentent un épaissement lithosphérique

moins rapide de la zone amincie, tandis que l'amincissement lithosphérique dans la marge non-amincie est plus important.

Ces variations d'épaisseur de la lithosphère (traduisant des variations positives ou négatives de température) peuvent être exprimées en mouvements verticaux isostatiques (uplift et subsidence), selon le principe d'Airy. Au niveau de la marge amincie, l'épaississement de la lithosphère induit une subsidence, croissant vers le bassin. Vers le continent (marge non-amincie), l'amincissement lithosphérique se traduit par une surrection de la marge. Cette dernière a été estimée, à partir de nos modèles à environ 520 m sur les marges volcaniques et 160 m sur les marges non-volcaniques. Ces résultats concordent bien avec les observations de topographie actuelle des marges, dans la nature; les marges volcaniques étant en moyenne 2 à 3 fois plus élevées que les marges non-volcaniques.

Avertissement

Dans cet article, les structures thermiques 2D modélisées sont régies par des échanges thermiques véhiculés par conduction. La non prise en compte de la convection mantellique, entraîne un artefact dans ces structures thermiques, caractérisé par de très fortes températures dans l'asthénosphère ($>1200^{\circ}\text{C}$) par rapport aux températures réellement observées dans les systèmes naturels ($1200\text{-}1300^{\circ}\text{C}$). Compte tenu de cet artefact, les échanges thermiques verticaux et horizontaux obtenus avec ce modèle, et les mouvements verticaux qui en découlent, sont surestimés par rapport à ce qui se produirait en réalité.

Le code numérique permettant de résoudre ce problème (prise en compte d'une température homogène de 1200°C dans l'asthénosphère) est actuellement en cours de développement, et permettra d'avoir des résultats très prochainement, mais qui ne figureront pas dans cette thèse.

*Manuscript in preparation,
to be submitted to Geophysical Journal International*

PASSIVE MARGINS UPLIFT INDUCED BY 2D POST-BREAKUP CONDUCTIVE LITHOSPHERE THINNING

Marie LEROY, Frédéric GUEYDAN and Olivier DAUTEUIL

*Géosciences Rennes (UMR CNRS 6118), Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cedex,
France.*

Abstract

Post-breakup vertical motions of passive margins are seen here as a result of the post-rift 2D thermal evolution. This thermal evolution is well known in 1D with the McKenzie model but remains however poorly constrained in 2D. A 2D finite element numerical model was therefore performed to evaluate both the vertical and horizontal conduction driven thermal evolution of continental passive margins, from breakup to post-breakup thermal equilibrium. Initial temperature configurations of non-volcanic and volcanic margins are tested, and lead to different thermal evolution of the lithosphere. For both margins, a thermal thickening is observed in the stretched lithosphere, whereas the unstretched lithosphere undergoes first (0-180 Ma) a thermal thinning and secondly (after 180 Ma) a thermal thickening. In comparison with non-volcanic margins, volcanic margin shows a slower thermal thickening and a greater thermal thinning in stretched and unstretched lithosphere respectively. The lithosphere thickness variations translated into isostatic vertical movements, reveal seaward thermal induced subsidence and landward thermal induced uplift. The estimated uplift reaches 520 m in volcanic margins and 160 m in non-volcanic margins. These numerical results are consistent with topographic observations in nature of volcanic passive margins, that stand 2 to 3 times higher than non-volcanic margins.

Keywords: thermal model, volcanic margins, lithosphere thickness, uplift, subsidence

1. Introduction

Rifted continental margins are often classified as volcanic or non-volcanic according to the thickness of igneous crust against the margin, and to the proximity of a hot-spot at the time of breakup. Probably 30% of passive margins in the world are classified as non-volcanic (for example: margins of north-western Africa), and 70% as volcanic (for example: margins of Greenland, Norway, Namibia and Brazil) (Ruppel, 1995).

The classic formation of a passive margin can be described as follows. The stretching of the continental lithosphere during continental dislocation leads to the thinning of the continental lithosphere, in association with block faulting, subsidence and upwelling of hot asthenosphere (Ziegler & Cloetingh, 2004). Passive margins result from the last stage of stretching, when oceanic crust is formed. They are characterized by a stretched continental lithosphere of 100 to 400 km large, and a crustal thickness from 30-40 km in unstretched part, to 8-10 km near the ocean/continent boundary (Brun, 1999). In the stretched crust, tilted blocks, horsts and grabens are defined by steep normal faults deeping generally towards the ocean (Fig. 1a). Volcanic margins are

characterized by intrusion and extrusion of large volumes of magma, occurring prior to and during plate breakup and early oceanic spreading (White & McKenzie, 1989; Eldholm, 1991; Skogseid *et al.*, 1992). The study of various volcanic margins has revealed common features like high velocity bodies in the lower crust, extruded lavas recognized in seismic lines with seaward deepening reflectors (SDR), and sills and dykes (Fig. 1b) (White & McKenzie, 1989; Gladchenko *et al.*, 1997; Price *et al.*, 1997; Jackson *et al.*, 2000; Eldholm *et al.*, 2000). Normal faults defining tilted blocks often deep landward in volcanic margins. All the volcanic bodies are created in context of hot sub-crustal conditions that do not exist in the non-volcanic margin configuration.

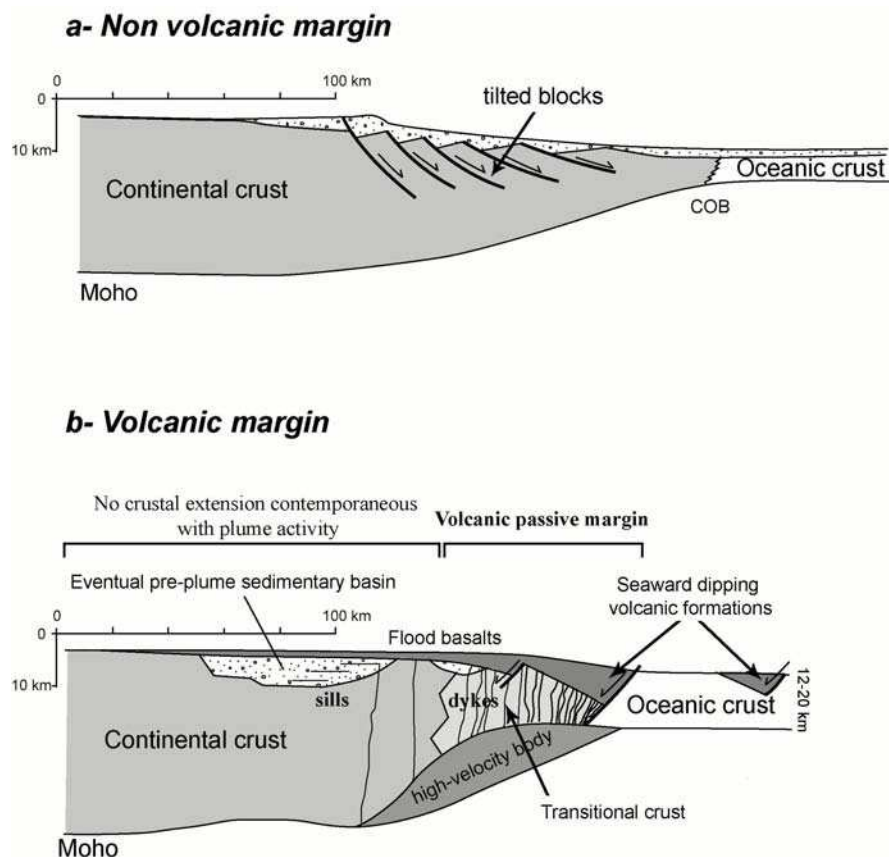


Figure 1 - Crustal geometry and principal features of non-volcanic (modified from Boillot, 1979) and volcanic passive margins (modified from Jeffroy, 2001). Contrary to non-volcanic margins, volcanic margins are characterized by intrusion and extrusion of large volumes of magma, sills and dykes, and by seaward deepening volcanic sediments. They are also a little shorter than non-volcanic margins.

These two types of margins, which differ from the amount of magmatism that occurs at the time of breakup, could thus be distinguished by their initial 2D thermal state, volcanic margins being marked by warmer geotherms than non-volcanic margins. The thermal evolution of these two types of margins, from the time of breakup to their total thermal readjustment remains however poorly constrained. The thermal evolution of the oceanic part of the margins has been studied with the variations in seafloor depth and heat flow with age (Stein & Stein, 1992), but the continental lithosphere thermal evolution is less constrained. The most famous post-rift thermal model for passive margins is the 1D McKenzie's model (McKenzie, 1978), which computed post-rift subsidence in the stretched part of the continental margin. This model predicts well the tectonic and thermal subsidence and the timescale of each process. This model however does not take into

account the horizontal variations with time of the temperature along the margin (from stretched to unstretched continental lithosphere), nor the possible, temperature inferred vertical motions in the unstretched part of the margin. This is the objective of this present paper.

Post-breakup, upward vertical motions have been recognized on many margins. These motions are documented in the continental part, not necessary stretched, of the margins. Uplift has indeed been recognized in North-Western Europe (Stuevold & Eldholm, 1996; Japsen & Chalmers, 2000), in West Africa (Partridge & Maud, 1987; Burke, 1996), South-East Brazil (Cobbold *et al.*, 2001; Saenz *et al.*, 2003) and India (Gunnell & Fleitout, 2000). In Fennoscandia, the uplift rate was estimated of up to 8 mm/yr in central parts of the Baltic Sea (Fjeldskaar *et al.*, 2000), and in South Africa, the uplift reached 900 m in Pliocene (Partridge & Maud, 1987). Several models have been proposed to explain this uplift including glacial rebound, lithospheric flexuration induced by erosion, mantle plume effects and regional compression (Gilchrist & Summerfield, 1990; Nyblade & Robinson, 1994; Stuevold & Eldholm, 1996; Japsen & Chalmers, 2000; Cobbold *et al.*, 2001). Except for the mantle plume model, the temperature of the lithosphere is not often taken into account to explain the margin uplift.

As well as the subsidence is strongly controlled by the thermal readjustment of the lithosphere, and particularly by the initial thermal state of the margin (McKenzie, 1978), this paper aims to constrain the thermal effects on margin uplift. This question is important to be raised in case of volcanic passive margins, characterized by voluminous intrusive and extrusive volcanic activity, uplift and lack of rapid initial subsidence during continental breakup (Eldholm, 1991; Skogseid *et al.*, 1992). The hot initial thermal state of these margins may have an influence on the post-breakup thermal evolution of the lithosphere, and consequently on surface effects induced by buoyancy forces and consecutive isostatic readjustments.

A 2D finite element numerical model of lithosphere scale thermal conduction was used to study the role of the initial thermal state on the thermal evolution of the margins. The difference between volcanic margins and non-volcanic margins has thus been systematically investigated. Others models have already been performed in 2D and allow lateral heat flow in the lithosphere, consecutive to rifting. In some models the thermal structure evolution of the lithosphere is computed for sedimentary basins (Cochran, 1983) and for transform continental margins (Gadd & Scrutton, 1997; Vagnes, 1997). These models predict lateral heat conduction that has a significant effect on the basin subsidence and rift flank uplift histories. The uplift generated in basin surrounding areas by thermal expansion, can amount to several hundred meters (Cochran, 1983). But none of these models tested the influence of post-breakup initial thermal state of the lithosphere, which is the aim of this paper. Edge-driven convection, induced by a sharp lithosphere topography, could also promote the driven forces necessary for the margins uplift (Buck, 1986; King & Anderson, 1998; Boutilier & Keen, 1999; Huisman *et al.*, 2001). This small scale convection was used to study the convective destabilization of lithosphere cratonic roots, with a high and steep lithosphere thickness difference. For passive margins, where the lithosphere thinning is much more gradual, edge-driven convection is probably less favorable, if present. For sake of simplicity, and having no constrain on the relevance of small scale convection in passive margins, convection has been disregarded in this study. We chose to focus this study on the role of 2D conduction in lithosphere thinning and thickening, and the related vertical motions. The role played by the edge driven convection is postponed to future works, having constrained with this study the influence of the conduction.

In this paper, we first describe our 2D numerical model, that computes the temperature evolution of the lithosphere with time, from an initial thermal state given. Different initial thermal configurations, corresponding to non-volcanic and volcanic margins, are tested and analyzed in term of thermal buoyancy forces and surface effects. Then, we compare our results with natural observations of passive margins topography.

2. 2D thermal model

We have performed a lithospheric thermal numerical model to compute the isotherm readjustment driven by conduction of the two types of passive margins after the stretching event. This readjustment depends on the initial thermal configuration, and therefore on the margin geometry.

2.1 Initial 2D thermal state

The initial thermal state chosen corresponds to the drifting stage of a passive margin, when oceanic crust is formed (Fig. 2). At this stage, the continental lithosphere is stretched. The continental crust is thinned and stretched with graben formation in its brittle part. The whole lithosphere is getting thinner towards the ocean/continent boundary, as expressed by the 1200°C isotherm corresponding to the base of the lithosphere (Fig. 2).

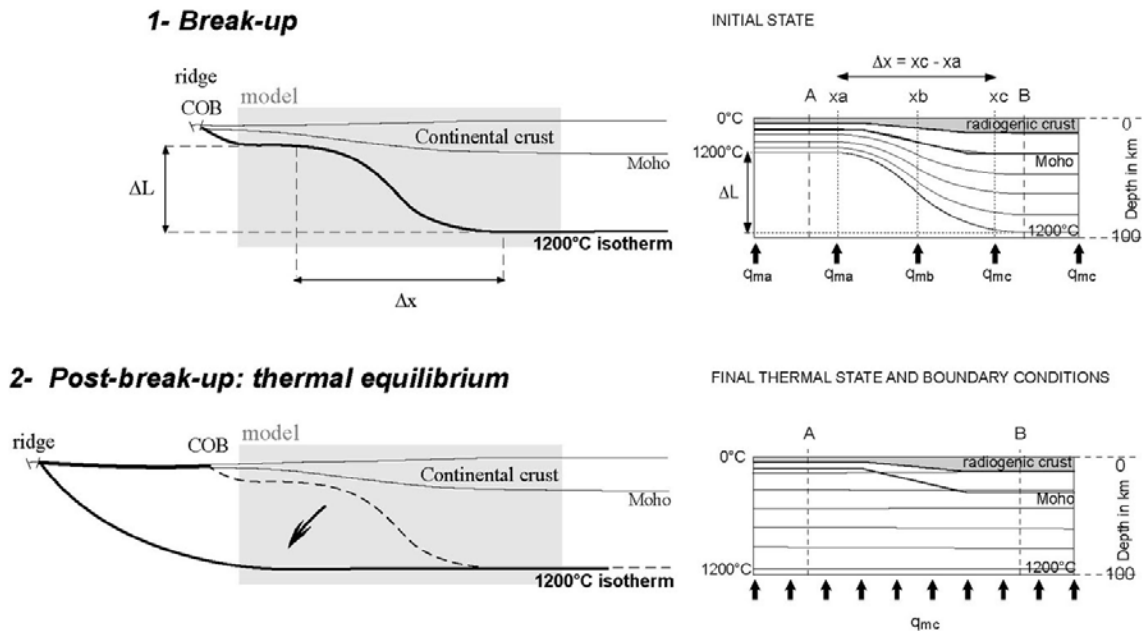


Figure 2 - Geometry of a passive margin in nature (left) and numerical model (right). (1) at the time of breakup (initial thermal state), and (2) a few tens of Ma after drifting, when the lithosphere is thermally re-equilibrated (stable thermal state). The 1200°C isotherm constitutes the basal boundary of the lithosphere. Its shape under continental part is described for the initial thermal state (1) by values ΔL and Δx , controlled in the numerical model by different heat fluxes positions and values, imposed at the bottom of the model (see Table 2). Heat fluxes are then homogenized to obtain the final thermal state (2), corresponding to a lithosphere thermally readjusted. Note that the crustal part remains stretched after re-equilibration. In the model, two parts constitute it, the radiogenic crust in grey, and the lower crust.

The final thermal stage of the passive margin (Fig. 2) is obtained when isotherms in the continental part of the lithosphere are completely readjusted. We assume that the crust remains stretched in the stable thermal state, and that the Moho keeps its breakup geometry during thermal readjustment. The two dimensions numerical model simulates a 270 km long and 100 km height continental lithospheric part of a passive margin (Fig. 2). The oceanic lithosphere has not been modeled, since our main objective is to study the thermal evolution of the unstretched continental part of the passive margins, and its uplift. The studied structure begins a few kilometers after the

ocean/continent boundary, as sketched in shaded rectangle on figure 2. The crustal thickness is set to 30 km in the unstretched continental lithosphere and decreases to 10 km in the stretched lithosphere, near the ocean/continent boundary, which reflects a stretch factor of 3.

These initial thermal states were set in the 2D studied structure as follows. First, five 1D thermal profiles were defined and applied to five vertical cross section, located, at the right corner, at point xa, xb, xc and at the left corner of the structure. These 1D temperatures $T(z)$ as a function of the depth z are defined by:

$$\begin{aligned} z < H_{RC}, \quad T(z) &= -\frac{r}{2k}z^2 + \left(\frac{q_m}{k} + \frac{r}{k}H_{RC}\right)z + T_o; \\ z > H_{RC}, \quad T(z) &= \frac{q_m}{k}(z - H_{RC}) + T_{RC}; \text{ with } T_{RC} = \frac{r}{2k}H_{RC}^2 + \frac{q_m}{k}H_{RC} + T_o \end{aligned} \quad (1)$$

where r , k , q_m and T_o are the radiogenic heat production (which occurred over a thickness H_{RC}), the conduction, the basal heat flux and the surface temperature set to 300°K, respectively. The five 1D vertical temperature profiles are thus defined by setting the appropriate value of q_m and H_{RC} (see table 1). The 2D initial thermal state is then analytically computed using a simple horizontal interpolation of the five 1D temperature profiles. These initial thermal states thus define different depth of the base of the lithosphere, depending on the geotherm. The base of the lithosphere is indeed the depth L where the temperature is equal to 1200 °C (denoted T_L). From (1), we can thus derive

$$L = \frac{k}{q_m}(T_L - T_{RC}) + H_{RC} \quad (2)$$

Consequently, different values of q_m and H_{CR} (and thus of T_{RC}) will lead to different values of L . More specifically, over $\Delta x_{ab}=x_b-x_a$, the difference in lithosphere thickness ΔL_{ab} is dictated by the decrease of temperature and the increase of H_{CR} (from A to B). Similarly, ΔL_{bc} marks the difference in lithosphere thickness between B and C. Note that the lithosphere thickness gradient is imposed only between points A and C. The variation of the initial lithosphere thickness over the whole structure is ΔL over the horizontal distance $\Delta x (=x_c-x_a)$, as it is shown in Figure 2. These two parameters (ΔL and Δx) will be systematically used in what follows to characterize the initial thermal state. We have used in our model a constant maximum depth for the bottom of the lithosphere that is 93 km.

An artifact of this model is that we do not take into account the convective heat transport. The temperatures are therefore greatly overestimated in the asthenosphere, compared with temperatures in nature.

2.2 Governing equations and boundary conditions

The heat equation solved is the 2D formulation of the time dependant heat conduction, which reads:

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} - \left(k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + k \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) = r \quad (3)$$

where ρ and C are the material density and the capacity, respectively. Values of these parameters for the crust and the mantle can be found in Table 1. Note that the radiogenic heat production is zero for depths greater than H_{RC} . The boundary conditions are as follows. The surface temperature is set to T_o , as it was done for the initial conditions. The basal heat flux is, for time t greater than 0 (e.g. immediately after the 2D initial thermal states discussed above) set to the lowest value q_{mc} . The equilibrium lithosphere thickness L will thus be dictated by this value q_{mc} . This flux was set

here to the classical value of 25 mW.m^{-2} , leading to an equilibrium lithosphere thickness of 93 km, which is close to the classical value of 100 km. The time necessary to reach this thermal equilibrium is given by the characteristic conduction time, which depends on the length of the system to the power of two. Note that in our problem, two lengths have to be considered. First, the total thickness of the lithosphere, L , and second, the difference of lithosphere length ΔL in the initial thermal state. Indeed, thermal conduction will be predominantly activated within this thickness ΔL , in order to dissipate the exceed of heat. Two characteristic times could thus be defined, the first being the lithosphere time t_L , the second the margin time $t_{\Delta L}$.

$$t_L = \frac{\rho C L^2}{k}, \quad \text{and} \quad t_{\Delta L} = \frac{\rho C \Delta L^2}{k} \quad (4)$$

Setting L to 93 km gives a lithosphere time of 330 Ma. The margins times range between 160 Ma and 280 Ma, for ΔL between 65 and 85 km. This second relative short characteristic time is well correlated with the timing of margin uplift and subsidence, as it will be quantitatively documented in the next section.

Symbol	Parameter	Value
r	Radiogenic heat production	$1.5 \mu\text{W.m}^{-3}$
H_{Rc}	Thickness where radiogenic heat production occurs	1/3 of crust thickness
k	Conduction	$2.1 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ for crust $3.0 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ for mantle
q_m	Basal heat flux	see Table 2
T_0	Surface temperature	300°K
T_{Rc}	Temperature of the base of the radiogenic crust	varying
T_L	Temperature of the base of the lithosphere	1200°C
L	Depth of the base of the lithosphere	varying
ΔL	Variation of the initial lithosphere thickness, over the model	see Table 2
Δx	Horizontal distance over which ΔL occurs	see Table 2
ρ	Material density	2800 kg.m^{-3} for crust 3300 kg.m^{-3} for mantle
C	Material capacity	$1000 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ for crust and mantle
t_L	Characteristic conduction time of the lithosphere	330 Ma
$t_{\Delta L}$	Characteristic conduction time of the margin (time necessary to reach the thermal equilibrium)	160 Ma for $\Delta L = 65 \text{ Ma}$ 280 Ma for $\Delta L = 85 \text{ Ma}$

Table 1 - Parameters used in the calculations and interpretation of results.

This 2D numerical model is a purely conductive model and thus cannot predict any deformation (e.g. fault, buckling, flexure) which lead to surface deformation. The expected vertical motion of the surface can however be estimated using the principal of local isostasy (in the sense of Airy), as it will be done in this paper.

The time evolution of heat conduction is solved by numerical means, using the finite elements approximation for the spatial discretization and the finite-difference method for the time discretization. The code SARPP (Gueydan, 2001; SARPP, 2003) was used for that purpose. The lithosphere is discretized into 60 x 60-9 noded Lagrangian Elements. The finite difference scheme selected for the time discretization was the Galerkin one.

3. Numerical results

Different initial thermal configurations were tested to simulate non-volcanic margins, and volcanic margins characterized by a hot initial thermal state. These configurations are obtained using different values of ΔL and Δx , modified using different positions x_a , x_b , x_c and values of heat fluxes q_{ma} , q_{mb} , q_{mc} (Table 2). Three models are presented, the first one with $\Delta L=65$ km and $\Delta x=180$ km (smooth initial isotherm geometry), the second one with $\Delta L=65$ km and $\Delta x=90$ km, and the third one with $\Delta L=85$ km and $\Delta x=90$ km (steep initial isotherm geometry).

	<i>Position (km)</i>			<i>Basal heat flux (mW.m⁻²)</i>	
	x_a	x_b		q_{ma}	q_{mb}
$\Delta x=180$	45		$\Delta L=85$	300	
	135			45	
	225			25	
$\Delta x=90$	90		$\Delta L=65$	86	
	135			39	
	180			25	

Table 2 - Horizontal positions (x_a , x_b and x_c) and values (q_{ma} , q_{mb} and q_{mc}) of basal heat fluxes used in model 1 ($\Delta x=180$ and $\Delta L=65$), model 2 ($\Delta x=90$ and $\Delta L=65$) and model 3 ($\Delta x=90$ and $\Delta L=85$).

Model 1 simulates the thermal state of a non-volcanic margin. As in nature, its lithosphere is stretched proportionally to the crustal part with no additional heat required. Model 3 is suitable to represent a volcanic margin. Its initial thermal state is indeed characterized by a great contrast between hot conditions under the stretched crust, and classical continental lithospheric temperatures under the unstretched crust. This thermal state is therefore appropriate to generate volcanism on margins. Model 2 is an intermediate case between these two models, useful for determining the respective effects of Δx and ΔL variations (as only one parameter is modified in comparison with model 1 or 3).

In our thermal modeling, the thinned crust is modeled with the same length for volcanic and non-volcanic margins, although it appears to be shorter in volcanic margins (Fig. 1). This approximation does not have a considerable influence on the thermal evolution, as it only acts on the radiogenic production repartition in the crust.

3.1 Thermal 2D evolution of the passive margins

The thermal evolution slightly differs for the various initial thermal states modeled (Fig. 3). On Figure 3, the evolution of the three models is displayed for different ages after breakup: 19, 57, 133 and 380 Ma.

Model 1 ($\Delta L=65$ km and $\Delta x=180$ km)

For the initial lithosphere configuration of $\Delta L=65$ and $\Delta x=180$, the isotherms shape is initially rather smooth. The lithosphere base (represented by the 1200°C isotherm) evolves from 27 km deep under thinned crust (left of the model), to 93 km deep under non thinned continental crust (right of the model).

During the thermal readjustment, we can distinguish two different evolutions according to the location in the model. More precisely, the thermal readjustment is different if we consider a vertical section in the thinned lithosphere (left of the model) or in the unstretched lithosphere (right of the model).

In the thinned lithosphere, the thermal adjustment inferred by the applied heat flux q_{mc} , provokes the cooling of the lithosphere. This cooling is materialized by the progressive deepening of the isotherms. The 1200°C isotherm tends to reach an horizontal thermal state at 93 km deep, in agreement with the heat flux q_{mc} fixed to 25 mW.m⁻² and eqs (2) and (3). This state is nearly obtained at 380 Ma, thus later than the expected characteristic time of 330 Ma. In the right part of the model (unstretched lithosphere), the basal heat flux q_{mc} applied to readjust the temperature is the same as in the initial state. However, we observe in this part of the model, a little thermal thinning (or heating of the lithosphere), characterized by the upward migration of isotherms in the model (times 57 and 133 Ma). The position of isotherms in this part of the model should not have changed, because the heat flux imposed remains the same. This apparent discrepancy is explained by a lateral horizontal conductive heating, as discussed next. In a second stage, the isotherms deepen to nearly reach the stable thermal state at 380 Ma. Between these two extreme thermal evolutions, the middle part of the model shows progressive isotherms deepening in accordance with the thermal readjustment expected.

Model 2 ($\Delta L=65$ km and $\Delta x=90$ km)

The initial isotherms shape is steeper in this configuration because Δx is diminished by half, and ΔL remains constant. As in model 1, the initial lithosphere base evolves from 27 km to 93 km deep, but we can notice in this configuration a hotter sub-crustal mantle in the middle part of the model (under the crustal slope).

During thermal readjustment and in comparison with model 1, the isotherms deepen less rapidly in the thinned lithosphere (left part), but tend to reach the same horizontal thermal state. As in model 1, this stable state is nearly obtained after 380 Ma.

In the unstretched lithosphere (right part), the thinning of the lithosphere provoked by lateral heating is observed again at times 57 and 133 Ma. However, the upward migration seems to appear later than in model 1. It is indeed less pronounced after 57 Ma than in model 1, but approximately equal after 133 Ma. The lithosphere thickness is then progressively readjusted to its stable thickness of 93 km. This stable state is nearly obtained after 380 Ma.

Model 3 ($\Delta L=85$ km and $\Delta x=90$ km)

In this model, ΔL is 85 km and $\Delta x=90$ km. The isotherms are therefore steeper in the initial thermal state and the base of the lithosphere evolves from 8 km under thinned crust, to 93 km deep under the unstretched crust. This initial configuration results in a very hot sub-crustal temperature (> 1000°C) in the thinned lithosphere (left and middle part of the model), representative of volcanic break-up thermal configuration.

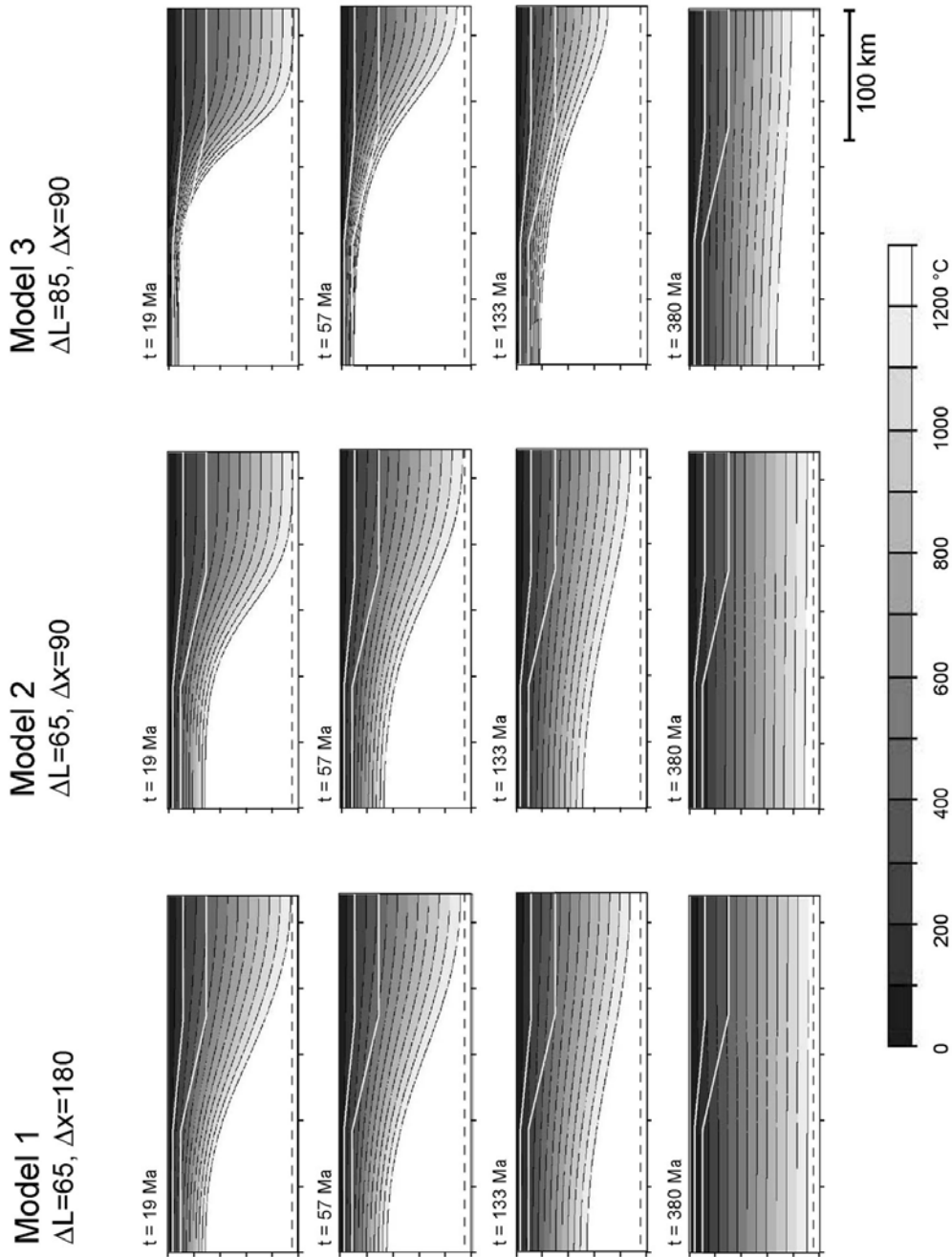


Figure 3 - Thermal evolution of the lithosphere for different initial thermal configurations. The evolution is represented for 19, 57, 133 and 380 Ma after breakup of the margin. White lines constrain the continental crust geometry: The bottom white line represents the Moho and the upper one represents the interface between radiogenic and non-radiogenic crust. Twelve isotherms are represented (one each 100°C, from 0 to 1200°C). Dotted line at the bottom of each picture corresponds to the stable thermal state.

During the thermal readjustment, the temperature of the thinned lithosphere (left part) evolves as in models 1 and 2, towards the horizontal stable thermal state, set by heat flux q_{mc} . This evolution is however very slow in early stages compared to the two other configurations. The isotherms deepen of approximately 15 km during the first 133 Ma. At 380 Ma after initial state, the stable thermal state is not reached, compared to models 1 and 2, where at that time, isotherms are flatten and nearly readjusted.

In the right part of the model, the thermal thinning is very pronounced. After 133 Ma for example, the 1200°C isotherm has undergone an upward migration of about 30 km. The isotherms are then readjusted slowly toward the stable thermal state. As for the stretched part, this stable state is not reached after 380 Ma in the unstretched part of the model.

In summary, the temperature is driven conductively in 2D, in comparison with the 1D McKenzie model. This 2D conduction provokes a classical thermal cooling, resulting in a lithosphere thickening of the stretched margin, but it also leads in the unstretched part, to a thermal heating driven laterally from the hotter stretched margin. This heating results in a thermal thinning of the lithosphere, that disappears progressively with time.

3.2 Lithosphere thickness evolution

According to the model, the thermal evolution of the continental lithosphere after breakup is characterized by lithosphere thickness modifications. These modifications are noticeable both in the stretched and unstretched parts of the lithosphere that evolve differently.

Under the stretched crust, a thickening of the lithosphere occurs in response to the cooling of the lithosphere with thermal readjustment, while under the unstretched crust, a thinning of the lithosphere has been noticed during the early stages of thermal evolution. This thinning is due to heating that occurs in the right part of the model by horizontal conductive heat propagation from the hot asthenosphere localized under thinned lithosphere. The lithosphere thickness evolution in the two opposite parts of the model has been quantified in details, for the different configurations (Fig. 4).

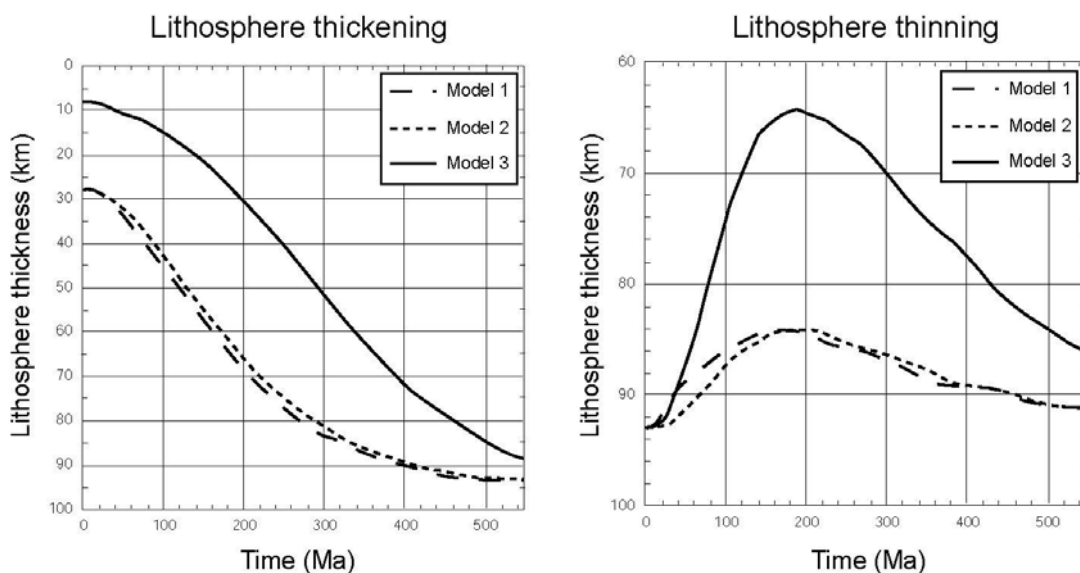


Figure 4 – Lithosphere thickness evolution in the two opposite parts of the model, during thermal readjustment of models 1, 2 and 3. Lithosphere thickening is observed in the stretched part of the margin ($x = 0$ km), whereas lithosphere thinning occurs in early stages in the unstretched part ($x = 270$ km).

In the stretched part of the model (left part), the lithosphere thickness increases during the thermal readjustment for the 3 models. The thickening is low in the first 40 Ma, then increases from 40 to 400 Ma, and last decreases till the stable thermal state. The thickening curves of model 1 and model 2 are similar because ΔL is equal (65 km), whereas for model 3, the ΔL of 85 km leads to a largest thickening of the lithosphere during thermal readjustment (Fig. 4). We notice however a little gap in time between the two curves of model 1 and 2. The model 1 evolves more rapidly than model 2. In model 3, the maximum increase in thickness occurs later than in the two other models. The thickening corresponding to vertical conduction of heat, this observation is easily explained with the characteristic conduction time $t_{\Delta L}$ of the margin. The more ΔL is large, the longer thermal equilibrium is reached. Therefore, the delay in thickness increase of model 3, accounts for the larger $t_{\Delta L}$ obtained for this model (see Table 1).

In the unstretched part of the model (right part), the lithosphere thickness decreases in the first 200 Ma following the breakup, and then increases to tend towards the stable state of 93 km (Fig. 4). The two curves of models 1 and 2 show in early stage, a similar thinning of 9-10 km, with a little delay for model 2. The maximum of thinning is obtained after 180 Ma in model 1, whereas it is reached after 200 Ma in model 2. The lithosphere thickness of model 3 decreases of almost 30 km during this same stage, and the maximal thinning is obtained at 180 Ma. In a second stage, the lithosphere thickness increases. It nearly reaches the stable thickness in models 1 and 2, but only 85 km after 500 Ma in model 3.

Consequently, the thinning of the lithosphere seems maximal after 180-200 Ma, but its intensity depends on the initial thermal configuration and more precisely on ΔL and Δx . The first parameter ΔL have the most important effect on thermal heating and thinning of the lithosphere, as it is higher in model 3. The more ΔL is high, the more heating and thinning is great. Indeed, when ΔL is high, the temperature difference between the two opposite parts of the model (left-right), is large on a given horizontal line. The heat conducted laterally is therefore bigger. The parameter Δx has a less important impact on thermal thinning but it plays a role on the parameter time. When Δx increases, the thermal thinning occurs earlier (model 1 versus model 2). This is because when Δx is smaller, the heat conducted laterally has a shorter distance to cover, between stretched and unstretched margin.

Consequently, the maximum intensity of thinning and therefore heating of the lithosphere seems to be controlled by the initial isotherms slope. They are greater when the slope is steeper.

The contrary effect is observed underneath the thinned lithosphere. Indeed, during the thermal evolution, the lithosphere cools and thickens in this area. The corresponding negative temperature difference generated is from 3 to 10 times higher than that observed for the heating.

4. Vertical motions of the margins inferred by their thermal evolution

The model has shown that the initial thermal state of a passive margin influences its future thermal evolution. This thermal evolution after breakup should have an influence on buoyancy forces generated in the lithosphere and therefore on surface motions like subsidence or uplift, as it is discussed now. As the thermal evolution can be different, these surface motions may be different from one margin to an other, if these margins had different initial thermal state at the time of breakup (non-volcanic vs. volcanic margins).

The thermal evolution of non-volcanic and volcanic margins, deduced from models 1 (non-volcanic) and 3 (volcanic), can be summarized as in Figure 5. Their thermal evolution can be divided into two phases. The first one, from breakup to about 180 Ma after, corresponds to the period when lateral heating propagates, and results in lithosphere thinning under stable continent.

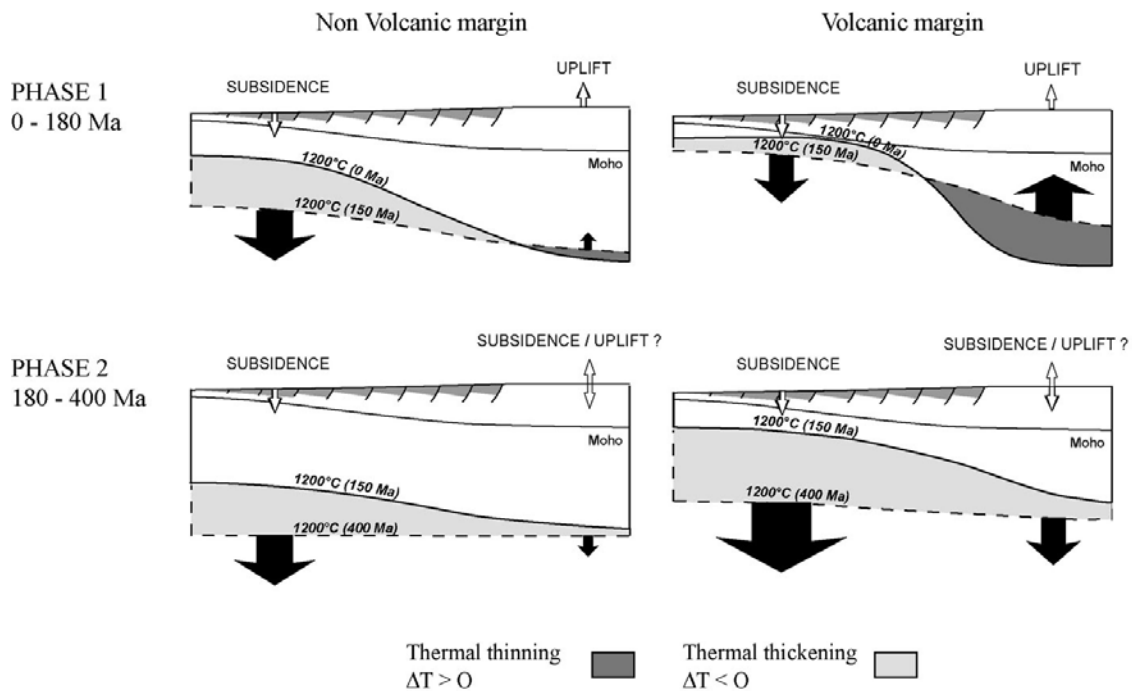


Figure 5 - Lithosphere evolution and induced effects for non-volcanic (left) and volcanic passive margins (right) after their breakup. Phase 1 corresponds to the period where heating propagates laterally, resulting in lithospheric thinning. Phase 2 corresponds to isotherms readjustment after dissipation of lateral heating. Note the effects induced by the upward or downward migration of the 1200°C isotherm with time.

The second phase, beginning at about 180 Ma corresponds to the period when isotherms deepen and readjust without lateral heating effect.

In the figure 5, a great variation in readjustment speed is noteworthy, between the two types of margins, in the stretched lithosphere. The readjustment is slower in the volcanic margin during the first phase, and then becomes faster in the second phase. However, the volcanic margin is not totally thermally readjusted after 400 Ma. An other significant difference between the two margins is the upward migration of the base of the lithosphere during the first phase of readjustment. This migration is higher in the volcanic margin and means an important increase in temperature under the unstretched lithosphere.

It is important to note that such temperature and lithospheric thickness variations may have an effect on downward or upward buoyancy forces, resulting in subsidence or uplift surface effects. Consequently, greater thermal heating in early stages of volcanic passive margins evolution could lead to a more important induced uplift of the continent, than that occurring on non volcanic passive margins. And while the landward part of the margin is uplifted, the seaward part of the margin undergoes downward forces leading to subsidence.

During the second phase, only thermal cooling subsists in the lithosphere, when lateral conduction has stopped. The thinned lithosphere is still submitted to subsidence, but we can wonder what will be the effect on the thick unstretched margin: subsidence or uplift (Fig. 5). An uplift could indeed be induced by flexuration rebound effects, provoked by the higher subsidence in the stretched margin (left part).

The vertical movements of a point in the passive margin due to thermal evolution is estimated assuming that temperatures variations within the lithosphere cause a thermal expansion dh of the

lithosphere. This can be calculated for a small vertical displacement of the isotherms dz , of a unit area of vertical columns which has its temperature increased by dT as follows:

$$dh = \alpha \cdot dT \cdot Dz \quad (5)$$

where α is the coefficient of thermal expansion of the upper mantle/crust.

Integrating over the whole column we get:

$$h = \int_{z=0}^{z=z_a} \alpha \cdot (T_2 - T_1) \cdot dz \quad (6)$$

where T_1 and T_2 are the temperature profiles for the initial state and other time t , z_a is the base of the lithosphere depth.

We get

$$h = \alpha \cdot \Delta z \cdot \frac{T_a - T_0}{2} \quad (7)$$

where T_a is the asthenosphere temperature, T_0 is the surface temperature, and Δz corresponds to the 1200°C isotherm vertical elevation.

With $\alpha = 3 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$, $T_a = 1200^\circ\text{C}$, and $T_0 = 0^\circ\text{C}$, we get:

$$h = 0.018 \cdot \Delta z. \quad (8)$$

Thus a 10 km rise in the 1200°C isotherm implies an uplift of 180 m.

The resulting uplift and subsidence quantities are computed from our three models by eq. (8), and displayed in Figure 6.

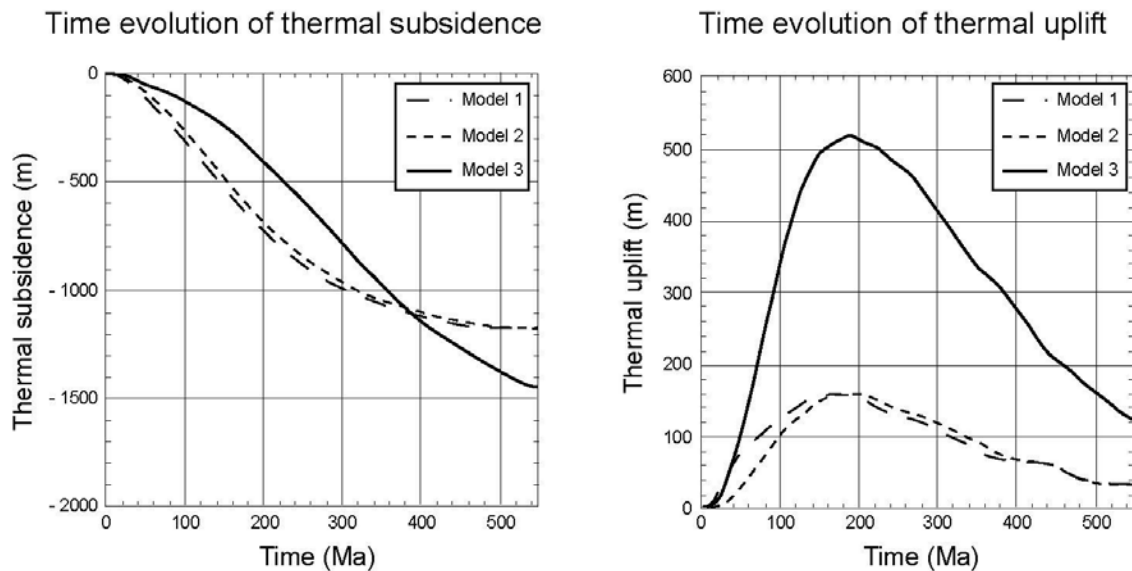


Figure 6 – Computation of thermal uplift and subsidence in the two opposite parts of the model, resulting from the thermal and thickness evolutions of the lithosphere. In the stretched part of the margin, ($x = 0$ km, left) subsidence occurs, whereas in the unstretched part ($x = 270$ km, right) uplift is obtained in early stages.

These results show that uplift and subsidence are quite similar for models 1 and 2 that would represent non-volcanic margins. However model 3, representing volcanic margin shows an uplift increased 3 times. This uplift reaches up to 520 m after about 180 Ma in model 3, whereas it reaches only 160 m in the case of non-volcanic margins. The subsidence is, in model 3, lower in the first phase (< 180 Ma) than that of models 1 and 2. In the second phase (> 180 Ma), the uplift induced by heating decreases for each of our models. These vertical motions are however probably overestimated, because temperatures in the modeled asthenosphere are hotter than in nature (convection is not taken into account).

5. Discussion

The numerical model reveals that the thermal readjustment occurs differently for various initial thermal states of passive margins. During the readjustment, while isotherms deepen and tend to reach the stable state under the stretched crust, a heating is observed under unstretched crust. This heating, characterized by an upward migration of isotherms, is higher when the initial isotherms configuration is steep. As well, in this last case, the readjustment in the stretched lithosphere is slower. These differences have an effect on surface vertical displacements like subsidence and uplift. Particularly, in the case of volcanic passive margins where the initial thermal state is hot in the stretched lithosphere, the model predicts a higher uplift landward and a lower subsidence seaward than for non volcanic margins, where the initial thermal state is colder. We have tried to check these predictions in nature, by comparing the uplift on volcanic and non volcanic margins.

The difference in uplift rates can be estimated roughly with the current margins topography. We assume for this estimation that the current topography results from post-rifting vertical movement. If the topography is high, we suppose that the margin has undergone important uplift since breakup, and if the topography is low, the uplift rate since breakup is supposed to be small.

We have computed from the Digital Elevation Model ETOPO 30 (horizontal resolution of 1 km, and vertical accuracy 30m) the mean height of 20 volcanic and non-volcanic margins described in Table 3 (Fig. 7). For the Greenland margin (n°1), we have subtracted from the mean elevation calculated, the 2000 m corresponding to the icecap thickness (see website: <http://www.geocities.com/Yosemite/4466/mapintro.html>).

These heights were plotted according to the age of the margins (Fig. 7) in order to check if there are topography variations with age, as observed in our model. The age of the margin was estimated from the UNESCO geological map of the world. On the graph, the different types of margins (Table 3) (from Coffin and Eldholm, 1992) were plotted with different symbols: triangles for volcanic margins, dots for non-volcanic margins. It results that the topography of volcanic margins is higher (~ 700 m) than that of non-volcanic margins (~ 300-350 m). The mean topography of volcanic margins increases with age from about 600 m for the youngest, to about 800 m for the oldest. On the other hand, the increase with age is not significant for non-volcanic margins.

Assuming that this topography reflects the uplift history of the margins, we deduce that volcanic margins have undergone higher uplift since breakup (2 to 3 times higher) than non-volcanic margins. This result is consistent with those revealed by our modeling (Fig. 6).

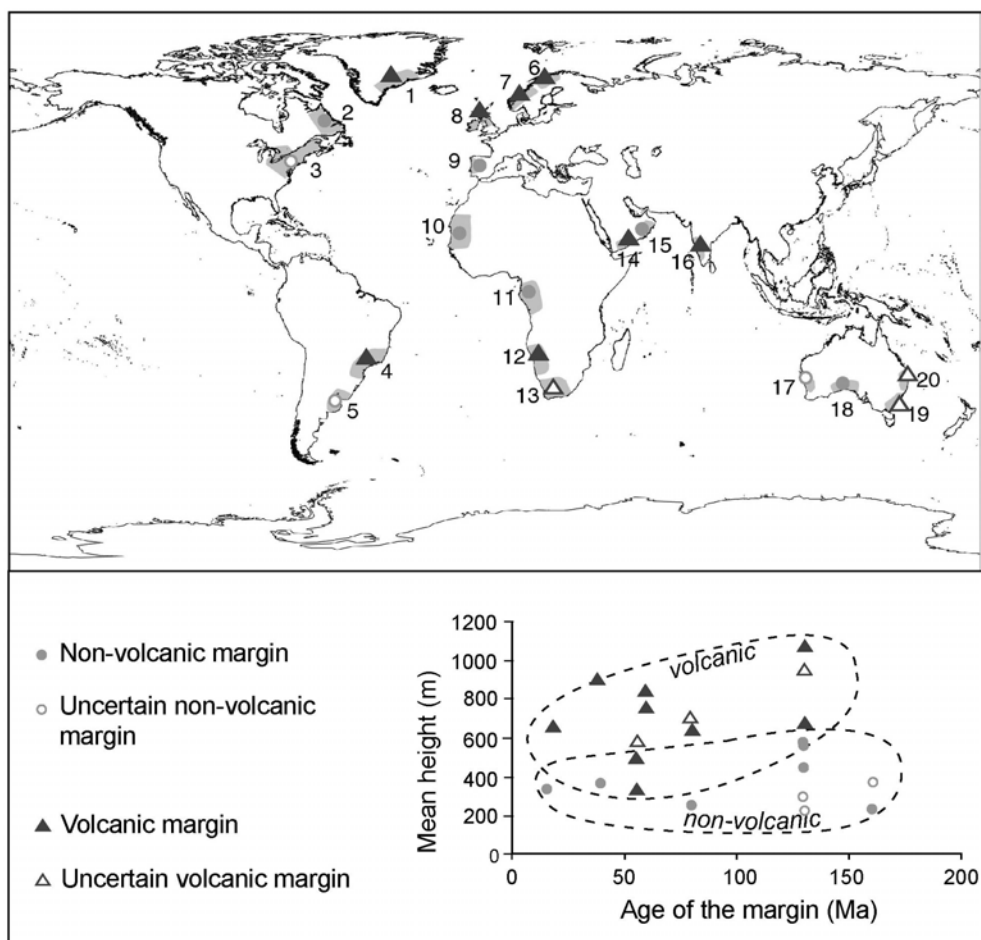


Figure 7 - Mean height of 20 volcanic and non-volcanic passive margins plotted as a function of the age of the margins. Characteristics of the 20 passive margins are displayed in Table 3. Non-volcanic margins are plotted with black dots (full when the non-volcanic aspect at breakup time is certain, empty when uncertain). Volcanic margins are displayed with black triangles (full when the volcanic aspect of the province at breakup time is certain, empty when the volcanic association with breakup time is uncertain).

We can wonder also if the subsidence history of margins could not be revealed by basin sedimentation. That could confirm or not the slow subsidence rate in early stages of volcanic margins, and the higher subsidence rate later. But the post-breakup subsidence history is not easy to estimate. Indeed the sedimentation depends on the age of the margin, and is very disturbed by erosion processes, drainage modifications and delta sedimentation for example. It is therefore difficult to have a reliable estimation of subsidence rates on lots of passive margins. However in the literature, subsidence is said to be small in early stages of volcanic passive margins rifting (Clift, 1996; Clift, 1997; Jackson *et al.*, 2000; Skogseid, 2001; Menzies *et al.*, 2002;). This aspect is in good accordance with the slow thermal readjustment in early stages of volcanic passive margins, revealed with our model (Fig. 6). Later however, the model reveals that the thermal readjustment occurs quicker in stretched part of volcanic passive margins (Fig. 6). The subsidence must therefore be accentuated. In the volcanic margin of southern North-Sea, tectonic subsidence is accelerated during Plio-Pleistocene, whereas post-rift stage starts during the Cretaceous (Ziegler & Cloetingh, 2004). This observation could reflect a quicker thermal readjustment in Plio-Pleistocene, but can result also from regional tectonics that occurs in this region.

Margin	Country	Mean height (m)	Approximated age (Ma)	Type of margin Volcanic (V) Non Volcanic (NV)
1	Greenland	488	55	V
2	Canada	445	130	NV
3	USA	372	160	NV
4	Brazil	674	130	V
5	Uruguay/Argentina	225	130	NV
6	Norway	750	60	V
7	Norway	836	60	V
8	British Isles	326	55	V
9	Spain/Portugal	558	130	NV
10	Senegal/Mauritania	234	160	NV
11	Gabon	556	130	NV
12	Namibia	1064	130	V
13	South Africa	951	130	V
14	Yemen	886	40	V
15	Oman	360	17	NV
16	India	641	80	V
17	Australia	295	130	NV
18	Australia	252	80	NV
19	Australia	700	80	V
20	Australia	583	55	V

Table 3 - Description of the 20 passive margins displayed on Figure 7 : localisation, age, type of margin (volcanic (V) or non-volcanic (NV) from Coffin & Eldholm, 1992).

An other result of the numerical model is the intensity evolution of the heating and thinning of the lithosphere (Fig. 4). The thinning is in a first phase increasing, and in a second phase decreasing. The uplift generated in response to this propagation may record these changes. Unfortunately these changes are impossible to check on natural cases because the threshold between these two phases occurs at 180 Ma, and this is precisely the age of the oldest passive margins on Earth. Moreover, it would be difficult to differentiate the effects of tectonic stresses on uplift, from those related to thermal relaxation of the lithosphere.

Some processes, not taken into account in our modeling, could alter the results obtained, as the flexuration and the erosion. The first phenomenon is likely to accentuate upward and downward vertical movements on margins. The erosional processes can generate enhanced lithospheric thinning and margin uplift by the way of thermal and flexural weakening (Burov & Poliakov, 2001). The present estimate of uplift and subsidence should thus be seen as a minimum estimate.

Moreover, in our model, the asthenosphere temperature is not held constant as it would be in nature with convection. Its temperature gradient is here calculated as the continuity of the lithospheric one. The temperatures obtained in the asthenosphere, especially at initial state, may therefore be exaggerated. It seems therefore important to evaluate the effects that would be induced by the convection phenomenon, not taken into account in our calculation.

Assuming a convection homogenized asthenosphere temperature under the stretched lithosphere, the thermal variations in the lithosphere, less important, would have probably

generated less buoyancy forces and vertical movements. However, several studies have suggested that discontinuities in lithospheric thickness drive small-scale convective instabilities, that can be responsible for observed surface topography (Buck, 1986; King & Anderson, 1998; Boutilier & Keen, 1999; Huismans *et al.*, 2001). This small-scale convection is driven by horizontal temperature gradients that develop in the lower lithosphere/asthenosphere as it is thinned. Although it is not well constrained, the phenomenon might take place in the late syn-rift and post-rift evolution of extensional basins and passive margins (Huismans *et al.*, 2001). It may persist for tens of million years following the onset of seafloor spreading (Boutilier & Keen, 1999). For Buck (Buck, 1986), the small-scale convection increases the temperature in the lithosphere and can produce uplift at least twice as great as would be produced by lateral conduction alone. The uplift computed with our model may once again be underestimated. It could thus reach 1000 m on volcanic passive margins. The subsidence, on the contrary, is greater for a conductive case than for a convective one (Buck, 1986).

Influencing the thermal state of the lithosphere, the convection phenomenon can also enhance the melt production sufficiently to produce a large igneous province (King & Anderson, 1998; Boutilier & Keen, 1999; Huismans *et al.*, 2001). It is important to note that some margins that were non-volcanic at the time of breakup, can become volcanic later, when a heating (mantle plume or small-scale convection) provokes the upward migration of the liquidus (Boutilier & Keen, 1999; Huismans *et al.*, 2001). Without convection, the increase in temperatures driven by lateral conduction, observed in our modeling in the unstretched part of margins during thermal adjustment, should be sufficient for provoking melting. Volcanic margins could therefore be characterized by several (at least two) successive magmatic production events.

6. Conclusion

A 2D finite element numerical model was performed to evaluate the vertical and horizontal conductive thermal evolution of continental passive margins, from breakup, to the post-breakup thermal equilibrium. This model reveals a thermal evolution characterized by two different patterns of behavior, according to the location in the margin. In the thinned lithosphere, cooling is consistent with a deepening of the isotherms towards a stable thermal state, and with a lithosphere thickening. In the unstretched lithosphere, the isotherms first migrate upward and the lithosphere is submitted to thermal thinning. Then, the isotherms deepen and are readjusted to the stable thermal state.

Thermal initial configurations of volcanic and non-volcanic margins were tested, and lead to a slightly different thermal evolution during post-breakup times. For the two types of margins, the thermal evolution occurs in two phases. The first one (0-180 Ma after breakup) is characterized by a thermal thinning of the unstretched lithosphere, and by a thermal thickening in the stretched continental lithosphere. The second one (180 Ma - equilibrium) is characterized by the thickening of the continental lithosphere in both zones. But in comparison with the non-volcanic models, when a hot initial thermal state, corresponding to a volcanic margin is tested, the thickening is slower in the stretched part, and the thinning is greater in the unstretched part.

These variations in lithospheric thickness induce isostatic vertical movements of the passive margins. Thermal thickening and thermal thinning lead respectively to subsidence and uplift. An estimation of these isostatic movements is concordant with an uplift of 520 m in the landward part of the volcanic margins, that is three times the one of the non-volcanic margins.

This numerical result is consistent with the topographic observations of passive margins in nature. The volcanic passive margins are indeed higher (from 2 to 3 times) than non-volcanic margins. Thermal thinning of the passive margin may thus play a crucial role in controlling a dynamic topography (uplift).

References

- Boillot, G., 1979. Géologie des marges continentales. Masson, 139 pp.
- Boutelier, R.R. and Keen, C.E., 1999. Small-scale convection and divergent plate boundaries. *Journal of Geophysical Research*, 104(B4): 7389-7403.
- Brun, J.P., 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 357: 695-712.
- Buck, W.R., 1986. Small-scale convection induced by passive rifting: the cause for uplift of rift shoulders. *Earth and Planetary Science Letters*, 77: 362-372.
- Burke, K., 1996. The African Plate. *South african journal of geology*, 99(4): 341-409.
- Burov, E. and Poliakov, A., 2001. Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution: Verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 106(B8): 16461-16481.
- Clift, P., 1996. Plume tectonics as a cause of mass wasting on the southeast Greenland continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 13(7): 771-780.
- Clift, P.D., 1997. Temperature anomalies under the Northeast Atlantic rifted volcanic margins. *Earth and Planetary Science letters*, 146: 195-211.
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E. and Mount, S.V., 2001. Reactivation of an obliquely-rifted margin. Campos and Santos basins, SE Brazil. *American Association of Petroleum Geologists*, 85(11): 1925-1944.
- Cochran, J.R., 1983. Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science letters*, 66: 289-302.
- Coffin, M.F. and Eldholm, O., 1992. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. *In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), Magmatism and the causes of continental break-up. Geological Society Special Publications, London, pp. 17-30.*
- Eldholm, O., 1991. Magmatic-tectonic evolutions of a volcanic rifted margin. *Marine Geology*, 102: 43-61.
- Eldholm, O., Gladchenko, T.P., Skogseid, J. and Planke, S., 2000. Atlantic volcanic margins: a comparative study. *In: A. Nottvedt (Editor), Dynamics of the Norwegian margin. Geological Society of London, Special Publications, pp. 411-428.*
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J.F. and Fjeldskaar, I., 2000. Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1413-1422.
- Gadd, S.A. and Scrutton, R.A., 1997. An integrated thermomechanical model for transform continental evolution. *Geo-Marine letters*, 17: 21-30.
- Geoffroy, L., 2001. The structure of volcanic margins: some problematics from the North-Atlantic/Labrador-Baffin system. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 463-469.
- Gilchrist, A.R. and Summerfield, M.A., 1990. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. *Nature*, 346: 739-742.
- Gladchenko, T.P. *et al.*, 1997. South-Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 465-470.
- Gueydan, F., 2001. La transition fragile-ductile de la croûte continentale en extension. Du terrain à la modélisation, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris.

- Gunnel, Y. and Fleitout, L., 2000. Morphotectonic evolution of the Western Ghats India. *In*: M.A. Summerfield (Editor), *Geomorphology and global tectonics*. John Wiley & Sons, LTD, pp. 89-121.
- Huisman, R.S., Podladchikov, Y.Y. and Cloetingh, S., 2001. Transition from passive to active rifting: Relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 106(B6): 11271-11291.
- Jackson, M.P.A., Cramez, C. and 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.
- Japsen, P. and Chalmers, J.A., 2000. Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic: overview. *Global and Planetary Change*, 24: 165-173.
- King, S.D. and Anderson, D.L., 1998. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 289-296.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.
- Menzies, M.A., Klemperer, S.I., Ebinger, C.J. and Baker, J., 2002. Characteristics of volcanic rifted margins, Geological Society of America. Special paper, pp. 14.
- Nyblade, A.A. and Robinson, S.W., 1994. The African Superswell. *Geophysical Research Letters*, 21(9): 765-768.
- Partridge, T.C. and Maud, R.R., 1987. Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic. *South African Journal of Geology*, 90(2): 179-208.
- Price, S., Brodie, J., Whitham, A. and Kent, R., 1997. Mid-Tertiary rifting and magmatism in the Traill Ø region, East Greenland. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 419-434.
- Ruppel, C., 1995. Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100: 24187-24215.
- Saenz, C.A.T. *et al.*, 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the South-Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(7): 765-774.
- SARPP, 2003. Structural Analysis and Rock Physics Program, LMS, Ecole polytechnique, Palaiseau, France.
- Skogseid, J., 2001. Volcanic margins: geodynamic and exploration aspects. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 457-461.
- Skogseid, J., Pedersen, T., Eldholm, O. and Larsen, B.T., 1992. Tectonism and magmatism during NE Atlantic continental break-up: the Vøring Margin. *In*: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 305-320.
- Stein, C.A. and Stein, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359: 123-129.
- Stuevold, L.M. and Eldholm, O., 1996. Cenozoic uplift of Fennoscandia inferred from a study of the mid-Norwegian margin. *Global and Planetary changes*, 12: 359-386.
- Vagnes, E., 1997. Uplift at thermo-mechanically coupled ocean-continent transforms: Modeled at the Senja Fracture Zone, southwestern Barents Sea. *Geo-Marine letters*, 17: 100-109.

- White, R. and McKenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 94(B6): 7685-7729.
- Ziegler, P.A. and Cloetingh, S., 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth Science Reviews*, 64(1-2): 1-50.

Chapitre 4

Rôle de la rhéologie de la lithosphère continentale sur la reprise en compression

Les marges passives sont soumises à de fortes perturbations thermiques, induites d'une part par le rééquilibrage thermique postérieur au breakup (voir chapitre précédent), et d'autre part par les points-chauds mis en place sur les marges pendant et après leur formation. Les variations de température générées dans la lithosphère continentale se répercutent sur la rhéologie des marges, en induisant des variations d'épaisseurs de couches fragiles/ductiles et de résistance de la lithosphère. Nous pouvons alors nous demander quel va être l'impact de ces perturbations rhéologiques (induites par la thermique) sur la déformation, lors d'un épisode de réactivation en compression des marges passives.

Afin de tester l'influence de la rhéologie continentale sur la déformation des marges passives, nous avons réalisé deux types d'expérimentation: analogique et numérique, poursuivant les travaux présentés dans les chapitres 2 et 3. Dans les modèles analogiques, l'effet thermique d'un point chaud sur le continent est simulé par incorporation de matériaux de rhéologie différente dans la lithosphère. Ces modèles sont soumis à un raccourcissement afin de rendre compte de l'influence des contrastes de rhéologie. Dans les modèles numériques, nous évaluons l'impact de la structure thermique initiale des marges, sur leur rhéologie. L'évolution de la structure thermique du continent, calculée numériquement dans le chapitre 3, pour les marges volcaniques et non-volcaniques, est ainsi utilisée comme base pour un calcul de l'évolution rhéologique. Les résultats préliminaires obtenus sont interprétés en terme d'influence sur la déformation, lors d'une réactivation en compression.

4.1 Modélisation analogique de l'effet combiné d'un point chaud et d'un raccourcissement horizontal

La première série d'expérimentations effectuée a pour but de tester l'influence thermique d'un point chaud et son impact sur la rhéologie du continent, lors de la reprise en compression d'une marge. Nous avons pour cela, réalisé un modèle analogique lithosphérique de marge passive, dans lequel nous avons fait varier la rhéologie du continent pour simuler l'impact thermique du point

chaud. Une hétérogénéité rhéologique simulant une variation de densité, a ainsi été incorporée dans la lithosphère continentale des modèles.

L'exemple de la marge passive sud-ouest africaine, et de l'anomalie de densité sous le Sud de l'Afrique, a été choisi pour la géométrie du modèle. Les modèles ont ensuite été soumis à un raccourcissement horizontal, dont l'origine a ici été modélisée par le ridge-push de la dorsale médio-atlantique, mais qui pourrait aussi résulter d'autres contraintes compressives régionales.

4.1.1 Méthode expérimentale

La méthode expérimentale utilisée dans cette série d'expériences est sensiblement la même que celle utilisée dans le chapitre 2 (partie II). La différence notable est que nous modifions cette fois la rhéologie de la lithosphère continentale (en incorporant une hétérogénéité rhéologique), tandis que celle de la lithosphère océanique reste la même. La géométrie de la marge modélisée est également différente puisque nous simulons la déformation de la marge africaine.

A. Le dimensionnement

Les modèles ont été construits avec des matériaux analogues, en suivant la procédure de Davy et Cobbold (Davy & Cobbold, 1988; Davy & Cobbold, 1991). Celle-ci est basée sur des profils de résistance simplifiés de lithosphères multi-couches (Kirby, 1983; Ranalli & Murphy, 1987). Ces profils sont reproduits grâce à des matériaux analogues disposés en couches de différentes épaisseurs. Trois couches forment la lithosphère continentale. Deux d'entre elles forment la croûte (croûte fragile et croûte ductile), et la dernière représente le manteau supérieur ductile. La lithosphère océanique est quant à elle représentée par deux couches: une couche fragile pour la croûte (sable), et une couche ductile pour le manteau (silicone). Ces couches lithosphériques reposent sur une couche unique de faible viscosité (miel) représentant le manteau asthénosphérique.

Les matériaux de ces différentes couches sont choisis afin de remplir des conditions de similarités imposées par le dimensionnement (voir partie II, chapitre 2) et figurant dans le tableau II.4.1.

	<i>Nature</i>	<i>Modèle</i>	<i>Rapport Nature/Modèle</i>
Accélération de la pesanteur g (m.s⁻²)	9,81	9,81	1
Longueur (m)	10 ⁵	10 ⁻²	10 ⁷
Contrainte (Pa)	2,34×10 ⁷	1	2,34×10 ⁷
Temps	5,4×10 ¹⁴ (15 Ma)	5,4×10 ⁴ (15 heures)	10 ¹⁰
Viscosité			10 ¹⁷
Densité (kg.m.3)			
Croûte fragile (continent)	2700	1150	
Croûte ductile (continent)	2800	1200	2,34
Manteau	3300	1400	

Tableau II.4.1 – Dimensionnement des modèles analogiques

B. Les matériaux utilisés et les profils de résistance

La lithosphère océanique est ici considérée comme un bicouche dont la densité et l'épaisseur sont constantes. La croûte et la partie supérieure du manteau lithosphérique sont modélisées par 4 mm de sable de Fontainebleau coloré en bleu, dont la densité est de $1,53 \text{ g.cm}^{-3}$. Le manteau lithosphérique visqueux est quant à lui représenté par une couche de 4 mm de silicone brune dont les propriétés sont détaillées dans le tableau II.4.2.

Pour la lithosphère continentale, la croûte supérieure fragile est modélisée par un mélange de sable de Fontainebleau et de poudre d'éthyl-cellulose, de 3 mm d'épaisseur et coloré en jaune. Son seuil de rupture est de type Mohr-Coulomb. Ce sable de densité $1,15 \text{ g.cm}^{-3}$ est caractérisé par un angle de friction interne d'environ 30° . Les couches ductiles de la croûte inférieure et du manteau sont modélisées par des silicones de densités et de viscosités variables (tableau II.4.2). Une couche de silicone rose de 3 mm d'épaisseur représente la croûte inférieure ductile, et une couche de silicone brune plus dense, de 4 mm d'épaisseur, représente le manteau supérieur lithosphérique.

L'asthénosphère sur laquelle reposent ces lithosphères est modélisée par du miel d'Acacia newtonien et de densité $1,4 \text{ g.cm}^{-3}$. Ce dernier permet la compensation isostatique et assure une faible résistance à la base du modèle lithosphérique.

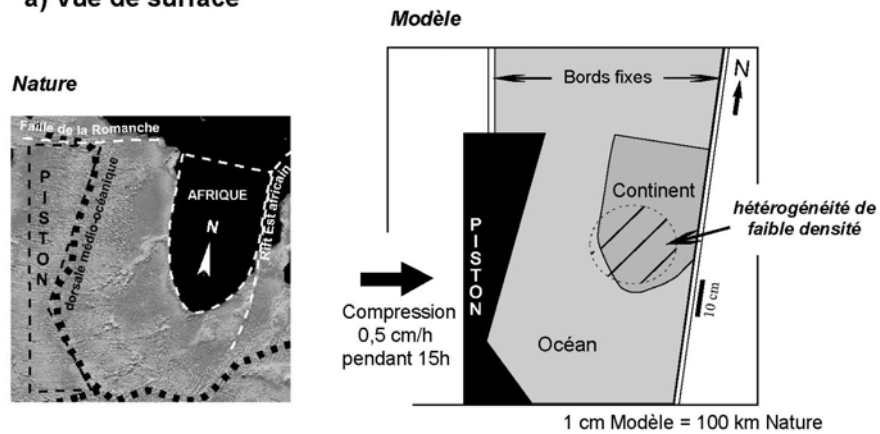
Modèle	Lithosphère						Asthénosphère	
	Densité du sable bleu (kg/m^3)	Densité du sable jaune (kg/m^3)	Densité de la silicone rose (kg/m^3)	Viscosité de la silicone rose (Pa.s)	Densité de la silicone brune/bleue (kg/m^3)	Viscosité de la silicone brune/bleue (Pa.s)	Densité du miel (kg/m^3)	Viscosité du miel (Pa.s)
Sans hétérogénéité	1530	1150	1200	6.25×10^4	1370	6.07×10^4	1400	10^2
Avec hétérogénéité de densité					1200	6.25×10^4		

Tableau II.4.2 – Propriétés physiques des matériaux utilisés dans les modèles analogiques.

Comme dans le chapitre 2, il existe des imperfections de densité par rapport à ce qui est observé dans la nature (ex: manteau lithosphérique de la partie océanique moins dense que l'asthénosphère et que la croûte). Celles-ci permettent d'éviter que le modèle lithosphérique ne coule dans le miel, et modifient très peu les résultats, en particulier pour la partie continentale qui nous intéresse ici.

Nous avons testé l'influence d'une hétérogénéité rhéologique dans le continent en simulant un point chaud dans le manteau. Nous avons pour cela modifié localement la rhéologie de la lithosphère mantellique en incorporant une hétérogénéité de plus faible densité (colorée en bleu) au sein de la silicone brune (Fig. II.4.1b) (Tableau II.4.2). Cette hétérogénéité de densité, résultant d'une anomalie thermique positive, a été modélisée dans la silicone lithosphérique car il était difficile de la simuler dans le miel. Elle est néanmoins représentative du ramollissement induit par un point chaud.

a) Vue de surface



b) Modèle en coupe

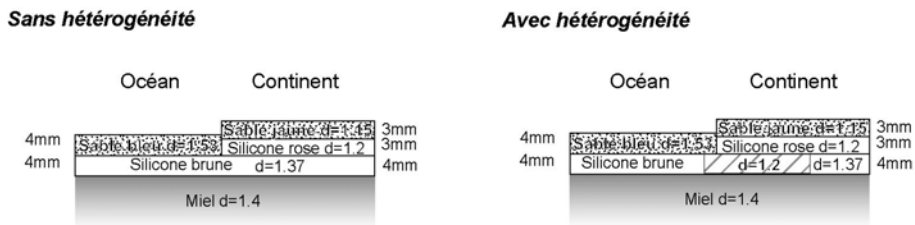


Figure II.4.1 – Dispositif expérimental des modèles analogiques. a) Vue de surface du modèle et analogie avec le système naturel. b) Coupes des modèles avant rééquilibrage isostatique, avec ou sans hétérogénéité de faible densité.

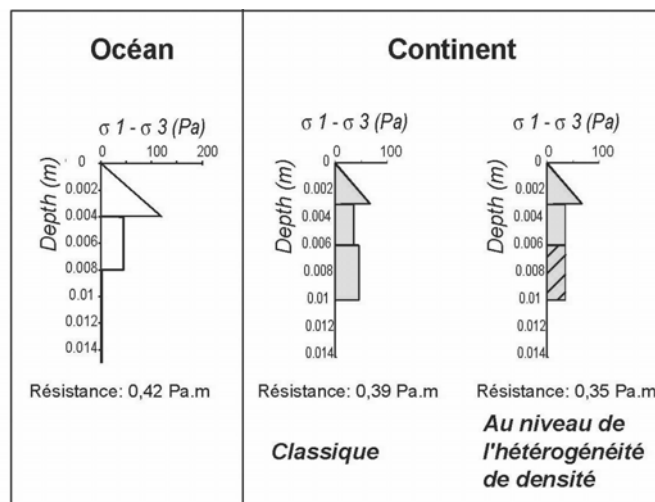


Figure II.4.2 – Profils de résistance des lithosphères océaniques et continentales modélisées. Noter une plus faible résistance de la lithosphère continentale par rapport à la lithosphère océanique, et une encore plus faible résistance au niveau de l'hétérogénéité.

Des profils de résistances des différentes lithosphères ont été calculés (Fig. II.4.2) en considérant un taux de déformation de $1,85 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (voir chapitre 2), à partir des propriétés des matériaux et en analogie avec les profils réels de lithosphère (Fig. II.4.3). La résistance globale de la lithosphère océanique ($0,42 \text{ Pa.m}$) est plus grande que celle de la lithosphère continentale ($0,39 \text{ Pa.m}$) (y compris avec l'hétérogénéité ($0,35 \text{ Pa.m}$)), comme cela est la plupart du temps observé dans la nature (voir chapitre 2). L'incorporation de l'anomalie de faible densité réduit quant à elle localement la résistance de la lithosphère continentale.

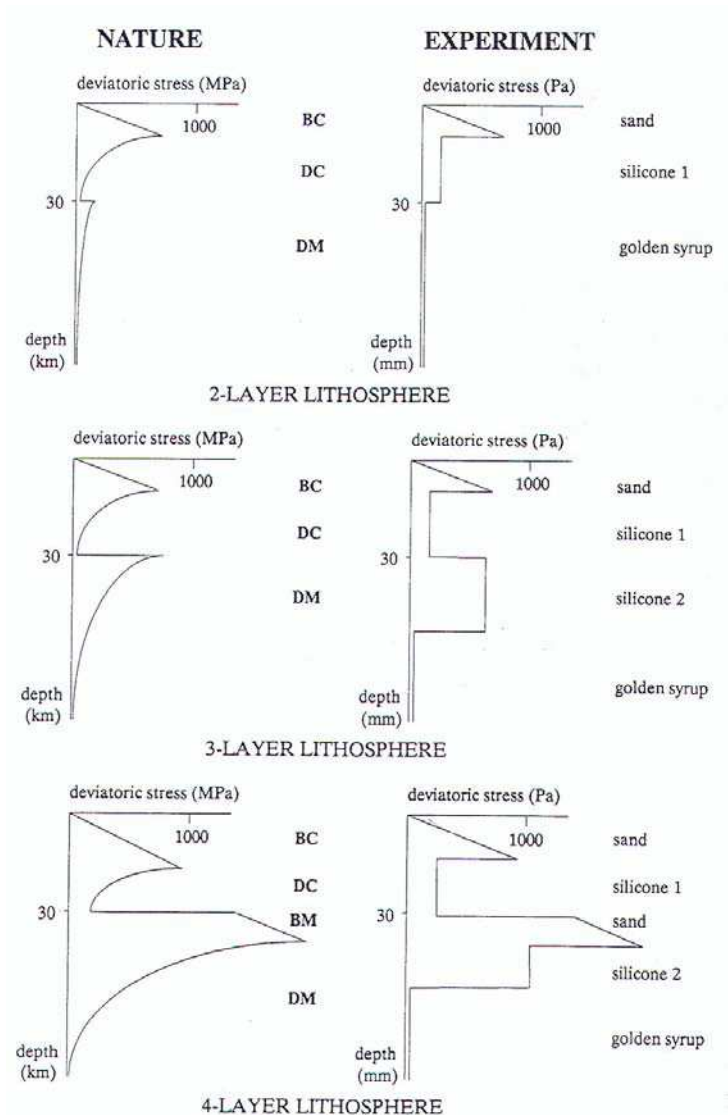


Figure II.4.3 – Analogie entre les profils simplifiés de résistances lithosphériques dans les systèmes naturels et dans les modèles. Exemple des lithosphères continentales soumises à un raccourcissement. Le nombre de couches est variable en fonction du profil de température (2 couches pour des températures élevées, 3 pour des températures intermédiaires et 4 pour des températures faibles). Croûte fragile (BC); manteau fragile (BM); croûte ductile (DC); manteau ductile (DM) (Davy & Cobbold, 1988).

C. Dispositif et procédure expérimentale

Le dispositif décrit ci-dessous, est celui d'un modèle analogue à la marge sud-ouest africaine, soumise (ou non) à un point chaud (anomalie de densité), et soumise à un raccourcissement horizontal induit par ridge-push. La géométrie du continent modélisé est approximativement celle du continent sud-africain (Fig. II.4.1a), avec comme limite Nord le prolongement de la zone faillée de la Romanche, et comme limite Est celle des rifts Est-africains. La localisation du point-chaud et son étendue ont été déterminées en fonction des études de tomographie sismique (Ritsema *et al.*, 1998; Gurnis *et al.*, 2000) (voir chapitre 1, figure II.1.19). L'anomalie a ainsi été placée en grande partie dans la lithosphère continentale, mais déborde légèrement dans le Sud-Est de l'océan Atlantique (Fig. II.4.1a).

Les modèles sont construits et déformés dans une boîte en plexiglass, de dimension 100×100×10 cm, remplie de miel. Dans cette boîte sont positionnés des bords fixes (Fig. II.4.1a), ainsi qu'un piston dont la géométrie se rapproche de celle de la dorsale médio-atlantique (Fig. II.4.1a). La première couche de silicone brune (commune aux lithosphères continentale et océanique) contenant ou non une hétérogénéité de densité, est d'abord déposée sur la totalité de la surface. Une seconde couche de silicone rose de 3 mm d'épaisseur et de 24 cm de large est ensuite déposée sur la partie simulant le continent, le long du bord fixe opposé au piston. Les couches de sables bleu et jaune, de 4 et 3 mm d'épaisseur respectivement, sont ensuite déposées à l'aide d'une trémie dans les zones océaniques et continentales (Fig. II.4.1a). Une grille (maille carrée de 5 cm), est dessinée au sable noir sur le modèle pour enregistrer la déformation. Une fois l'équilibre isostatique atteint, la déformation est produite par l'avancée du piston à une vitesse horizontale constante de 0,5 cm/heure, perpendiculairement au bord gauche de la boîte (Fig. II.4.1a). L'expérience est stoppée au bout de 15 heures, après un raccourcissement de 7,5 cm.

Deux modèles ont été réalisés: d'abord un modèle sans hétérogénéité de densité au sein de la lithosphère continentale, puis un autre modèle avec hétérogénéité.

Des photographies de la surface, prises à intervalles réguliers, enregistrent la déformation créée par l'avancée du piston. A la fin de l'expérience, le sable est enlevé (à l'aide d'un aspirateur). Les couches de silicone sont ensuite découpées et extraites délicatement de la boîte, nettoyées et photographiées. Des coupes réelles peuvent ensuite être redessinées, à l'aide des informations de surface et des épaisseurs initiales.

Dans le deuxième modèle (avec effet de point chaud), les déformations et les déplacements horizontaux et verticaux ont pu être enregistrés à l'aide de l'appareillage ARAMIS (Gom-France), par stéréo-corrélation d'images obtenues avec deux caméras. La résolution de ces caméras est de 1280×1024 pixels, et la surface mesurée d'environ 500×300 mm. La précision des mesures de déplacement est de l'ordre du pixel, et est donc inférieure à 0,4 mm. Pour obtenir la meilleure précision possible, une deuxième grille (sable rouge) a dû être dessinée sur le modèle, pour augmenter la densité de points de repérages entre les deux caméras.

4.1.2 Résultats expérimentaux

A. Modèle 1 - Sans hétérogénéité de densité

Les premiers stades de déformation (après un déplacement de 5 mm du piston), sont marqués par un premier chevauchement apparaissant sur la marge et prenant naissance à la limite entre lithosphères océanique et continentale. Sa vergence, difficile à déterminer dans les premiers stades, s'est révélée être vers l'océan, avec la progression de la déformation (Fig. II.4.4). Cette vergence concorde avec les contrastes de densité et de résistance des deux lithosphères (voir chapitre 2, série 3). En effet, la lithosphère océanique, étant plus dense et résistante que la lithosphère continentale, une vergence de type subduction (vergence océanique) est observée.

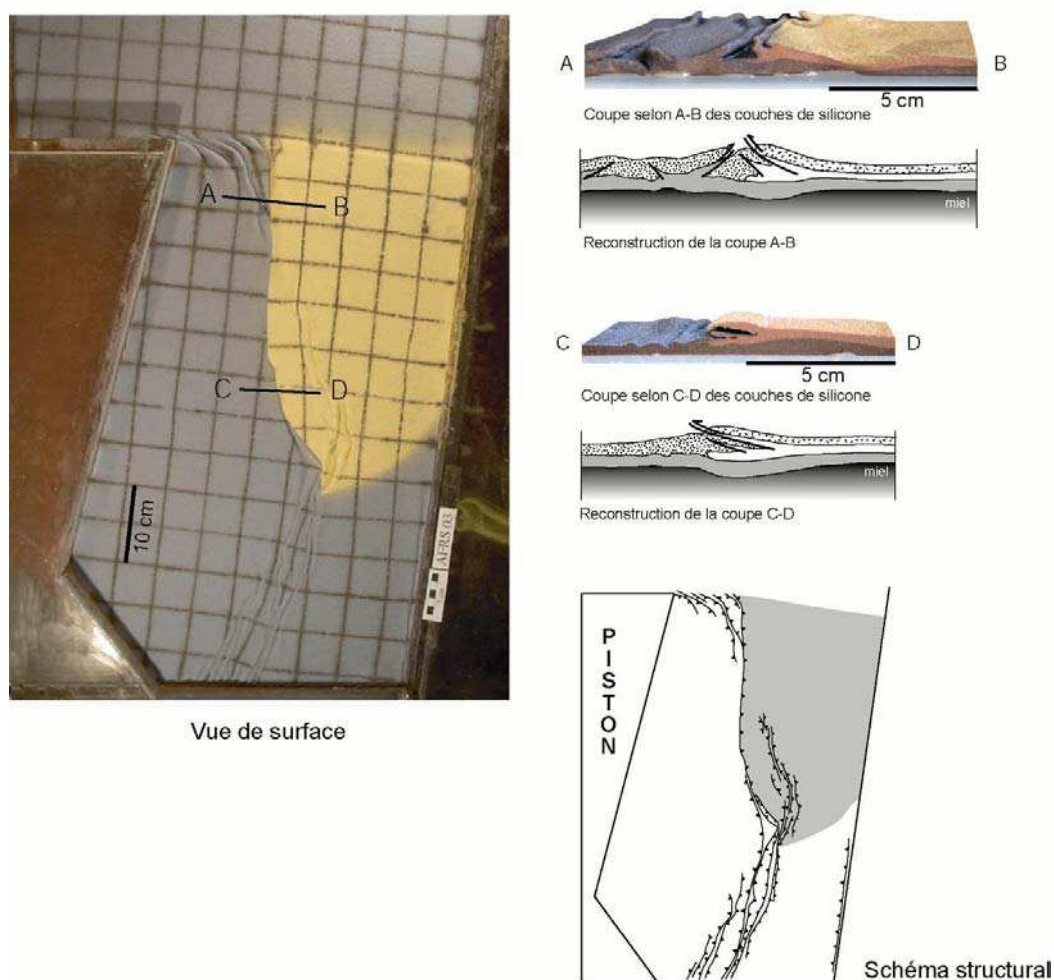


Figure II.4.4 – Déformation du modèle ne contenant pas d'hétérogénéité de faible densité, en fin d'expérience. Vue de surface, schéma structural, coupes des couches de silicone selon les tracés A-B et C-D représentés sur la vue de surface, et reconstitution des coupes d'après nos observations au cours et en fin d'expérience.

A partir de 2 cm de déformation et jusqu'à la fin de l'expérience, d'autres structures chevauchantes apparaissent progressivement dans la partie continentale. La répartition de ces chevauchements est fortement guidée par la géométrie du continent, et notamment par la pointe Sud et le coin Nord-Ouest (Fig. II.4.4, vue de surface). Les structures qui se forment dans le continent se localisent en effet entre ces deux points, et sur une largeur finale de 5 cm. La pointe Sud concentre plus particulièrement une grande partie de la déformation. La vergence de ces structures continentales est en majorité vers l'océan (Fig. II.4.4, coupes A-B et C-D), cependant, nous constatons des modifications de cette tendance vers le Sud du continent, où des vergences vers le continent sont observées (Fig. II.4.4, vue de surface). Ces variations peuvent résulter de la géométrie de la pointe Sud, constituant une singularité localisante.

Dans la partie océanique, des déformations en relais sont observées entre le piston et la limite Nord du continent. Celles-ci accommodent la déformation entre les parties subissant ou non la déformation induite par le piston (parties délimitées par la limite piston/bord fixe à gauche du modèle). La déformation au Sud du continent est accommodée par d'autres structures

chevauchantes, se formant dans la partie océanique dans le prolongement des structures continentales.

En fin de déformation (après 7,5 cm de déplacement), la majeure partie de la déformation sur la marge est visible à la limite océan/continent, où plus ou moins 5 cm de lithosphère océanique ont disparus sous le continent. La déformation est également bien exprimée au Sud, par les structures chevauchantes continentales, qui accommodent jusqu'à trois centimètres de raccourcissement horizontal.

B. Modèle 2 - Avec hétérogénéité de densité

Lorsqu'une hétérogénéité de faible densité est incorporée dans la lithosphère inférieure, la déformation observée à la surface du modèle est sensiblement différente de celle précédemment décrite.

Vue de surface et coupes

Lors des premières heures de déformation, une structure de type chevauchement s'amorce à la limite continent/océan, et comme dans l'expérience précédente la vergence est difficile à déterminer dans un premier temps. Après quatre heures de déformation (2 cm de raccourcissement), la déformation se propage vers l'intérieur du continent, tandis que sur la marge la déformation devient de moindre ampleur. Les nouvelles structures formées dans le continent présentent une géométrie fortement influencée par l'hétérogénéité sous-jacente (Fig. II.4.5). La déformation se localise en effet à l'aplomb de la bordure Est de l'hétérogénéité de densité, sous la forme d'un chevauchement à vergence vers le continent. Ce dernier se transforme latéralement au Nord et au Sud de l'hétérogénéité en petits chevauchements en relais, permettant de connecter cette structure aux zones localisantes imposées par la géométrie du continent (coin Nord-Ouest, et pointe Sud).

Au fur et à mesure de la déformation, la structure formée sur la marge a pu être déterminée comme une structure chevauchante à vergence océanique (Fig. II.4.5, coupe E-F). Cependant, dans la zone recoupant l'hétérogénéité de densité, la vergence est beaucoup moins marquée et semble plus difficile à établir (Fig. II.4.5, coupe G-H). Cette perturbation, résulte probablement d'un effet de la pointe Sud du continent, qui comme nous l'avons vu pour l'expérience précédente, favoriserait la vergence vers le continent. De plus, les structures chevauchantes situées à l'aplomb de l'hétérogénéité sont de même vergence, et se connectent à cette structure marginale au Sud (Fig. II.4.5).

Après 7,5 cm de raccourcissement, des structures tardives, parallèles à la marge, se développent sur le continent en recoupant les structures déjà existantes. Le raccourcissement du continent est visiblement plus important dans la partie Sud dans laquelle l'hétérogénéité est présente, que dans la partie Nord qui en est dépourvue (4 à 5 chevauchements contre 3). Ces variations de raccourcissement sont nettement mises en évidence par la déformation de la grille, et par la courbure résultante de la limite continent/océan (Fig. II.4.5, vue de surface).

Dans la lithosphère océanique, en comparaison avec l'expérience précédente, une structure s'est formée tardivement entre le piston et la marge continentale, à partir du coin Sud-Ouest du modèle. Cette structure est perpendiculaire à l'avancée du piston, mais subit aux abords de la marge une influence de la faible résistance de l'hétérogénéité de densité, visible par une rotation de la structure.

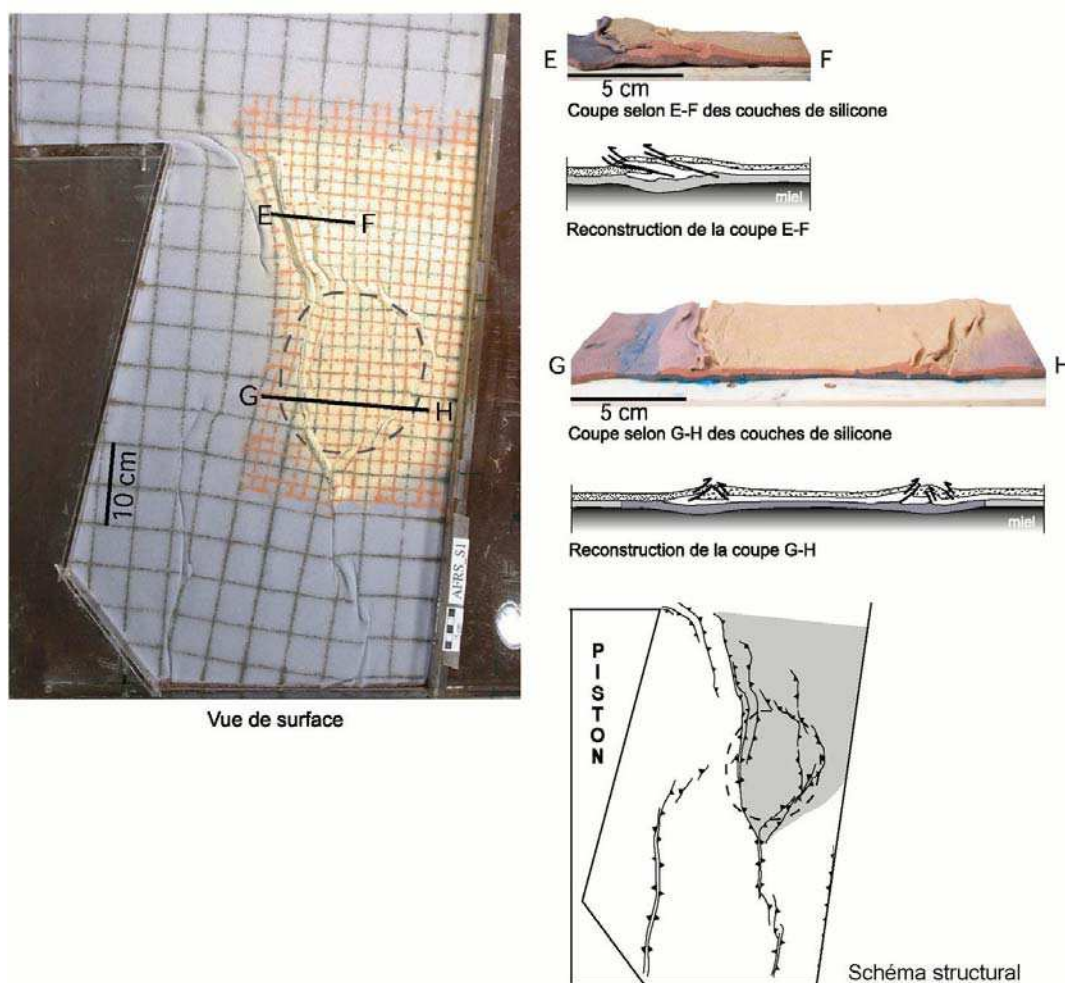


Figure II.4.5 – Déformation du modèle contenant une hétérogénéité de faible densité, en fin d'expérience. Vue de surface (emplacement de l'hétérogénéité en pointillés), schéma structural, coupes des couches de silicone selon les tracés E-F et G-H représentés sur la vue de surface, et reconstitution des coupes d'après nos observations au cours et en fin d'expérience.

Déplacements verticaux enregistrés

Avant la mise en route du piston, nous avons constaté que le modèle présentait une topographie plus élevée (légèrement inférieure à 1 mm) au dessus de l'hétérogénéité incorporée. Ceci provient de l'ajustement isostatique du modèle, qui s'effectue en fonction de la densité des matériaux.

Au cours du raccourcissement, la mesure stéréoscopique de la déformation a révélé une concentration de la déformation plus grande à l'aplomb du point chaud (comme observé en surface), ainsi qu'une surrection plus importante dans cette même zone. Le déplacement vertical enregistré entre la cinquième et la dixième heure de déformation, et correspondant à 2,5 cm de raccourcissement horizontal, est représenté sur la figure II.4.6. La surrection du modèle atteint en moyenne $0,5 \pm 0,4$ mm en 5 heures sur la marge, et à l'aplomb des pourtours de l'hétérogénéité. Elle s'élève pour certaines zones à plus de $1 \pm 0,4$ mm, et en particulier au niveau du changement de direction de la marge (depuis une direction N-S, à une direction NW-SE). En dehors de ces soulèvements correspondant aux structures chevauchantes, une légère surrection (environ 0,25 mm) est visible à l'aplomb de l'anomalie de densité (teintes verdâtres); en revanche la partie Nord ne s'élève pas (teintes bleues). Les déplacements verticaux négatifs du NW de la marge (bleu foncé) et

les très fortes surrections observées au SE (rose), correspondent à des artefacts d'interpolation, et ne sont pas à prendre en compte.

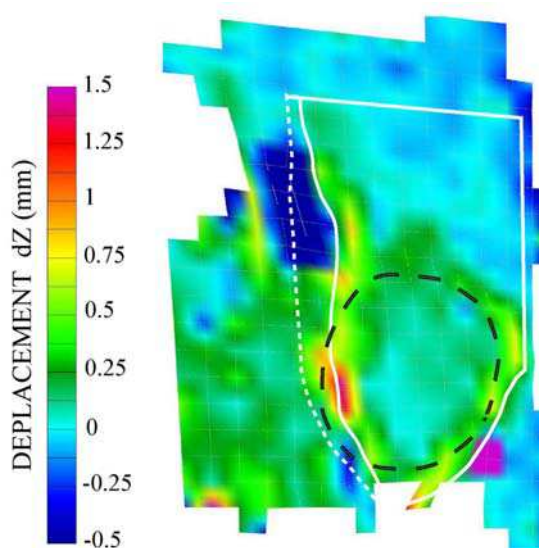


Figure II.4.6 – Déplacements verticaux (en mm) enregistrés entre la cinquième et la dixième heure de déformation. Une surrection est caractérisée par des valeurs positives et une subsidence par des valeurs négatives. Géométrie initiale du continent (pointillés blancs), géométries déformées du continent (trait plein blanc) et de l'hétérogénéité (pointillé noir).

Une surrection plus importante de la surface est donc observée à l'aplomb de l'hétérogénéité de faible densité. Il est important de noter que la mesure de cette surrection, réalisée au cours de l'expérience, ne tient pas compte de la topographie initialement élevée (par isostasie) dans cette même zone.

4.1.3 Synthèse et discussion des résultats

A. Synthèse des résultats

Ces expériences montrent que l'anomalie de densité incorporée dans le modèle, a un effet sur la localisation de la déformation, et semble exercer un contrôle sur les déplacements verticaux de la surface du modèle de marge, lorsque celui-ci est soumis à un raccourcissement horizontal.

L'hétérogénéité de faible densité, incorporée à la base de la lithosphère, entraîne ainsi la localisation des structures chevauchantes au niveau de sa bordure, et la délocalisation des structures au niveau de la transition océan/continent. Cette concentration de la déformation autour de l'hétérogénéité a pour effet d'augmenter la largeur de zone déformée. Le raccourcissement total du continent est alors plus important que dans les zones non affectées par l'hétérogénéité. Ces dernières subissent quant à elles plus de déformation à la limite continent/océan.

Une plus faible déformation, diffuse et peu visible en surface, serait responsable de la surrection du continent, au dessus de l'hétérogénéité. Cette déformation pourrait résulter du fluage des silicates de faible densité dans cette zone, du fait des épaisissements au niveau des chevauchements, et du rééquilibrage isostatique successif à ce fluage. Notons que nous n'avons pas pu comparer cette surrection avec celle du premier modèle, pour cause d'indisponibilité de l'appareillage de mesure et insuffisance de matériaux analogues adéquats. Cependant, il est

raisonnable de penser que la surrection du premier modèle suite au raccourcissement, a dû être localisée sur une zone beaucoup moins large, au niveau de la marge.

Par conséquent, une modification de la rhéologie de la lithosphère, qui serait induite par une anomalie thermique de type point-chaud, a une grande influence sur la localisation et l'intensité de la déformation compressive post-breakup d'une marge passive, pouvant induire des déplacements verticaux significatifs.

B. Comparaison avec la nature

La déformation qui a été obtenue grâce à ces deux modèles, peut être comparée avec la topographie actuelle des marges sud-africaines (Fig. II.4.7). Cette dernière est caractérisée dans la majeure partie du Sud de l'Afrique par des altitudes entre 1000 et 2000 mètres, et plus particulièrement par un grand plateau intérieur, de forme concave, séparé de la côte par un grand escarpement dont le sommet peut atteindre plus de 2000 mètres. Cet escarpement élevé est surtout bien représenté sur la marge Ouest (Sud de l'Angola, Namibie, Nord de l'Afrique du Sud), et sur la marge Sud.

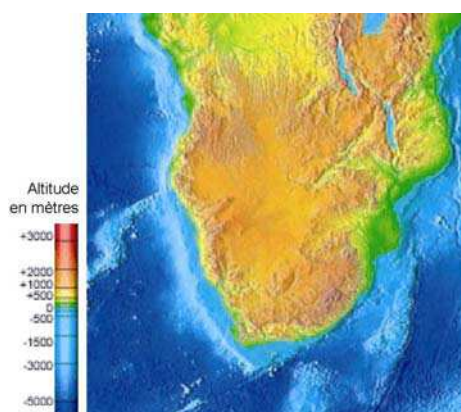


Figure II.4.7 – Topographie actuelle du Sud de l'Afrique. La géométrie du relief est similaire à celle de la surrection du modèle analogique (les point hauts correspondent aux zones les plus soulevées dans le modèle).

De grandes similitudes sont constatées entre cette topographie, et la déformation observée dans la partie continentale du modèle avec hétérogénéité de densité. Les zones les plus déformées par chevauchements, et ayant subi le plus de surrection ($> 0,5$ mm en 5 heures), correspondent géographiquement aux régions d'altitude les plus élevées sur le MNT (Fig. II.4.6 et II.4.7). De plus, entre les deux ceintures chevauchantes du modèle, la zone située au dessus de l'hétérogénéité, est plus élevée d'une part par réajustement isostatique, et d'autre part par surrection. Cette zone élevée dans le modèle correspondrait géographiquement au haut plateau sud-africain (en orange sur le MNT). Nous remarquons cependant que le style des déformations est différent dans les modèles, par rapport au système naturel. Les déformations, qui s'expriment par des chevauchements, sont en effet caractérisées par des longueurs d'ondes beaucoup plus courtes que celles observées dans le Sud de l'Afrique (déformation par flexure ou flambage). Ces différences résultent d'un raccourcissement important des modèles analogiques, par rapport au système naturel, permettant de mieux visualiser la localisation de la déformation.

Les similitudes topographiques néanmoins observées permettraient d'envisager un mécanisme de déformation par raccourcissement horizontal, en contexte de point-chaud, pour expliquer le relief des marges du Sud de l'Afrique. Le raccourcissement horizontal, ici modélisé comme

résultant du ridge-push de l'océan Atlantique Sud approximativement Est-Ouest, pourrait aussi être induit par le ridge-push de la dorsale du Sud-Ouest de l'océan indien, ou encore par les contraintes liées à l'extension du rift Est-africain.

Cette interprétation peut cependant être discutée compte tenu des approximations et simplifications des modèles par rapport à la réalité.

La première approximation concerne la modélisation de l'impact du point chaud. La modélisation réalisée ici, n'est pas thermo-mécanique. Nous n'avons donc pas pu faire intervenir des variations de température directes dans le modèle, qui induiraient une modification de la rhéologie de matériaux thermo-sensibles (ce n'est pas le cas de nos matériaux). Le point-chaud a donc été simulé uniquement par une variation de la densité dans la lithosphère. Les variations de viscosité pouvant avoir lieu n'ont pas été prises en compte. De plus, l'impact thermique sur la densité a ici été modélisé dans la lithosphère, tandis que dans la nature, la tomographie sismique révèle des anomalies de densité plutôt situées dans le manteau asthénosphérique (Ritsema *et al.*, 1998; Gurnis *et al.*, 2000). Il était cependant impossible de simuler ces effets de densité dans le miel, analogue de l'asthénosphère; celui-ci étant trop fluide pour conserver localement une telle anomalie.

Des simplifications ont été faites concernant l'épaisseur et la rhéologie de la lithosphère continentale. En effet sur cette marge africaine, la lithosphère est constituée de différents cratons souvent reconnus comme épais (>200 km) et froids (voir la synthèse de Jones, 2001). On peut alors supposer que la partie supérieure du manteau lithosphérique y est fragile (Fig. II.4.3), ce qui n'a pas été simulé ici. L'incorporation d'une hétérogénéité de faible densité dans la lithosphère à cet endroit, serait dans ce cas contradictoire avec la rhéologie réelle de la marge. Cependant, la présence d'un point chaud reconnu en tomographie sous ces cratons (Ritsema *et al.*, 1998; Gurnis *et al.*, 2000; Ritsema, 2002) permet de remettre en cause ces suppositions. Un apport thermique important dans le manteau, qui de plus semble avoir une influence sur la topographie du continent (voir chapitre 1), est incompatible avec un craton froid. Ballard & Pollack ont ainsi proposé que de tels apports thermiques, dont on a la preuve dans le Sud du continent africain (magmatisme), entraîneraient une "érosion" de la racine cratonique, et un réchauffement de la lithosphère (Ballard & Pollack, 1988).

Aussi, le raccourcissement horizontal a été appliqué selon une unique direction approximativement Est-Ouest. Une seconde configuration a été testée avec ajout d'une compression venant du Sud, de plus faible vitesse (à l'aide d'un second piston), afin de simuler l'influence de l'accrétion de la dorsale sud-ouest indienne, deux fois moins rapide. Les résultats ont été identiques, car l'effet du premier piston était prépondérant sur le second, en raison de sa vitesse plus élevée. Nous ne les présenterons donc pas.

Comme nous l'avons vu dans cette partie, les variations rhéologiques de la lithosphère continentale jouent un rôle prépondérant sur la localisation et l'intensité de la déformation post-breakup des marges passives. La présence d'un point chaud sous un continent peut ainsi avoir un effet déterminant sur la déformation d'une marge réactivée en compression. La structure thermique initiale des marges passives et son réajustement, sont d'autres facteurs thermiques pouvant avoir de l'influence sur la rhéologie des marges. Leurs impacts sur la réactivation post-breakup vont maintenant être abordés au travers de la modélisation numérique.

4.2 Modélisation numérique de l'évolution rhéologique des marges continentales passives, et son impact sur la réactivation

Dans cette seconde partie, nous évaluons par la modélisation numérique, l'évolution rhéologique des marges en relation avec leur évolution thermique. Comme nous l'avons vu précédemment, les marges passives sont de deux types (marges non-volcaniques et marges volcaniques) caractérisés par une structure thermique différente au moment du breakup. Cette différence de structure thermique peut avoir un impact sur la structure rhéologique de ces marges. Il est alors important d'estimer les variations de structures rhéologiques de ces deux types de marges, pour déterminer le contrôle qu'elles exercent sur la déformation post-breakup.

Cette étude est la suite des travaux du chapitre 3 (publication en préparation), réalisée en collaboration avec Frédéric Gueydan à Géosciences Rennes. Dans le précédent chapitre, nous avons montré que la structure thermique initiale 2D des marges lors du breakup, influence beaucoup leur évolution thermique lors du réajustement. Cette évolution thermique post-breakup, calculée dans le précédent chapitre pour les marges volcaniques et non-volcaniques, sert ici de base au calcul de leur évolution rhéologique 2D. Les modifications rhéologiques obtenues sont différentes pour les deux types de marges et sont discutées en terme d'influence sur la reprise en compression des marges.

4.2.1 Rhéologie de la lithosphère continentale déduite de sa structure thermique

A. Méthode de calcul de la rhéologie

La rhéologie des marges continentales passives peut être déterminée en 2D, à partir de la structure thermique obtenue pour un instant donné après le breakup (Fig. II.4.8).

Pour cela, nous calculons à l'aide du programme SARPP (Gueydan, 2001; SARPP, 2003), la résistance de la lithosphère continentale à la rupture ou au fluage, en tout point du modèle 2D, pour les différentes structures thermiques modélisées précédemment.

Les résistances lithosphériques sont déterminées par le calcul des résistances à la rupture et au fluage (Brace & Kohlstedt, 1980; Carter & Tsenn, 1987; Ranalli & Murphy, 1987) qui dépendent entre autre, de la température (et donc de la profondeur), des matériaux lithosphériques traversés et de leur minéralogie.

La résistance à la rupture τ_F est calculée pour les parties fragiles de la lithosphère en cisaillement, par la relation linéaire du critère de Coulomb :

$$\tau_F = c + \mu\sigma_n \quad (1)$$

où c est la cohésion, μ le coefficient de friction sans dimension, et σ_n la contrainte normale verticale. Ici, la cohésion est négligée, l'équation devient alors :

$$\tau_F = \mu\sigma_n. \quad (2)$$

La contrainte verticale lithostatique σ_n est définie par :

$$\sigma_n = \rho g z \quad (3)$$

ρ étant la densité du matériel, g l'accélération de la pesanteur et z la profondeur.

Les parties ductiles de la lithosphère obéissent quant à elles à la loi de fluage dislocation suivante :

$$\dot{\varepsilon} = A \exp(-Q/RT) \tau_D^n \quad (4)$$

où $\dot{\varepsilon}$ est la vitesse de déformation, R la constante des gaz parfaits, τ_D la contrainte tangentielle, T la température et A, Q, n les paramètres de la loi de fluage intrinsèques aux matériaux.

A partir de cette relation, les résistances au fluage dans la croûte et le manteau sont déterminées par le calcul de τ_D , pour les différentes températures du modèle (Fig. II.4.8a).

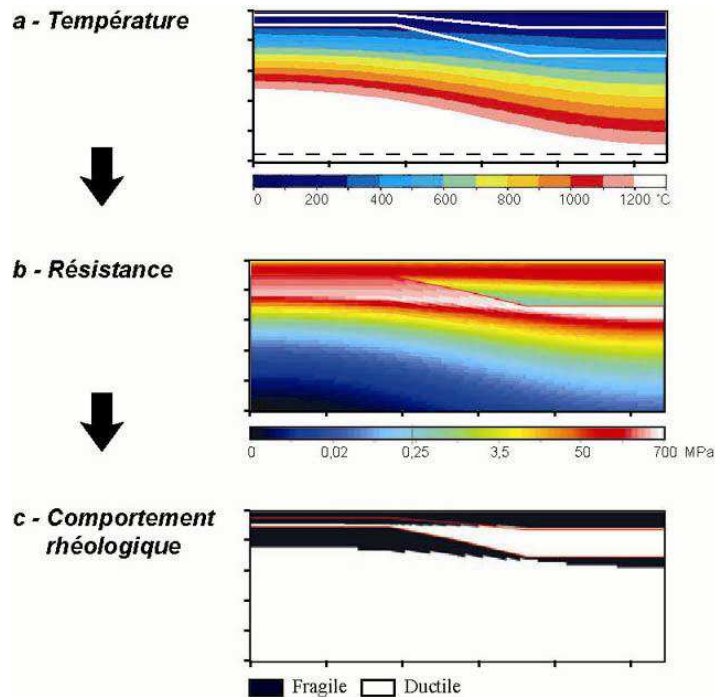


Figure II.4.8 – Mode d'obtention du comportement rhéologique des marges en 2 dimensions par le programme SARPP. A partir de la structure thermique en 2D (a), les résistances en chaque point du modèle (b) sont déduites des lois de rupture et de fluage. Le comportement rhéologique fragile ou ductile (c) est déduit de ce calcul de résistance.

En un point donné, la résistance de la lithosphère est ensuite déterminée par la plus petite valeur obtenue entre τ_F et τ_D . Ainsi, si τ_F est inférieur à τ_D , τ_F est conservé, et inversement (Fig. II.4.9). Elle peut alors être visualisée sur le modèle 2D (Fig. II.4.8b), puis différenciée selon le comportement fragile ($\tau_F < \tau_D$) ou ductile ($\tau_D < \tau_F$) (Fig. II.4.8c).

Ce calcul a été réalisé pour les différentes géométries thermiques calculées au chapitre 3, correspondant à différents modèles de marges (non-volcaniques et volcaniques), et pour différents laps de temps après le breakup (19, 57, 133, 380 Ma). Les paramètres utilisés dans ces calculs sont présentés dans le tableau II.4.3.

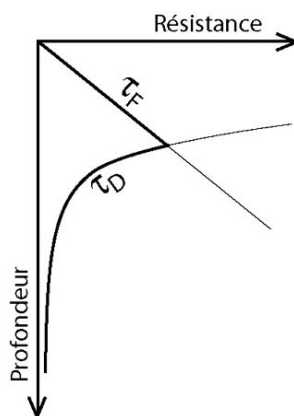


Figure II.4.9 – Création d'un profil rhéologique, à partir des résistances à la rupture τ_F et au fluage τ_D .

Comportement fragile				
Coefficient de friction (sans dimension)		μ		0,6
Accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$)		g		9,81
Densité ($kg.m^{-3}$)		ρ	croûte	2800
			manteau	3300
Comportement ductile				
Taux de déformation (s^{-1})		$\dot{\epsilon}$		10^{-15}
Constante des gaz parfaits ($J.mol^{-1}K^{-1}$)		R		8,31
		A ($MPa^{-n} s^{-1}$)	n	Q ($kJ mol^{-1}$)
Croûte	Quartz hydraté	$3,2.10^{-4}$	2,3	154
	Plagioclase anhydre	$3,2.10^{-4}$	3,2	238
Manteau	Olivine hydratée	$3,91.10^3$	3	430
	Olivine anhydre	$2,42.10^5$	3,5	540

Tableau II.4.3 – Valeurs de référence des paramètres utilisés dans les calculs de rhéologie. Caractéristiques de la loi de fluage du quartz hydraté et du plagioclase anhydre extraites de Ranalli (1995, 1997), et olivine de Karato & Wu (1993).

B. Configurations rhéologiques testées

Trois configurations rhéologiques ont été testées, afin de rendre compte des modifications entraînées par le choix de telle ou telle composition minéralogique de la croûte et du manteau (Fig. II.4.10 et Tableau II.4.3). Une rhéologie "molle" (Rhéologie 1) de la lithosphère est contrôlée dans la loi de fluage, par l'utilisation du quartz hydraté (composition acide) dans la croûte et de l'olivine hydratée dans le manteau (Ranalli, 2000). Une rhéologie "dure" (Rhéologie 2), particulièrement dans la croûte, est quant à elle obtenue dans la lithosphère en utilisant du plagioclase anhydre (composition basique), et de l'olivine anhydre dans la loi de fluage (Ranalli, 2000). La Rhéologie 3 est un intermédiaire obtenu avec l'utilisation du quartz hydraté dans la croûte et de l'olivine anhydre dans le manteau.

Sur la figure II.4.10, les profils rhéologiques lithosphériques, construits pour une croûte épaisse de 30 km et pour un flux thermique basal de $25 mW.m^{-2}$, montrent que les configurations 1 et 3 sont plus raisonnables; la rhéologie 2 présentant une épaisseur de croûte ductile trop faible.

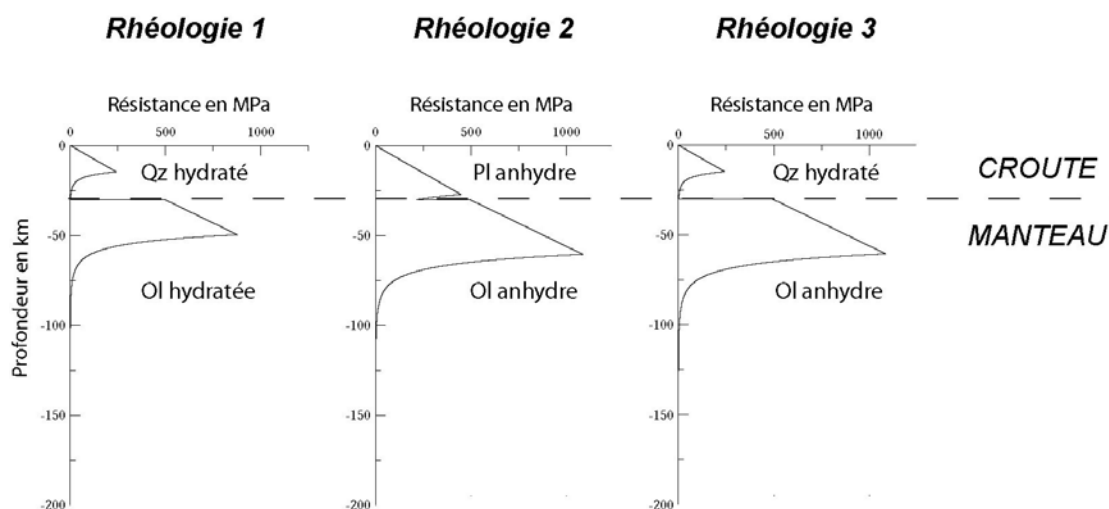


Figure II.4.10 – Profils rhéologiques obtenus pour les trois configurations minéralogiques testées (calculés pour une lithosphère de 100 km, une croûte de 30 km et un flux de chaleur en base de lithosphère de 25 mW.m^{-2}). La rhéologie 1 est caractérisée par une configuration "molle" dans la croûte et le manteau, la rhéologie 2 par une configuration "dure", en particulier dans la croûte. La rhéologie 3 est un intermédiaire entre les deux précédentes.

La troisième configuration est réaliste car elle permet de conserver une épaisseur de croûte fragile raisonnable (entre 10 et 15 km) et plus de 15 km de manteau fragile, comme cela devrait être observé sur les marges passives actuelles (en condition de faible gradient thermique) (Ranalli & Murphy, 1987). Cet épais manteau fragile peut cependant être contesté pour l'épisode de rifting, et plus encore pour les marges volcaniques, rendues moins résistantes du fait de l'apport thermique. De plus, nous ne tenons pas compte pour ces dernières, des changements de composition crustale, induits par le magmatisme.

C. Rhéologie 2D obtenue

Les résultats obtenus avec ces trois configurations sont présentés dans les figures II.4.11, II.4.12 et II.4.13, pour les trois modèles thermiques, dont la configuration initiale est différente.

Rhéologie 1 - quartz hydraté et olivine hydratée (Figure II.4.11)

Avec cette première configuration, la rhéologie de la marge continentale évolue peu dans la partie non-amincie. Celle-ci est caractérisée par une croûte supérieure fragile d'environ 10-15 km, le reste de la croûte étant ductile, et par un manteau dont la partie supérieure fragile est restreinte (moins de 10 km). Dans le modèle 3 (marge volcanique), cette même zone est soumise à de forts transferts latéraux de chaleur qui ont tendance à diminuer la part fragile dans la croûte, mais surtout dans le manteau.

La marge amincie subit en revanche plus de modifications avec le temps, du fait du rééquilibrage thermique. Les épaisseurs de croûte et de manteau fragiles augmentent progressivement après le breakup pour les trois modèles, diminuant l'épaisseur de croûte ductile. Celle-ci se termine progressivement en biseau, au niveau de la rupture de pente crustale, entre les parties fragiles de croûte et de manteau. Ce biseau apparaît beaucoup plus tardivement dans le modèle 3, du fait du fort gradient thermique initial dans la partie amincie.

Rhéologie 1

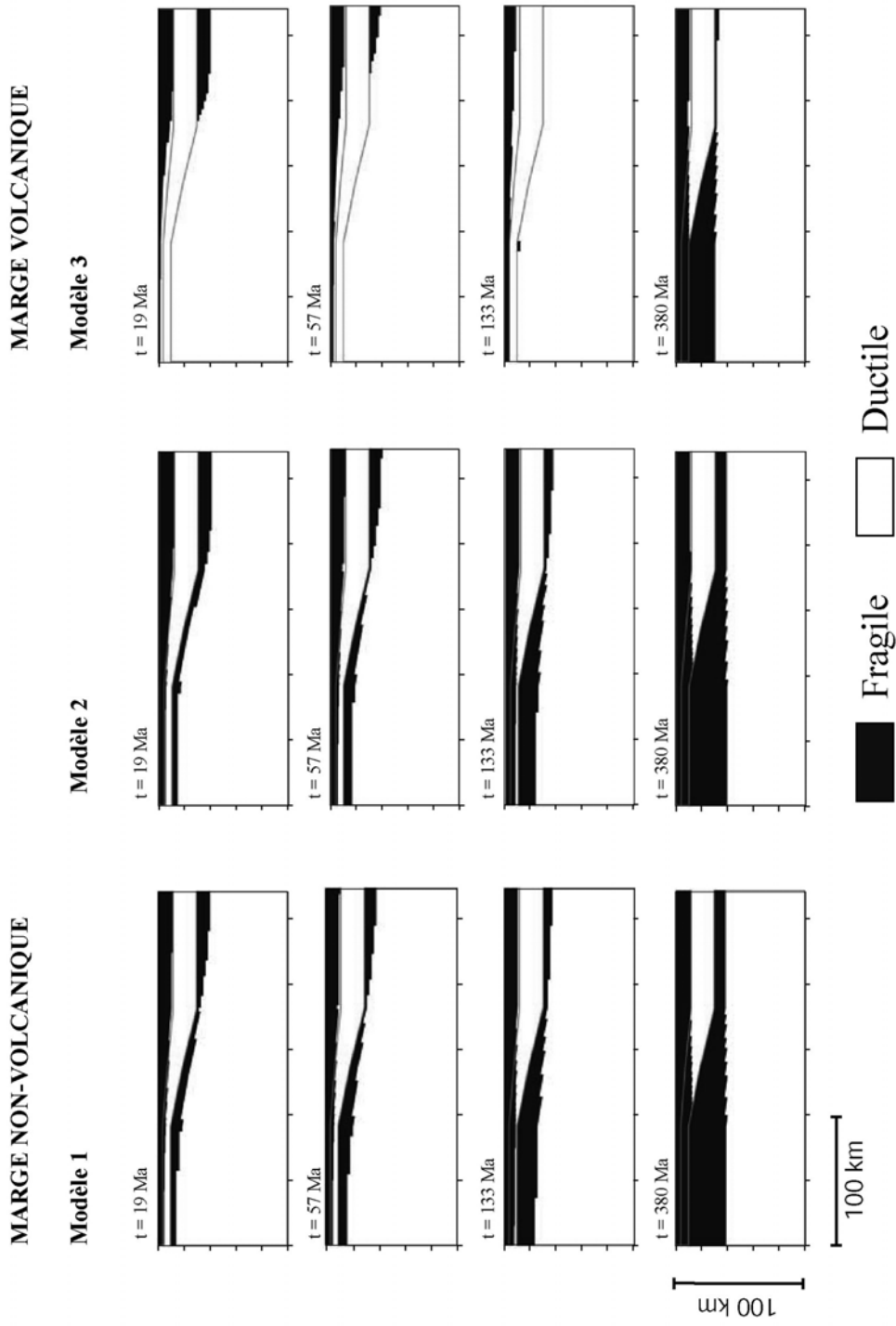


Figure II.4.11 - Comportement rhéologique des marges continentales non-volcaniques (modèle 1 et 2) et volcaniques (modèle 3), pour différents laps de temps après le breakup, et avec utilisation de la configuration minéralogique quartz hydraté, olivine hydratée.

Rhéologie 2

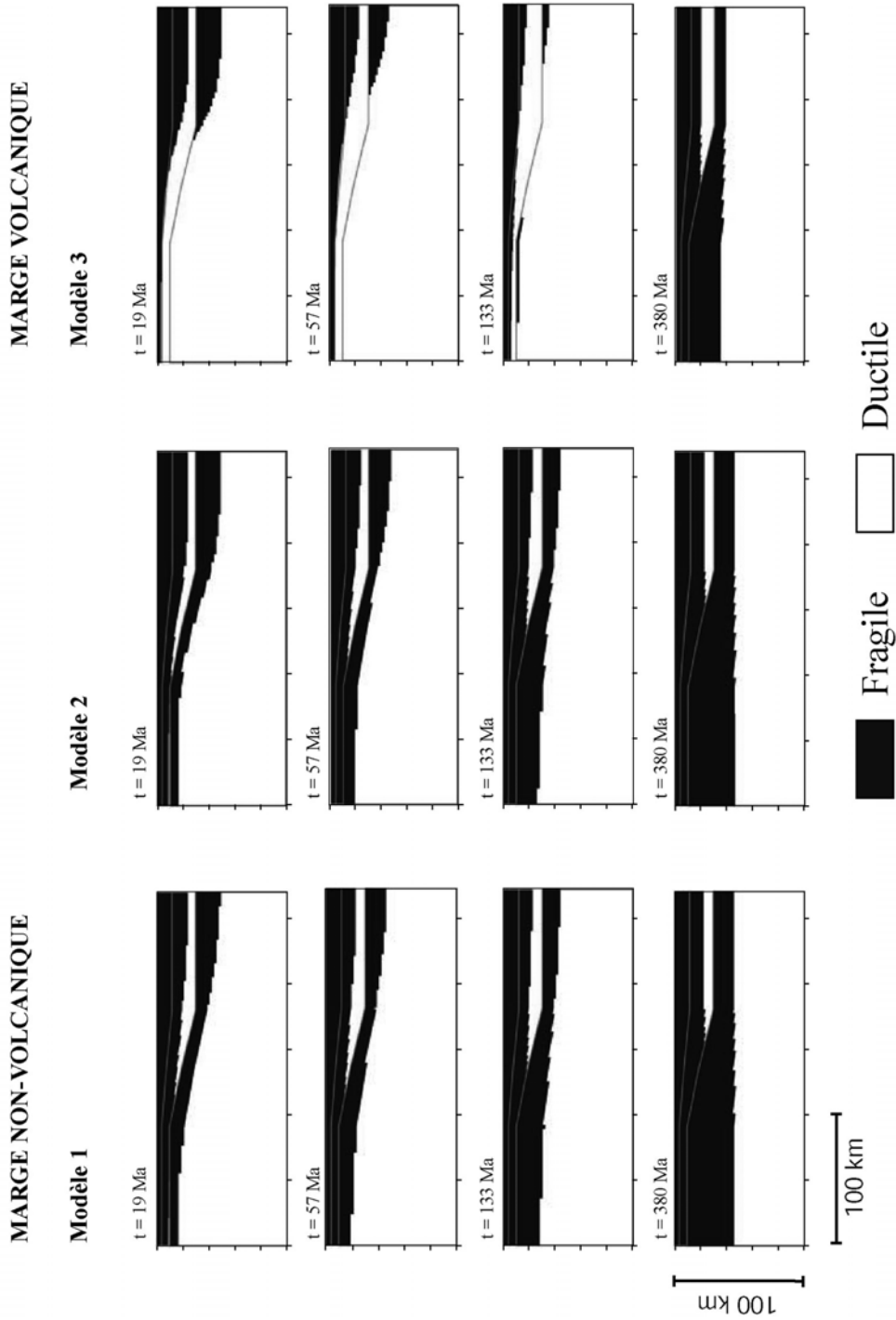


Figure II.4.12 - Comportement rhéologique des marges continentales non-volcaniques (modèle 1 et 2) et volcaniques (modèle 3), pour différents laps de temps après le breakup, et avec utilisation de la configuration minéralogique plagioclase anhydre, olivine anhydre.

Rhéologie 3

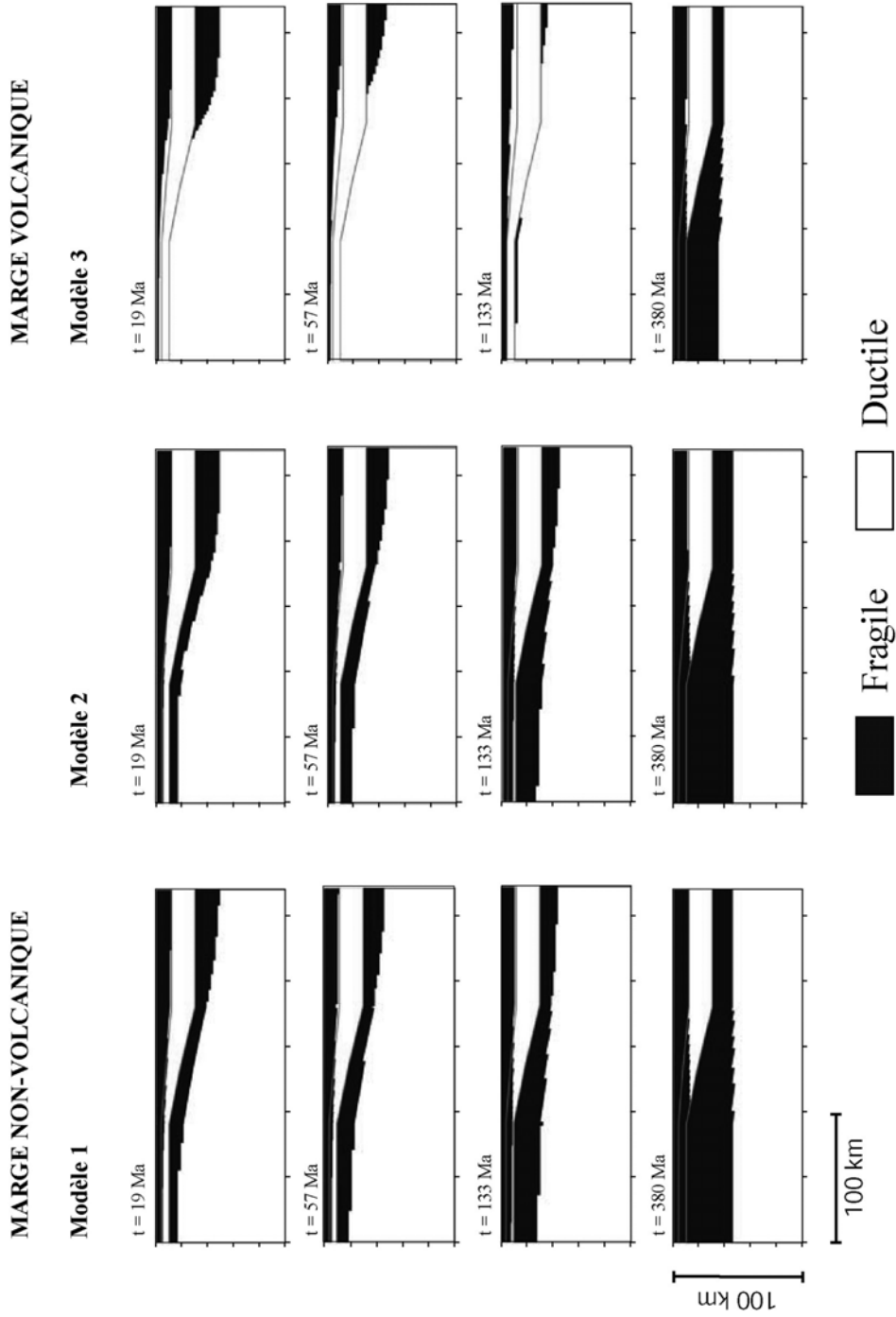


Figure II.4.13 - Comportement rhéologique des marges continentales non-volcaniques (modèle 1 et 2) et volcaniques (modèle 3), pour différents laps de temps après le breakup, et avec utilisation de la configuration minéralogique quartz hydraté, olivine anhydre.

La rhéologie de l'ensemble de la marge semble donc marquée par la mise en place progressive d'un contraste rhéologique latéral, bien visible dès 133 Ma. La localisation de ce contraste rhéologique coïncide avec la rupture de pente du Moho, marquant la limite entre la croûte amincie et celle non-amincie. Dans le cas des marges volcaniques (modèle 3), un contraste rhéologique est présent dès le breakup, entre la zone amincie ductile, et la zone non-amincie plus fragile. Ce contraste diminue progressivement avec le temps puis s'inverse (zone amincie fragile et zone non-amincie ductile) avec le rééquilibrage thermique.

Rhéologie 2 - plagioclase anhydre et olivine anhydre (Figure II.4.12)

Dans cette deuxième configuration, la lithosphère présente un comportement beaucoup plus fragile et plus résistant. La zone non-amincie est ainsi caractérisée par une épaisseur de croûte fragile de 20 km, et une épaisseur de manteau fragile d'environ 15 km.

L'évolution rhéologique montre les mêmes tendances que dans la configuration précédente pour les trois modèles. Cependant, l'épaisseur de croûte ductile étant plus faible, le biseau de croûte ductile est présent dès le départ (breakup), et le contraste rhéologique latéral créé paraît moins fort. En revanche, dans le cas des marges volcaniques, le contraste rhéologique initial semble plus important du fait de la grande épaisseur des couches fragiles dans la zone non-amincie.

Rhéologie 3 - quartz hydraté et olivine anhydre (Figure II.4.13)

Dans cette troisième configuration, assez réaliste, l'évolution du comportement rhéologique est également caractérisée par la mise en place (modèles 1 et 2) ou la modification (modèle 3) de contrastes rhéologiques à la rupture de pente du Moho. Dans les modèles 1 et 2, des niveaux fragiles sont présents dès le breakup dans la croûte et le manteau. Petit à petit, le fin niveau ductile présent dans la croûte diminue en taille, et se retrouve après 133 Ma en biseau entre les couches fragiles crustales et mantelliques. Il se forme alors un contraste rhéologique important entre zones amincies et non amincies. Dans le modèle 3, la zone amincie de la marge est, dès le départ, majoritairement ductile avec absence de manteau fragile. Sa rhéologie contraste avec celle de la zone non-amincie, présentant d'épaisses couches fragiles dans la croûte et le manteau. Progressivement, l'évolution thermique de la marge conduit au développement de couches fragiles dans la zone amincie, réduisant les contrastes latéraux de rhéologie à la rupture de pente du Moho.

Nous avons pu à partir de ces rhéologies 2D, quantifier les contrastes rhéologiques latéraux, en calculant la résistance globale de la lithosphère en chaque verticale du modèle. Les courbes de résistance globale obtenues à partir de la troisième configuration rhéologique sont représentées sur la figure II.4.14, pour les différents temps post-breakup et en fonction de l'éloignement à la transition océan/continent.

Nous constatons, comme décrit précédemment, des contrastes de résistance au niveau de la deuxième rupture de pente du Moho (180 km de la COB), particulièrement à 133 Ma pour les marges non-volcaniques. Sur les marges volcaniques, le contraste de résistance est grand dès le breakup (19 Ma) aux environs de cette même rupture de pente, puis diminue progressivement avec le temps. La première rupture de pente du Moho (90 km de la COB) semble quant à elle constituer une zone plus résistante vers 133 Ma (Fig. II.4.14).

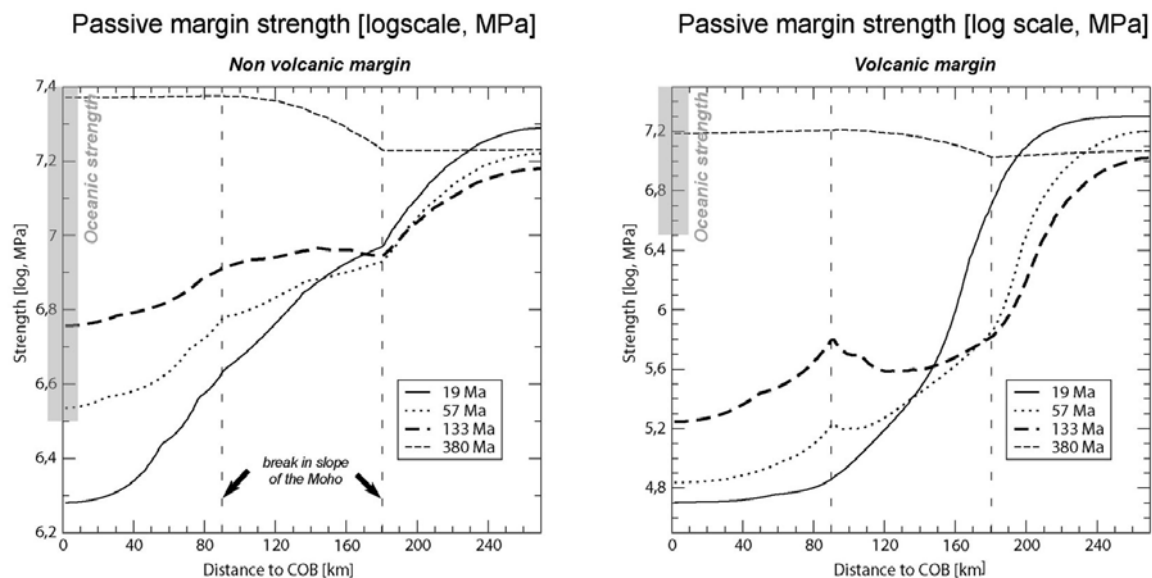


Figure II.4.14 – Variation de la résistance globale de la lithosphère continentale, calculée à partir de la rhéologie 2D (configuration rhéologique 3) depuis la transition océan/continent, pour les modèles de marges volcaniques et non-volcaniques. La gamme de résistances de la lithosphère océanique est indiquée à titre de comparaison.

4.2.2 Comportement de la lithosphère lors de la réactivation des marges

Quand la lithosphère est réactivée, elle répond différemment aux contraintes imposées selon ses propriétés rhéologiques. Différents facteurs rhéologiques ont un impact majeur lors d'un épisode de réactivation: les épaisseurs relatives de couches fragiles et ductiles, la présence ou non de structures pré-existantes dans la croûte fragile, et le contraste de résistance au Moho (entre croûte et manteau) (Ranalli, 2000).

Les structures pré-existantes n'ayant pas été incorporées dans notre modèle, nous pouvons évaluer uniquement quel est l'impact de la structure rhéologique (comportement et contrastes fragile/ductile).

A. Influence des contrastes latéraux de résistance

Dans notre modèle, la structure rhéologique de la lithosphère évolue en fonction (1) de la configuration thermique de la marge (modèle 1, 2 ou 3), (2) du laps de temps écoulé entre le breakup et la réactivation, et (3) en fonction des paramètres minéralogiques utilisés pour le calcul (quartz hydraté, plagioclase anhydre etc.) (Fig. II.4.11 à II.4.13). Les variations d'épaisseurs fragile/ductile sont notamment responsables de contrastes brutaux de résistances (Fig. II.4.14) et de comportement rhéologique (Fig. II.4.15).

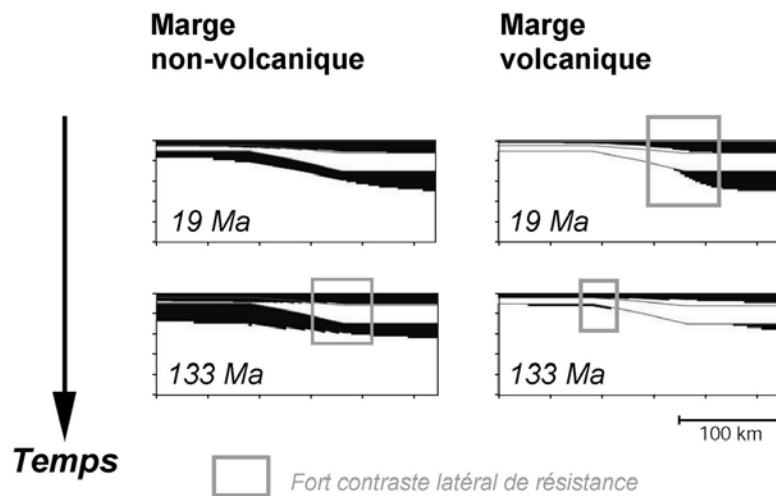


Figure II.4.15 – Localisation des forts contrastes rhéologiques présents sur les marges non-volcaniques et volcaniques, et pouvant influencer le style de déformation lors d'une reprise en compression (pour 19 et 133 Ma après le breakup).

Le contraste rhéologique brutal, formé par le biseau de croûte ductile au niveau de la rupture de pente du Moho, aura par exemple vraisemblablement une influence sur une éventuelle formation de structures tectoniques dans cette zone, lors d'un épisode compressif de la marge. Ainsi, sur les marges non-volcaniques, la zone située au niveau de la seconde rupture de pente du Moho (Fig. II.4.15), est caractérisée par de forts contrastes de résistance (Fig. II.4.14) à partir de 133 Ma. La déformation de la lithosphère continentale pourrait donc être favorisée dans cette zone. Pour les marges volcaniques, il est possible que le contraste rhéologique initial (Fig. II.4.14 et II.4.15) puisse avoir également le même type d'influence sur la déformation. Sur ces marges, la zone de la première rupture de pente du Moho, caractérisée vers 133 Ma par une résistance plus importante, pourrait également favoriser une déformation. Ainsi le contraste rhéologique (fort ou faible) existant à un temps donné au niveau de la rupture de pente, pourra probablement influencer le style de déformation d'une marge soumise à un raccourcissement horizontal. Ces suppositions n'ont pour l'instant pas été vérifiées. Un développement du code numérique permettant de les valider est actuellement en cours.

B. Influence de la présence d'une croûte ductile

Il a été suggéré dans la littérature (Ranalli, 2000) que la présence d'une couche ductile dans la croûte inférieure, "prise en sandwich" entre deux couches fragiles plus résistantes, a un rôle primordial sur divers processus: la flexure (Burov & Diament, 1992), la délamination du manteau lithosphérique et l'inversion tectonique consécutive dans les ceintures orogéniques (Bird, 1979; Mareschal, 1994), la relaxation de la topographie du Moho (Bird, 1991; Ranalli, 1997) etc., mais également dans la localisation et la croissance de failles (Davy *et al.*, 1995).

Dans nos modèles, utilisant du quartz pour la croûte, cette couche ductile est toujours bien développée dans la croûte non-amincie. Pour la croûte amincie en revanche, cette couche ductile disparaît progressivement avec le refroidissement, au profit du fragile (Fig. II.4.11 et II.4.13). En revanche, avec l'utilisation du plagioclase, l'épaisseur de cette couche ductile est réduite, et même absente dès les premiers stades, dans la croûte amincie en contexte thermique "froid" (non volcanique) (Fig. II.4.12, modèles 1 et 2).

On peut alors penser d'après ces résultats, que le style de déformation affectant la marge, lors d'un épisode post-breakup de réactivation, sera différent pour la zone amincie (peu de croûte ductile) et pour la zone non-amincie (biseau de croûte ductile).

De plus, la présence de ce biseau ductile affecte latéralement les contrastes de résistance au Moho, qui ont également une influence lors de la réactivation (paragraphe précédent).

C. Conclusions et perspectives du modèle numérique

Le calcul de l'évolution rhéologique des marges passives au cours du temps en fonction de leur structure thermique, permet de mettre en évidence des contrastes verticaux et horizontaux de rhéologie. Ces contrastes sont en faveur d'une localisation de la déformation au niveau de la rupture de pente du Moho, c'est-à-dire à la limite de la croûte amincie et non-amincie, et cela, après un laps de temps qui peut varier selon le type de marge (volcanique/non-volcanique). Le code numérique de déformation du modèle permettant de valider cette hypothèse, est actuellement en cours de développement et n'a pas pu pour l'instant fournir de résultats. Nous espérons, par la suite, modéliser la déformation en raccourcissement de modèles de marges volcaniques et non-volcaniques, pour différentes configurations rhéologiques, et avec la possibilité d'incorporer des hétérogénéités rhéologiques dans la croûte (simulation de corps magmatiques). Il a été également envisagé de prendre en compte le flambage de la lithosphère, et la présence de failles pré-existantes, pouvant influencer la localisation et le style de la déformation. Ce dernier aspect sera abordé plus en détail dans la discussion (chapitre 5).

Néanmoins, cette étude révèle déjà, qu'en plus de l'influence du contraste de rhéologie entre lithosphères océaniques et continentales (modélisation analogique, chapitre 2), il existe un contraste latéral de rhéologie au sein même de la lithosphère continentale, pouvant influencer la localisation de la réactivation sur les marges. Nous pouvons alors estimer quelle est la localisation préférentielle de la déformation (limite océan/continent ou limite croûte continentale amincie/croûte continentale non amincie), à l'aide des contrastes de résistance existant au niveau de ces deux limites. La résistance globale de la lithosphère océanique, nécessaire pour cette estimation, a pu être calculée au moyen des profils thermiques classiques existant dans la lithosphère océanique (Parsons & Sclater, 1977) (Fig. II.4.16) (voir méthode similaire au chapitre 2). Une composition minéralogique d'olivine anhydre a été prise en compte dans ce calcul, pour la totalité de la lithosphère. Nous obtenons selon le flux thermique basal, des résistances s'échelonnant depuis $10^{6.5}$ à $10^{8.5}$ MPa (Fig. II.4.16), reportées sur la figure II.4.14.

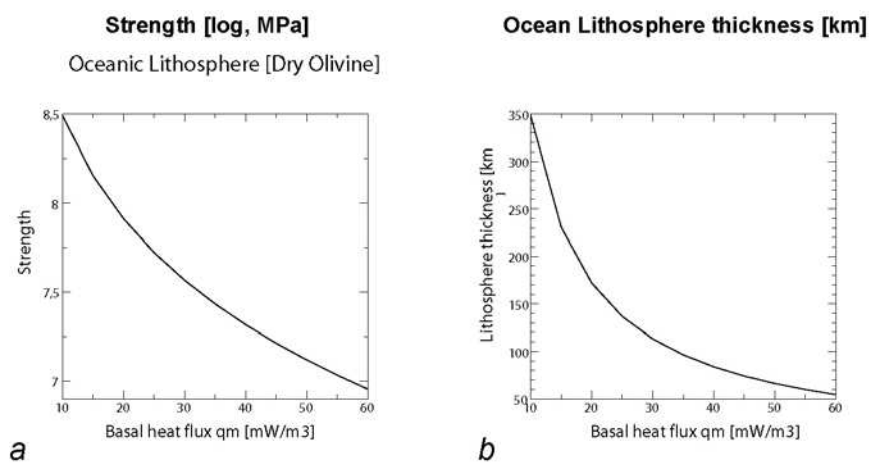


Figure II.4.16 – a) Résistances de la lithosphère océanique en fonction du flux thermique à la base. Les résistances sont calculées pour de l'olivine hydratée sur la totalité de la lithosphère. b) Correspondance entre les flux thermiques et l'épaisseur de lithosphère océanique.

Nous constatons pour les deux types de marges, que le contraste de résistance est très important au niveau de la transition océan/continent (abscisse 0) surtout dans les premiers stades post-breakup (Fig. II.4.14). Ce contraste est encore plus net pour les marges volcaniques. Le contraste existant au niveau de la rupture de pente du Moho, intra-continentale est en revanche plus faible, en particulier en ce qui concerne les marges non volcaniques. Nous passons par exemple pour 133 Ma de 6,9 à près de 7,2 (MPa en base Log) dans le continent, contre 6,5 à 7,7 (MPa en base Log) à la COB (pour un flux thermique de 25 mW.m^{-3} (voir Fig. II.4.16)). La limite océan/continent semble donc privilégiée pour la déformation. Pour les marges volcaniques, un fort contraste existe au niveau de la rupture de pente du Moho dans les premiers stades après le breakup (contraste de plus de 2 MPa en base Log) (Fig. II.4.14). Ce contraste pourrait alors être équivalent à celui de la transition océan/continent, caractérisée peu après le breakup par des flux thermiques importants, et donc par une résistance océanique faible. Une déformation intra-continentale n'est donc pas exclue si ces marges sont réactivées peu de temps après le breakup.

4.3 Conclusion

Les modélisations présentées dans ce chapitre montrent que la structure thermique des marges passives, influencée par les points-chauds et par le rééquilibrage thermique (marges volcaniques ou non-volcaniques), a une influence lors de la réactivation post-breakup.

Les modèles analogiques montrent que des variations rhéologiques de la lithosphère continentale, ici induites par impact thermique des points chauds, ont une grande influence sur la localisation et l'intensité de la déformation post-breakup des marges passives. En plus de favoriser un soulèvement isostatique, l'incorporation d'une hétérogénéité de plus faible densité dans la lithosphère localise en effet la déformation compressive sur son pourtour. La présence d'un point chaud sous un continent a ainsi un effet déterminant sur la déformation.

De forts contrastes rhéologiques latéraux de la lithosphère continentale sont également mis en évidence par la modélisation numérique, sur tous les types de marges. Ils résultent de l'évolution de la structure thermique des marges passives après la phase de rifting, et sont favorisés par la géométrie en biseau de la croûte étirée. Cette rhéologie à fort contraste pourrait être à l'origine d'une déformation au niveau de la rupture de pente du Moho, lors d'un épisode de raccourcissement de la marge, bien que la transition océan/continent semble plus favorable.

Chapitre 5

Synthèse et discussion sur les modes de déformation

Dans les précédents chapitres, nous avons testé le contrôle exercé par deux principaux types de mécanismes sur la déformation des marges: d'une part un raccourcissement horizontal perpendiculaire aux marges, induit par exemple par ridge-push, et d'autre part l'évolution de la structure thermique des marges. Nous avons montré au travers de ces modélisations que ces deux paramètres contrôlent à la fois le style, la localisation et la quantité de déformation sur les marges.

Nous allons dans ce dernier chapitre discuter de leur part respective dans la déformation récente des marges passives, à partir des résultats expérimentaux et des observations naturelles.

Puis, nous nous replacerons dans un contexte plus général, en discutant de l'interaction du ridge-push et de la structure thermique avec d'autres mécanismes, au travers de trois exemples de marges passives de l'océan Atlantique.

5.1 Le ridge-push

Le ridge-push est une force induisant des contraintes horizontales compressives sur les marges. Nous avons dans nos modèles testé l'effet de cette force sur la déformation des marges. Cependant toute autre contrainte compressive de même orientation (perpendiculaire à la marge) aurait eu le même effet. Dans cette partie nous nous intéressons à la distinction de l'effet du ridge-push en tant que tel, en comparant nos modèles aux observations naturelles.

5.1.1 Apport de la modélisation

Les modèles analogiques des chapitres 2 et 4 montrent que la transition océan/continent, est un endroit privilégié pour la déformation, lors de la reprise en compression d'une marge selon des contraintes principales qui lui sont perpendiculaires (compression de type ridge-push). Elle serait, en raison de son plus fort contraste rhéologiques, généralement plus favorisée que la seconde zone de faiblesse mise en évidence grâce aux modèles numériques, à la rupture de pente du Moho (voir chapitre 4). La vergence des structures obtenues à cet endroit dépend fortement de la rhéologie des matériaux analogues utilisés pour les lithosphères océanique et continentale, et plus particulièrement des contrastes de résistance et de densité entre l'océan et le continent. Ainsi, la réactivation des marges passives âgées de moins de 15 Ma serait favorisée selon des vergences vers le continent (de type obduction). Sur les marges plus anciennes en revanche, des structures à vergence océanique (de type subduction) se développent préférentiellement. Le modèle analogique

du chapitre 4 (simulation du point-chaud africain), montre que des hétérogénéités rhéologiques de la lithosphère continentale peuvent quant à elles perturber localement la vergence des structures créées ou réactivées, lors d'une reprise en compression de type ridge-push.

Dans les systèmes naturels, la transition entre lithosphères océanique et continentale (COB) est le lieu d'une activité sismique non négligeable comme le démontre la figure II.5.1. Sur cette figure la limite océan/continent est matérialisée par l'isobathe 1000 mètres, située sur le talus continental. On note à cet emplacement plusieurs séismes dont les mécanismes au foyer indiquent une compression, WNW-ESE sur les marges norvégienne et W-E au Sud-Est du Brésil. Cette observation démontre que cette limite est une zone préférentielle de déformation, mais aussi, si l'on compare avec nos modèles, que les marges passives sont probablement soumises à un raccourcissement horizontal. Cependant ces séismes pourraient également être le résultat de la flexure de la lithosphère (déformation à l'intrado des plis) en raison de la variabilité de charge sédimentaire sur la plate-forme comme discuté au chapitre 1 (partie II) (Lima *et al.*, 1997).

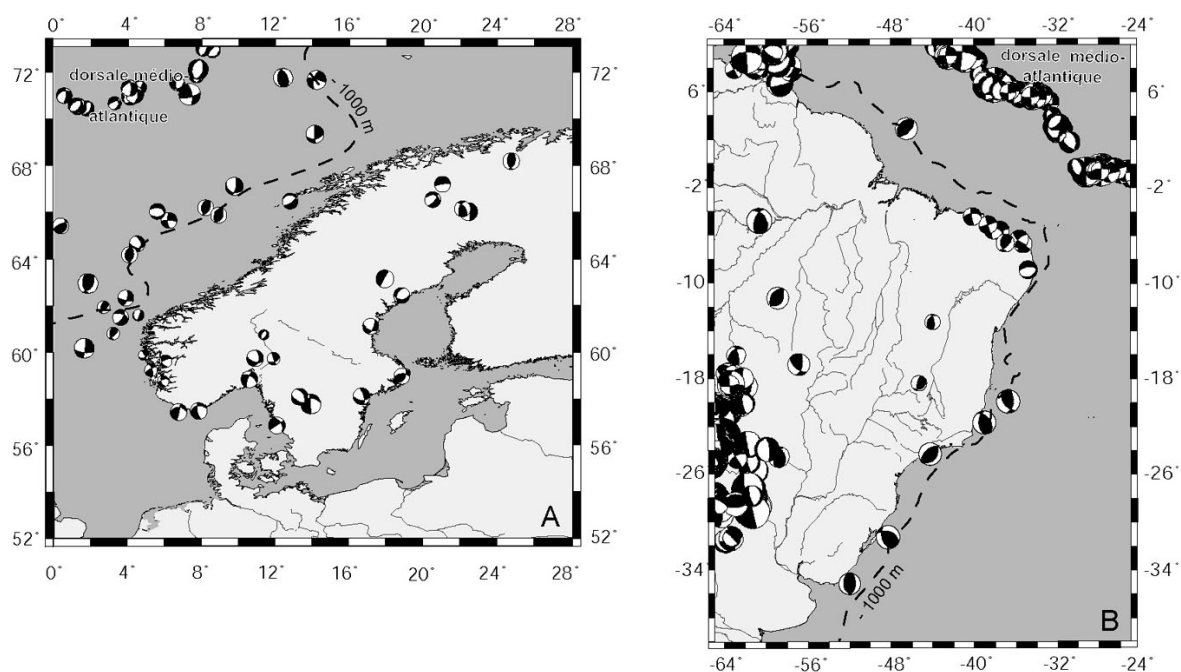


Figure II.5.1 – Mécanismes au foyer de séismes au Brésil et en Scandinavie (bases de données de l'université de Cornell et de l'USGS, magnitude supérieure à 2 au cours des 50 dernières années). De nombreux séismes en compression sont situés au niveau de la limite des lithosphères océaniques et continentales (COB), matérialisée ici par l'isobathe 1000 mètres.

Afin de savoir si un lien existe bien entre le ridge-push et la déformation des marges passives de l'océan Atlantique, nous allons dans le paragraphe suivant effectuer une comparaison entre les épisodes de déformation enregistrés sur les marges et les variations du taux d'expansion aux dorsales. En effet, plus le taux d'expansion est grand et plus l'on s'attend à ce que le ridge-push soit fort lors du refroidissement du matériel créé à la dorsale. Nous saurons ainsi si les déformations de la COB sont liées au ridge-push, ou uniquement à un raccourcissement horizontal d'une autre provenance.

5.1.2 Comparaison entre épisodes de déformation et accrétion aux dorsales

A. Corrélations dans l'Atlantique Nord et dans l'Atlantique Sud

Sur la figure II.5.2 est représentée la corrélation effectuée entre les phases de déformation compressive (barres noires) et de dénudation (barres grises) mises en évidence sur les marges, avec le taux d'expansion des dorsales correspondantes, pour le Nord de l'océan Atlantique Nord, et pour l'Atlantique Sud.

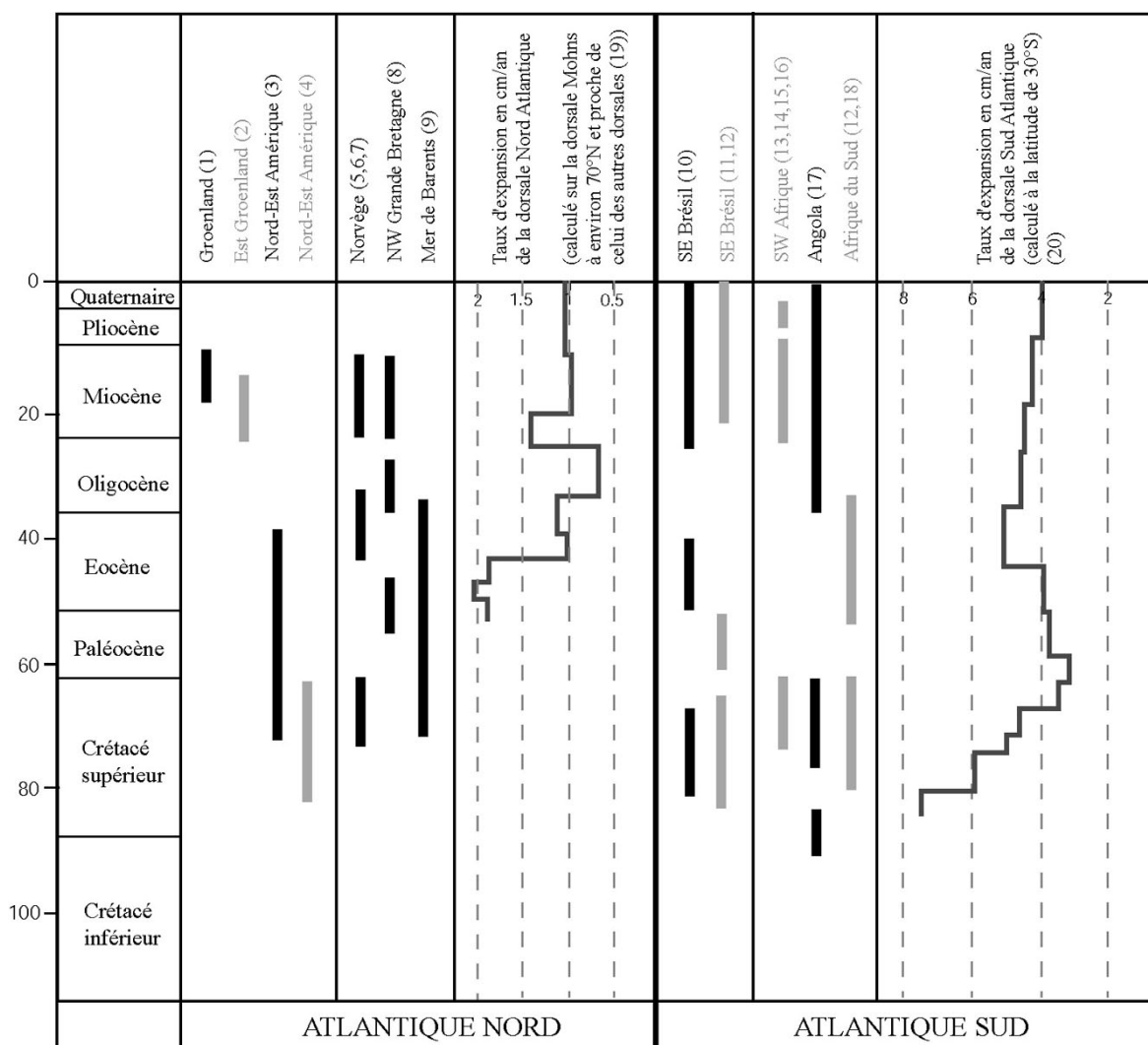


Figure II.5.2 – Corrélations entre les épisodes de déformations en compression (barres noires) et de dénudation (barres grises), et les variations du taux d'expansion des dorsales au Nord de l'Atlantique Nord et dans l'Atlantique Sud. Références citées: (1) Price et al., 1997; (2) Price & Whitham, 1997; (3) Faure et al., 1996; (4) Miller & Duddy, 1989; (5) Grunnaleite & Gabrielsen, 1995; (6) Japsen & Chalmers, 2000; (7) Lundin & Doré, 2002; (8) Boldreel & Andersen, 1998; (9) Gabrielsen et al., 1997; (10) Cobbold et al., 2001; (11) Saenz et al., 2003; (12) Gallagher & Brown, 1999; (13) Burke, 1996; (14) Partridge & Maud, 1987; (15) Van der Wateren & Dunai, 2001; (16) Raab et al., 2002; (17) Hudec & Jackson, 2002; (18) Brown et al., 2002; (19) Mosar et al., 2002; (20) Cande et al., 1988.

D'une manière générale, nous notons une bonne corrélation entre les phases de dénudation et de compression dans le temps. Ce premier résultat est en faveur d'un lien existant entre les déplacements verticaux (à l'origine de la dénudation), et horizontaux sur les marges passives de l'océan Atlantique. D'autre part, si l'on compare l'âge de ces phases de déformation avec les courbes du taux d'expansion aux dorsales, on s'aperçoit que souvent les phases de déformations sont successives à une forte activité des dorsales (fort taux d'expansion).

- Dans le Nord de l'océan Atlantique Nord, la forte accrétion lors du breakup à l'Eocène, est suivie de phases de déformation compressive en Norvège et en Grande-Bretagne. Un deuxième pic d'expansion de la dorsale à la base du Miocène est quant à lui suivi de déformations compressives au Miocène en Norvège, Grande Bretagne, mer de Barents, et au Groenland (Fig. II.5.2). Les déformations ayant lieu sur les marges Est de l'Amérique du Nord sont plus difficilement corrélables avec le taux d'accrétion de la dorsale, ce dernier étant reporté dans ce diagramme pour le Nord de l'océan Atlantique Nord.

- Pour l'océan Atlantique Sud, la corrélation entre la déformation et l'expansion aux dorsales est encore plus nette. Un fort taux d'accrétion de plus de 7 cm/an à la base du Crétacé supérieur, est suivi d'une compression et d'une dénudation au cours du Crétacé supérieur, sur les marges brésiliennes et Sud-Ouest africaines. Les déformations relevées sur ces mêmes marges depuis l'Oligocène succèdent dans le temps à un second pic d'expansion de la dorsale sud-atlantique (5 cm/an) à l'Eocène supérieur.

D'après ces corrélations, il semble donc qu'il existe un lien entre le taux d'expansion des dorsales, la compression et la dénudation des marges passives de l'océan Atlantique. Nous pouvons ainsi postuler que l'augmentation de production de croûte océanique induite par l'augmentation du taux d'expansion des dorsales, a pour effet d'augmenter la force de ridge-push. La force de ridge-push résultant du refroidissement et de la contraction de la lithosphère océanique (voir chapitre 1), il semble normal que la plupart des épisodes de déformation apparaissent après ces forts taux d'expansion, avec un décalage de 5 à 10 Ma. Ce laps de temps serait ainsi le temps minimum de refroidissement, nécessaire pour que la force se mette en place. Cette force aurait donc une part de responsabilité dans la déformation compressive post-breakup des marges passives, et également dans la dénudation induite par surrection.

Il est en revanche plus difficile à partir des observations naturelles, d'établir un lien entre la déformation et les variations de la force de ridge-push déduites de l'âge de la lithosphère océanique. Il est en effet proposé dans la littérature que le ridge-push est efficace pour des lithosphères océaniques âgées de 20-30 à 90 Ma (partie II, chapitre I). Or, d'après la figure II.5.2, des épisodes de déformation ont lieu dans l'océan Atlantique Nord, dès la création de lithosphère océanique (il y a 50-55 Ma), et encore actuellement dans l'Atlantique Sud (c'est à dire plus de 90 Ma après le breakup). Ces épisodes de déformation compressive se corrélant bien avec la production de croûte océanique, nous pouvons alors penser que le ridge-push est efficace quel que soit l'âge de la lithosphère océanique.

B. Comparaison avec les marges peu déformées

Après avoir établi un lien entre le ridge-push et la déformation en compression, nous pouvons nous interroger sur la raison pour laquelle certaines marges ne présentent pas d'indices de déformation (topographie élevée, dénudation importante, structures compressives) comme par exemple au Nord-Ouest de l'Afrique. La première raison vient sans doute du manque de données sur ces marges car elles ont été moins étudiées que d'autres. Cependant leur faible altitude et leur faible sismicité laissent penser que malgré le manque de données, la déformation récente de ces marges est faible. Nous avons donc essayé de comparer selon les latitudes, les variations du taux d'expansion de la dorsale avec l'altitude et/ou la déformation des marges.

D'après la carte de l'âge des fonds océaniques (Fig. II.5.3), nous devinons pour les temps géologiques récents (< 40 Ma, en rouge et orange sur la carte) une plus faible expansion océanique moyenne, au niveau de la dorsale de l'Atlantique central et du Sud de l'Atlantique Nord. De plus, des plus faibles vitesses d'extension perpendiculairement à la dorsale, sont encore mises en évidence actuellement dans cette zone d'après les estimations du Nuvel 1 (DeMets *et al.*, 1990; Henderson, 2001), et d'après la morphologie des dorsales (Pushcharovsky, 2003). Il apparaît donc que dans l'Atlantique central, la faible déformation des marges est liée à un plus faible taux d'expansion des dorsales, et à un ridge-push moins important que dans le reste de l'océan. Nous pouvons cependant nuancer cette supposition pour la marge sud-américaine de l'Uruguay par exemple. Cette marge présente en effet un faible relief, et peu de déformation post-breakup identifiée, mais la dorsale qui lui fait face et lui impose le ridge-push, est caractérisée par une forte expansion au cours des derniers Ma, et encore actuellement avec près de 3,5 cm/an (DeMets *et al.*, 1990).

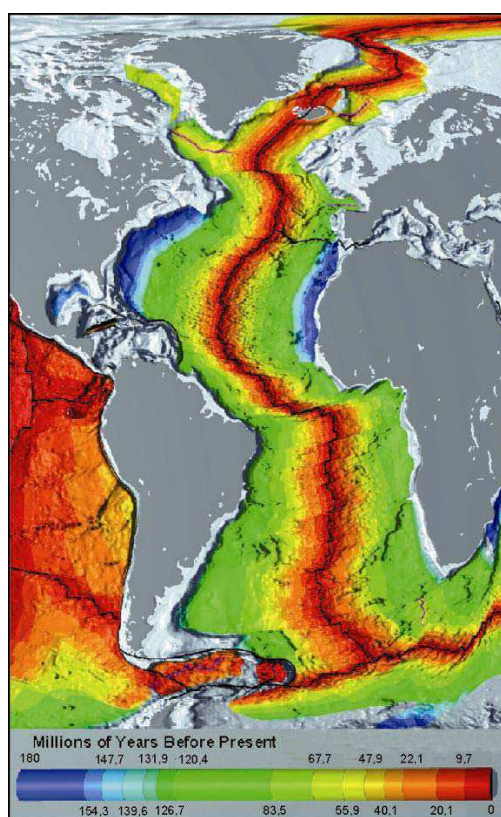


Figure II.5.3 – Carte de l'âge de la croûte océanique de l'océan Atlantique Sud (NGDC). L'accrétion déduite de ces âges pour les 40 derniers Ma est globalement plus faible dans l'océan Atlantique central.

Le ridge-push n'est donc probablement pas le seul mécanisme responsable de la déformation récente des marges passives, mais semble cependant jouer un rôle important dans la chronologie des phases de déformation et de dénudation. Il pourrait alors jouer un rôle d'activation de la déformation sur des marges affectées par d'autres mécanismes.

Nous allons maintenant discuter du deuxième aspect testé au travers de la modélisation: l'impact des facteurs thermiques sur la déformation des marges.

5.2 La structure thermique de la lithosphère

La structure thermique de la lithosphère de certaines marges, est caractérisée par des anomalies de fortes températures, pendant et parfois après le breakup. L'influence de ces anomalies a été étudiée de deux manières au cours de cette thèse. Elle a d'une part été étudiée au travers de la modélisation numérique de l'évolution thermique post-rift des marges volcaniques et non-volcaniques, et de son impact sur la rhéologie. D'autre part, l'influence des variations de la structure rhéologique des marges passives, induites par l'impact thermique d'un point-chaud, a été étudiée à partir de la modélisation analogique. A partir des observations des systèmes naturels, nous déterminons dans cette partie des contrôles supplémentaires de ces facteurs thermiques, sur la réactivation préférentielle de certaines marges, par rapport à d'autres.

5.2.1 Apport de la modélisation

A. Influence du type de marge et du rééquilibrage thermique post-rift

La simulation numérique thermique 2D en éléments finis, présentée dans le chapitre 3, a permis de mettre en évidence des évolutions différentes de la structure thermique de la lithosphère continentale, au cours du réajustement post-breakup, pour les deux types de marges (non-volcaniques et volcaniques).

Les résultats ont montré que l'évolution de la structure thermique lors du réajustement successif au breakup, est à l'origine d'une surrection de la partie continentale des marges, initialement non-amincie. Pour les marges volcaniques, cette surrection est trois fois plus importante que pour les marges non-volcaniques, et peut atteindre plus de 500 mètres. La subsidence dans le bassin océanique, est en revanche moins importante sur ces marges dans les premiers stades (180 premiers Ma).

Le réajustement thermique et le type de marge (volcanique ou non) sont également responsables de modifications de la structure rhéologique. Des contrastes importants de rhéologie ont été mis en évidence au niveau de la rupture de pente du Moho. Ils sont plus ou moins importants en fonction du temps écoulé depuis le breakup, et du type de marge. Les marges volcaniques présentent ainsi dès le breakup, des contrastes rhéologiques latéraux forts, tandis que sur les marges non-volcaniques, ces forts contrastes n'apparaissent que tardivement après 100-150 Ma.

B. Influence des points chauds sous-continentaux

La modélisation analogique décrite dans le chapitre 4 montre que les variations rhéologiques de la lithosphère continentale, résultant par exemple de la présence de points-chauds, ont une grande influence sur la localisation et l'intensité de la déformation post-breakup. Lors d'une réactivation en compression, la déformation se localise en effet préférentiellement à l'aplomb des contrastes rhéologiques modélisés. De plus les hétérogénéités de faible densité (point-chaud), engendrent une surrection par réajustement isostatique, et sont responsables d'une déformation plus intense à leur aplomb, lors d'une compression de la marge.

5.2.2 Comparaison entre anomalies thermiques et localisation de la déformation

Dans la nature, les marges réactivées en compression après leur formation, sont des marges qui ont été situées en contextes thermiques anormaux au cours de leur histoire (actuellement et/ou dans le passé). Cette constatation est illustrée par la figure II.5.4, sur laquelle sont représentées les

marges réactivées, les zones d'anomalies thermiques (provinces et marges volcaniques avec SDR) et les actuels panaches mantelliques sous-continentaux que nous avons identifié dans la littérature. Nous voyons sur cette figure, une bonne corrélation géographique entre les marges réactivées et les épandages volcaniques datant du rifting (grandes provinces volcaniques et SDR). Les marges réactivées du Nord-Ouest de l'Europe, du Sud-Est du Brésil et du Sud-Ouest de l'Afrique peuvent également être corrélées à des points chauds actuels reconnus par la tomographie sismique comme exposé au chapitre 1, partie II (Van Decar *et al.*, 1995; Goes *et al.*, 2000; Gurnis *et al.*, 2000; Mosar, 2003). Cette bonne corrélation (Fig. II.5.4) démontre que les points-chauds passés et actuels ont certainement une influence sur la réactivation des marges, comme les modèles expérimentaux testés l'ont montré.

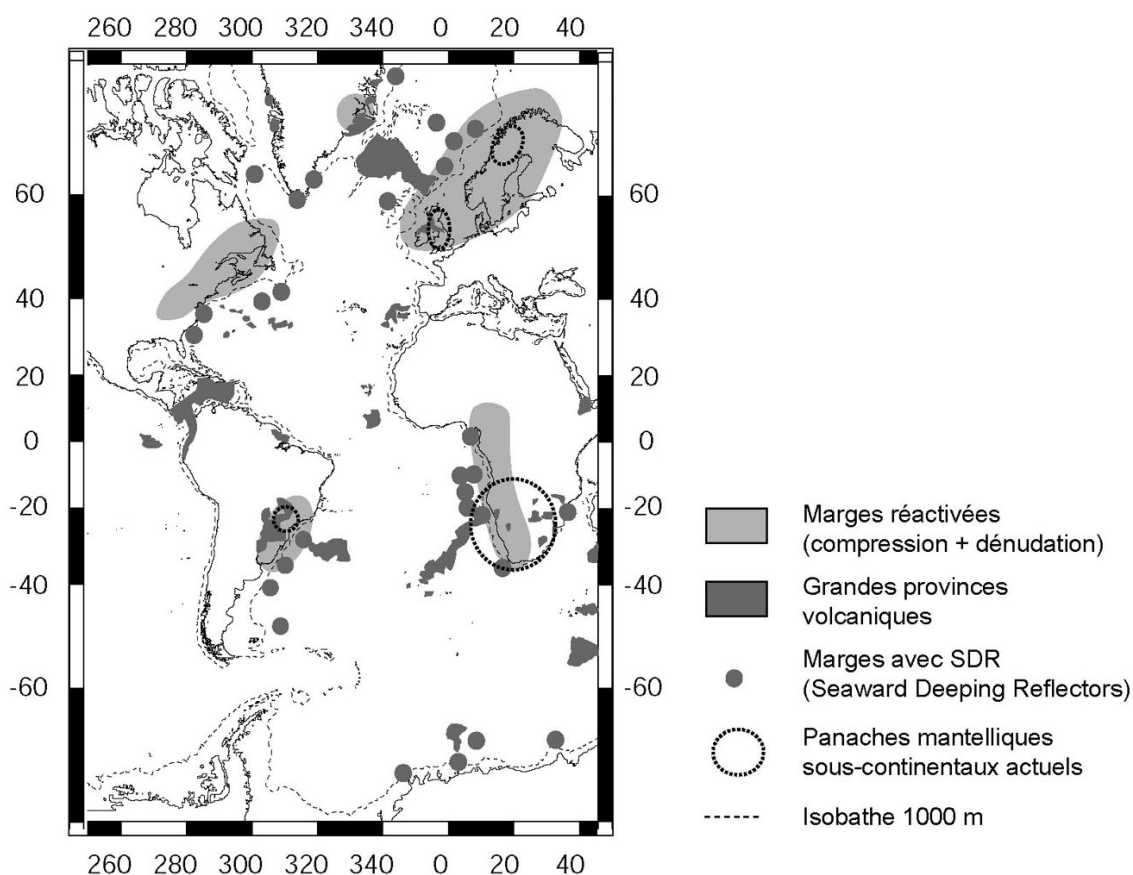


Figure II.5.4 – Comparaison des zones de déformation (compression et dénudation) avec les anomalies thermiques (marges volcaniques et points chauds) de l'océan Atlantique.

Certaines marges qui ont été affectées par du volcanisme lors de leur formation (ex: le Sud du Groenland, le Nord de l'Amérique du Sud, l'Ibérie), n'ont pas été répertoriées dans cette figure comme des marges réactivées. Nous avons en effet écarté de notre analyse, les marges situées en contexte tectonique perturbé d'une part par la large zone décrochante séparant les parties Nord et Sud de l'océan Atlantique, et d'autre part par la limite de plaques Afrique/Eurasie. Le manque de données peut également expliquer le défaut d'informations sur la réactivation au Sud du Groenland.

En plus du ridge-push, les anomalies thermiques semblent donc être très influentes sur la déformation récente des marges passives. Les facteurs thermiques contrôlent en effet la topographie des marges, mais également la réactivation en compression, comme illustré ci-dessus.

Leur présence pourrait permettre l'activation de la déformation, sur des marges soumises à un raccourcissement (dont le moteur pourrait être le ridge-push).

5.2.3 Contrôles de la structure thermique de la lithosphère sur la réactivation

Hormis ses conséquences sur la surrection par réajustement isostatique, nous avons vu précédemment que la structure thermique de la lithosphère semble exercer un contrôle sur la réactivation en compression des marges. Il nous faut déterminer comment s'effectue ce contrôle sur la déformation.

Nous avons vu grâce aux modélisations, que les variations de rhéologie de la lithosphère induites par les perturbations thermiques facilitent la localisation de la déformation dans les zones anormalement chaudes. En effet, les anomalies de fortes températures obtenues dans la lithosphère lors du stade de réajustement thermique des marges volcaniques, ou dans le cas de points chaud, ramollissent la structure rhéologique et augmentent les contrastes latéraux de rhéologie, favorisant la réactivation des marges lors d'une phase compressive.

De même, les hétérogénéités crustales formées par magmatisme lors de la formation des marges (sous-plaquage magmatique, sills et dykes), doivent également avoir une influence sur la localisation des déformations et sur la réactivation de structures.

Les anomalies thermiques et les contrastes rhéologiques exercent donc un contrôle sur la déformation en compression, qui comme nous l'avons vu dans la partie précédente, pourrait provenir des contraintes de ridge-push, mais également de toute autre contrainte compressive régionale.

Un autre contrôle de la structure thermique, et plus précisément du type de marge (volcanique ou non-volcanique), est celui exercé sur la vergence des failles réactivées. En effet, sur les marges volcaniques, une majorité des failles normales créées lors du rifting et pouvant être réactivées, sont des failles à pendage vers le continent. En revanche les failles à pendage vers l'océan sont majoritaires sur les marges non-volcaniques.

De plus, nous avons vu avec les modèles analogiques (chapitre 2) que pour les marges passives âgées de plus de 15 Ma, les failles inverses créées lors d'un épisode compressif, ont de préférence une vergence vers l'océan. Les failles normales à pendage vers le continent seraient ainsi les failles préférentiellement réactivées en inverse ou en décro-chevauchement. Ces failles présentant un pendage moyen de 60° , il est nécessaire pour cela que l'orientation des contraintes compressives le permette (angle $<45^\circ$ entre direction de la faille et de la compression). Cette tendance pourrait expliquer que les marges passives réactivées en compression sont principalement des marges volcaniques.

A ceci doit s'ajouter l'influence de la surrection isostatique, liée au réajustement thermique ou à un point chaud. Ce simple soulèvement ne se traduit peut-être pas uniquement par un bombement de la lithosphère. Nous pouvons nous demander s'il ne pourrait pas également provoquer la réactivation de structures pré-existantes, sans que la marge soit située dans un champ de contraintes compressives (Fig. II.5.5). Nous pouvons alors imaginer que les failles à pendage vers l'océan peuvent être réactivées en failles normales, tandis que les failles à pendage vers le continent le seraient en failles inverses. Les marges passives volcaniques seraient alors une fois de plus favorablement réactivées en compression.

Une des nombreuses perspectives du modèle numérique présenté dans cette thèse pourrait être de vérifier ces hypothèses, en incorporant des hétérogénéités dans la croûte terrestre simulant des failles de différentes vergences, et en appliquant un soulèvement de la partie continentale de la marge. Une première série de modèles viserait à tester la réactivation des failles avec uniquement

un soulèvement, puis une seconde série permettrait la reprise en compression des deux types de marges, avec ou sans surrection.

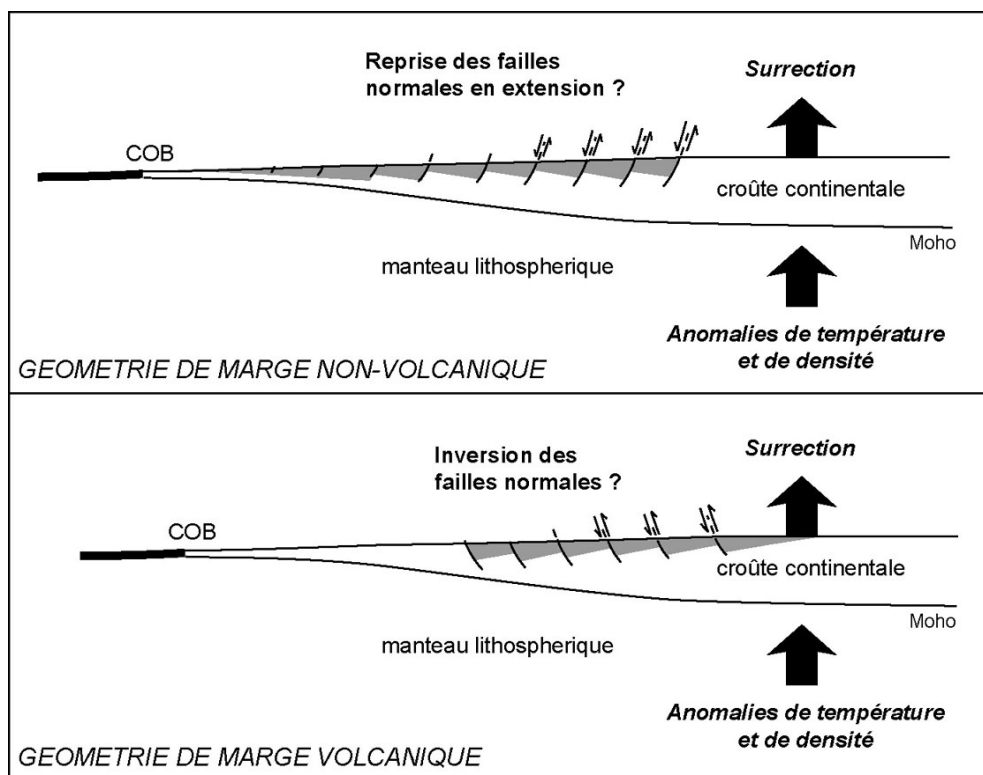


Figure II.5.5 – Hypothèse du contrôle exercé par la surrection, induite par anomalie thermique, sur la réactivation des failles normales. Cas des géométries simplifiées de marges non-volcaniques (failles à pendage vers l'océan), et de marges volcaniques (failles à pendage vers le continent).

Ainsi, nous montrons que les structures tectonique et thermique des marges passives volcaniques, paraissent plus favorables à la réactivation et à la surrection, que celles des marges non-volcaniques. Ceci expliquerait que dans la nature, ces marges, soumises à un champ de contraintes compressives (ex: ridge-push), sont plus réactivées que les autres marges (Fig. II.5.4).

5.3 Action conjointe de différents mécanismes

En plus des facteurs thermiques, rhéologiques et de la force de ridge-push, qui exercent conjointement un contrôle sur la déformation des marges passives, d'autres mécanismes de déformation non étudiés dans cette seconde partie, sont également déterminants.

Les contraintes compressives provenant d'orogènes et agissant sur de longues distances par exemple, ont comme le ridge-push une influence sur la réactivation des structures. Ces contraintes n'ont pas forcément la même direction que les contraintes de ridge-push, généralement perpendiculaires à la marge (sauf dans le cas de zones transformantes). Elles peuvent ainsi parfois faciliter la réactivation de failles pré-existantes car leur orientation est plus favorable que celle du ridge-push (contraintes obliques par rapport aux structures). Ce mécanisme d'action de contraintes à longues distances est cependant moins systématique que le ridge-push, car il dépend du contexte tectonique régional de chaque marge.

D'autres mécanismes n'agissent pas sur toutes les marges de la même manière. C'est le cas des mécanismes de surrection de rebond isostatique glaciaire et de flexure isostatique de la lithosphère consécutive à l'érosion, qui dépendent du contexte climatique des marges.

Ainsi, chaque marge est soumise selon sa localisation géographique à divers facteurs pouvant induire des déformations verticales et horizontales. Ces facteurs sont synthétisés et illustrés ci-dessous, au travers de trois exemples de marges.

5.3.1 Marge sud-ouest africaine

La marge sud-ouest africaine, du Sud de l'Angola, jusqu'à l'Afrique du Sud est une marge volcanique caractérisée à terre par les grands épanchements de laves de l'Etendeka en Namibie, et en mer par la présence de SDR. En plus du contrôle du réajustement thermique et de la structure tectono-magmatique (vergence des failles, corps sous-plaqués) des marges volcaniques (décrit précédemment), la marge est soumise au large panache mantellique sous-continental (Gurnis *et al.*, 2000; Ritsema, 2002). Elle subit l'influence des contraintes horizontales approximativement Est-Ouest, en provenance du ridge-push de la dorsale médio-atlantique, et de l'extension du rift Est-africain (Fig. II.5.6). La marge est donc soumise à un champ de contraintes compressif qui permet la réactivation de structures et la déformation de la marge. Cette déformation est facilitée par une structure thermique et tectono-magmatique favorable.

Sur cette marge, située en climat aride, nous pouvons invoquer également une influence de la flexure de la lithosphère induite par érosion, sur la surrection. Cependant cette influence doit être modérée actuellement compte tenu des faibles taux de dénudation mesurés pour les 5 derniers millions d'années (chapitre 1, partie I). La flexure de la lithosphère mise en évidence en Namibie, grâce aux études de terrain, pourrait alors résulter d'un flambage de grande longueur d'onde, sous l'action des contraintes compressives Est-Ouest.

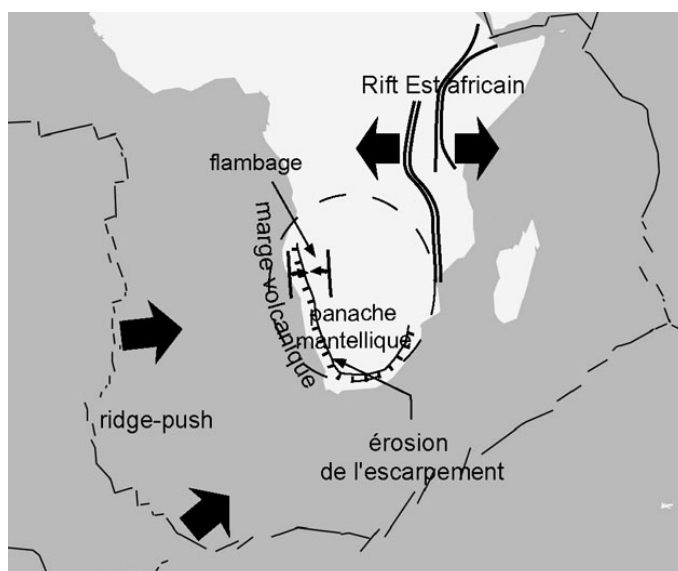


Figure II.5.6 – Synthèse des mécanismes agissant sur la déformation post-rift de la marge sud-ouest africaine.

5.3.2 Marge nord-ouest européenne

La marge nord-ouest européenne est également une marge volcanique (de la province Nord-Atlantique). Elle subit encore actuellement l'influence thermique du point chaud islandais sur la surrection et la réactivation de structures par augmentation du ridge-push (Lundin & Dore, 2002). D'autres anomalies thermiques mantelliques sous-continentales, comme celles observées sous la Grande-Bretagne ou la Norvège (non représentées sur la figure II.5.7), exercent le même type d'influence (Goes *et al.*, 2000; Mosar, 2003). La réactivation en compression de la marge (plis, failles inversées) résulte des contraintes compressives orientées approximativement NW-SE, résultant du ridge-push, des réorganisations de dorsales et de la tectonique régionale majoritairement alpine. Ces contraintes seraient responsables d'un flambage de la lithosphère pouvant agir sur l'ensemble de la marge.

Au Plio-Pléistocène, la marge nord-ouest européenne et plus particulièrement la Scandinavie, a subi une grande influence du réajustement isostatique consécutif à la fonte de la calotte glaciaire. Celui-ci a entraîné une forte surrection de la marge, et est responsable de certaines contraintes compressives observées actuellement en Norvège.

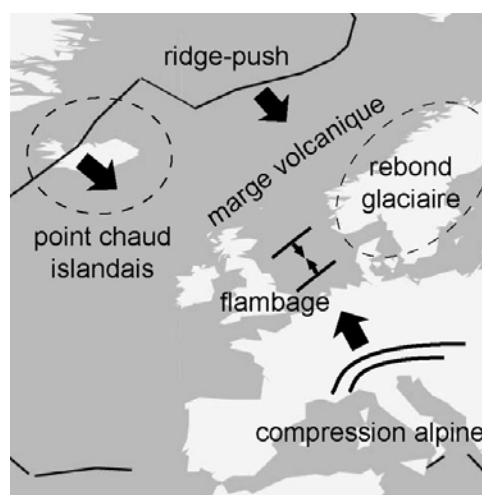


Figure II.5.7 – Synthèse des mécanismes agissant sur la déformation post-rift de la marge nord-ouest européenne.

5.3.3 Marge brésilienne

Au Sud-Est du Brésil, les facteurs thermiques sont très influents également. En effet, la marge est caractérisée lors de sa formation au Crétacé inférieur par l'épanchement des coulées basaltiques du Paraná, et par les SDR reconnus en sismique. La marge a été affectée par le point chaud de Trinidad du Crétacé supérieur au Paléogène (voir chapitre 1, partie II), et est encore actuellement soumise à des anomalies thermiques dans le manteau (Van Decar *et al.*, 1995). Ces facteurs thermiques ont contribué à la surrection et à la dénudation successive de la marge depuis sa formation, mais également à la fragilisation de la lithosphère par la mise en place d'hétérogénéités magmatiques (ex: magmatisme alcalin du point chaud Trinidad (Cobbold *et al.*, 2001)). Les contraintes Est-Ouest du ridge-push de la dorsale médio-atlantique et de l'orogène andine (Fig. II.5.8), lors de leurs phases les plus actives, ont alors permis la réactivation en compression de la marge, facilitée par la fragilisation de la lithosphère. Cette déformation pourrait comme pour la

marge africaine résulter d'un flambage (Lima, 1999). L'érosion de l'escarpement, pourrait également agir sur la flexure de la lithosphère, et sur la surrection de la marge.

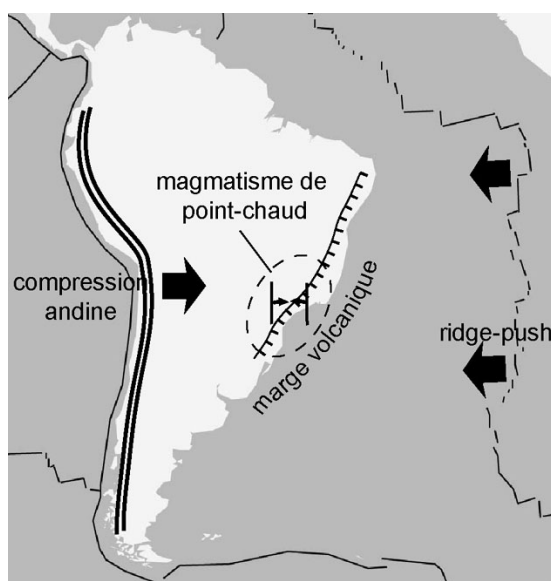


Figure II.5.8 – Synthèse des mécanismes agissant sur la déformation post-rift de la marge sud-est brésilienne.

5.4 Conclusion

Le ridge-push et les anomalies thermiques des marges passives, dont l'influence sur la déformation récente a été testée au travers des modèles expérimentaux, se révèlent être deux paramètres majeurs contrôlant la réactivation et la surrection des marges. Une nette corrélation est en effet observée entre les phases de fort taux d'accrétion aux dorsales (et donc de ridge-push) et les phases de compression reconnues sur les marges. De même, les déformations récentes (surrection et compression) sont localisées sur des marges associées à des épisodes d'anomalies thermiques (marges volcaniques et/ou points chauds).

Nous avons montré que les anomalies thermiques exercent un contrôle sur la surrection par réaction isostatique de la lithosphère aux anomalies de température et de densité. De plus, sur les marges volcaniques, les contrastes rhéologiques et la fragilisation de la lithosphère facilitent la déformation, et la réactivation de structures pré-existantes à vergence vers l'océan.

Cette réactivation est possible grâce à la présence de contraintes horizontales compressives dans la lithosphère, résultant pour toutes les marges du ridge-push lors des épisodes de forte accrétion à la dorsale. S'ajoutent à ces contraintes de ridge-push des contraintes tectoniques intraplaques régionales (ex: orogènes, zones de rifting), variables au cours du temps et selon la localisation de la marge.

La surrection des marges peut également résulter de phénomènes plus locaux tels que le rebond glaciaire de la Scandinavie ou la réponse flexurale de la lithosphère à l'érosion.

Chaque marge est donc soumise à des facteurs de déformation différents. Certains sont communs pour toutes les marges déformées comme le ridge-push et la présence d'anomalies thermiques et d'hétérogénéités rhéologiques dans la lithosphère. D'autres sont spécifiques à certaines marges comme les facteurs tectoniques régionaux et les facteurs climatiques (isostasie et flexure en réponse à la fonte des glaces et/ou à l'érosion).

Conclusions générales

La présence de reliefs élevés sur de nombreuses marges passives, plusieurs dizaines de millions d'années après le breakup continental, est une indication de déformations post-rift des marges. Le but de ce travail était de caractériser ces déformations sur les marges de l'océan Atlantique, et de déterminer les mécanismes ayant permis leur formation.

Ce travail a été réalisé à l'aide de diverses méthodes: synthèses de données bibliographiques et de bases de données Internet, étude d'images satellitaires et de Modèles Numériques de Terrain, étude de terrain en Namibie et modélisations analogiques et numériques.

I - Caractérisation des déformations post-rift des marges passives

La surrection

Dans la littérature, diverses méthodes ont permis de montrer la surrection de certaines marges passives péri-atlantiques.

L'analyse des traces de fission de l'apatite a permis d'estimer une importante dénudation post-rifting des marges à topographie élevée. Trois kilomètres, voire plus, ont été érodés sur les marges du Sud-Est du Brésil, du Sud-Ouest de l'Afrique, de l'Est de l'Amérique du Nord et du Groenland et au Nord-Ouest de l'Europe. Cette dénudation est interprétée comme résultant d'une surrection des marges.

D'autres méthodes basées sur des observations géologiques et géomorphologiques ont également permis de caractériser et de quantifier la surrection de certaines marges. Ainsi, la Scandinavie se soulève actuellement de 8 mm/an, et le Sud de l'Afrique se serait soulevé de 150 à 300 mètres au Miocène et jusqu'à 900 mètres au Pliocène. Les marges passives sont donc soumises à des mouvements verticaux significatifs.

Le raccourcissement horizontal

Des épisodes de raccourcissement post-breakup ont également eu lieu sur les marges élevées, comme le révèlent de nombreuses études et notre mission de terrain en Namibie.

Des structures compressives (plis, failles inversées, décrochevements...) ont en effet été mises en évidence sur lignes sismiques et sur le terrain. Les structures sont le plus souvent contrôlées par la réactivation de failles normales, décrochantes ou transformantes, pré-existantes. Des plissements de grande longueur d'onde, pouvant résulter d'un flambage de la lithosphère, ont également lieu sur certaines marges, comme le montrent les résultats de notre mission de terrain en Namibie.

Ce raccourcissement horizontal est encore actif de nos jours, comme en témoigne le régime de contraintes observé à partir de la sismicité, de la néotectonique et des mouvements des plaques tectoniques (données géodésiques du système DORIS). Ce régime de contraintes actuel est

compressif, selon une direction en moyenne NW-SE au NW de l'Europe, SW-NE au NE de l'Amérique du Nord, et approximativement W-E dans l'océan Atlantique Sud.

Impacts de ces déformations sur les systèmes sédimentaires

La surrection, le raccourcissement horizontal et la réactivation de structures pré-existantes, ont de nombreux impacts sur les systèmes sédimentaires continentaux et marins.

La géométrie des réseaux hydrographiques et la localisation de leurs dépôts dans les bassins offshore, sont affectées par la modification des reliefs. De plus, la surrection et la création de relief entraînent une dénudation plus importante, qui se répercute sur la géométrie, la nature et le volume des séquences sédimentaires offshore. Ces déformations peuvent également amplifier la tectonique salifère, en augmentant d'une part la pente du substratum et d'autre part le flux sédimentaire. Nous avons donc montré que la déformation des marges passives interagit fortement avec l'architecture stratigraphique des bassins sédimentaires. Un autre contrôle sur les systèmes sédimentaires est exercé par le climat, mais a été peu discuté dans ce travail. Une perspective à cette étude serait ainsi de déterminer précisément les interactions existant entre les processus de surface (érosion et sédimentation), la déformation, et les variations climatiques des marges passives.

II - Origines des déformations post-rift

Modes de déformation proposés dans la littérature

La déformation post-rifting des marges passives a été expliquée par de nombreux mécanismes.

- Certains sont plus favorables à la surrection des marges:

- la flexure de la lithosphère suite à l'érosion du relief (mécanisme dépendant principalement du climat);

- l'ajustement isostatique lors de perturbations thermiques (rifting, point-chaud, marge volcanique) et lors d'une décharge sédimentaire ou glaciaire.

- D'autres mécanismes semblent plutôt compatibles avec des déplacements horizontaux (raccourcissement), pouvant induire également des mouvements verticaux: compression horizontale résultant du ridge-push, de la tectonique régionale (formation de chaînes de montagne) ou encore des réorganisations des plaques tectoniques, en particulier au niveau des dorsales océaniques.

Bien que favorisant plutôt de la surrection, ou plutôt du raccourcissement, ces deux types de mécanismes de déformation sont responsables de déplacements mixtes (horizontaux et verticaux) sur les marges. Une surrection peut en effet également faciliter la réactivation de structures pré-existantes et entraîner des déplacements horizontaux localisés. Aussi, le raccourcissement des marges induit localement la création de reliefs, dans les zones déformées en plis et chevauchements.

Apports des modèles analogiques et numériques

Rôle de la rhéologie des lithosphères océanique et continentale, lorsque la marge est soumise à un raccourcissement horizontal

Les contrastes rhéologiques existant au sein des marges passives exercent un contrôle sur leur réactivation, lorsqu'elles sont soumises à un raccourcissement horizontal perpendiculaire (de type ridge-push par exemple).

Ainsi, la modélisation analogique a montré que les contrastes de résistance et de densité existant entre les lithosphères océanique et continentale, à la transition océan/continent, déterminent la vergence des structures formées et/ou réactivées sur la marge. Lorsque les lithosphères océaniques sont jeunes (<15 Ma) et donc peu denses et peu résistantes par rapport au continent, des vergences vers le continent sont favorisées. Quand les lithosphères océaniques sont plus âgées (plus denses et résistantes que le continent), des vergences océaniques sont préférées.

Les modélisations analogiques et numériques ont également montré que les zones de forts contrastes rhéologiques intra-continentales constituent d'importantes zones de faiblesse sur la marge, où la localisation de la déformation peut s'effectuer. Ces contrastes rhéologiques sont créés suite au rifting, au niveau de la rupture de pente du Moho, à la transition entre croûte amincie et croûte non-amincie. Ils peuvent aussi être formés lorsqu'une marge est affectée par un point-chaud, sur les pourtours de l'anomalie thermique. Dans ce dernier cas, les modèles analogiques ont montré que de la surrection se produit à l'aplomb des hétérogénéités rhéologiques, et que des structures compressives sont formées sur leur pourtour.

Impact de la thermicité de la marge pendant le breakup: marges volcaniques et marges non-volcaniques

Les deux types de marges passives, volcaniques et non-volcaniques, sont caractérisées, lors du breakup, par des structures thermiques différentes, qui évoluent également différemment au cours du temps.

Les modèles numériques 2D ont montré que le réajustement thermique des marges après le breakup, est caractérisé par un flux thermique latéral s'effectuant de la partie amincie vers la zone non-amincie et plus froide de la marge. La chaleur véhiculée provoque un amincissement de la lithosphère dans les zones non-amincies initialement épaisses, et entraîne une surrection par rééquilibrage isostatique. Dans le cas des marges volcaniques dont la structure thermique initiale est plus chaude, la surrection induite est 2 à 3 fois plus grande que pour les marges non-volcaniques.

L'évolution de la thermicité des marges, entraîne également des modifications de leur structure rhéologique, différentes selon le type de marge. Il en résulte des contrastes rhéologiques plus importants à la transition océan/continent et à la rupture de pente du Moho, pour les marges volcaniques, pouvant favoriser la localisation de la déformation. Ce dernier point reste à confirmer par un futur développement du modèle numérique, qui permettra une compression horizontale.

Comparaison avec les systèmes naturels

Dans la nature, les marges à topographie élevée, et ayant subi des déformations post-rifting, correspondent géographiquement aux marges volcaniques et parfois soumises après le breakup à des points-chauds sous-continentaux. La structure thermique semble donc prédominante dans la déformation post-rifting de ces marges. D'autres modélisations seraient alors intéressantes à réaliser pour préciser son rôle, par exemple sur la réactivation de structures pré-existantes incorporées dans les modèles.

Un second facteur est néanmoins indispensable pour provoquer un raccourcissement horizontal significatif. D'après les modèles, un mécanisme comme le ridge-push, induisant des contraintes compressives sur la marge, pourrait être le moteur de cette déformation, dans des zones thermiquement favorables. Les périodes de fort taux d'expansion des dorsales de l'océan Atlantique, qui induiraient une force de ridge-push plus importante, semblent en accord avec les épisodes de déformation des marges passives.

Hormis les facteurs thermiques et le ridge-push valables pour toutes les marges déformées, d'autres mécanismes (tectonique régionale, rebond glaciaire...) agirait également selon la localisation de la marge. Il est évident que des contraintes compressives résultant de la tectonique

régionale (ex: compression des Andes ou des Alpes) ou d'un réarrangement de plaques (ex: réorganisation des dorsales), pourraient ainsi être le moteur principal de la déformation au même titre que le ridge-push, en particulier si l'orientation des contraintes facilite une réactivation des structures pré-existantes.

Bibliographie

- Almeida, F.F.M., Neves, B.B.B. and Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50: 77-111.
- Andreoli, M.A.G., Doucouré, M., Donker, J.V.B., Brandt, D. and Andersen, N.J.B., 1996. Neotectonics of Southern Africa - a review. *Africa Geoscience Review*, 3(1): 1-16.
- Artyushkov, E.V., 1973. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. *Journal of Geophysical Research*, 78(32): 7675-7708.
- Assameur, D.M. and Mareschal, J.C., 1995. Stress induced by topography and crustal density heterogeneities: implication for the seismicity of southeastern Canada. *Tectonophysics*, 241: 179-192.
- Assumpção, M., 1992. The Regional Intraplate Stress Field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8): 11,889-11,903.
- Assumpção, M., 1998. Seismicity and Stresses in the Brazilian Passive Margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1): 160-169.
- Attoh, K., Brown, L., Guo, J. and Heanlein, J., 2004. Seismic stratigraphic record of transpression and uplift on the Romanche transform margin, offshore Ghana. *Tectonophysics*, 378(1-2): 1-16.
- Ayele, A., 2002. Active compressional tectonics in central Africa and implications for plate tectonic models: evidence from fault mechanism studies of the 1998 earthquakes in the Congo Basin. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 45-50.
- Bagguley, J. and Prosser, S., 1999. The interpretation of passive margin depositional processes using seismic stratigraphy: examples from offshore Namibia. In: N.R. Cameron, R.H. Bate and V.S. Clure (Editors), *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society of London, Special Publications, vol.153, pp. 321-344.
- Ballard, S. and Pollack, H.N., 1988. Modern and ancient geotherms beneath southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 88(1-2): 132-142.
- Bauer, K. et al., 2000. Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies. *Journal of Geophysical Research*, 105(B11): 25,829-25,853.
- Beaumont, C., Kooi, H. and Willett, S., 2000. Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens. In: M.A. Summerfield (Editor), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons, LTD, pp. 29-55.
- Benes, V. and Davy, P., 1996. Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes. *Tectonophysics*, 254: 69-87.
- Beslier, M.O., 1991. Formation des marges passives et remontée du manteau: modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice, Mémoires et documents du CAESS, n°45, Université de Rennes 1, 225 pp.

- Bierman, P.R. and Caffee, M., 2001. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib desert and escarpment, southern Africa. *American Journal of Science*, 301: 326-358.
- Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 84(7561-7571).
- Bird, P., 1991. Lateral extrusion of lower crust from under high topography, in the isostatic limit. *Journal of Geophysical Research*, 96(10275-10286).
- Bishop, P. and Goldrick, G., 2000. Geomorphological evolution of the East Australian continental margin. In: M.A. Summerfield (Editor), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons, LTD, pp. 227-255.
- Bjornseth, H.M. et al., 1997. Structural evolution of the Vøring Basin, Norway, during the Late Cretaceous and Palaeogene. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 559-563.
- Boettcher, S.S. and Milliken, K.L., 1994. Mesozoic-Cenozoic unroofing of the Southern Appalachian Basin: Apatite fission track evidence from Middle Pennsylvanian sandstones. *The Journal of Geology*, 102: 655-663.
- Boillot, G., 1979. *Géologie des marges continentales*. Masson, 139 pp.
- Boillot, G., Féraud, G., Recq, M. and Girardeau, J., 1989. "Undercrusting" by serpentinite beneath rifted margins: the example of the west Galicia margin (Spain). *Nature*, 341: 523-525.
- Boldreel, L.O. and Andersen, M.S., 1998. Tertiary compressional structures on the Faroe-Rockall Plateau in relation to northeast Atlantic ridge-push and Alpine foreland stresses. *Tectonophysics*, 300: 13-28.
- Bond, G., 1978. Evidence for late Tertiary uplift of Africa relative to North America, South America, Australia and Europe. *The Journal of Geology*, 86(1): 47-65.
- Bott, M.H.P., 1991. Ridge-push and associated plate interior stress in normal and hotspot regions. *Tectonophysics*, 200: 17-32.
- Bott, M.H.P. and Bott, J.D.J., 2004. The Cenozoic uplift and earthquake belt of mainland Britain as a response to an underlying hot, low-density upper mantle. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 19-29.
- Boutlier, R.R. and Keen, C.E., 1999. Small-scale convection and divergent plate boundaries. *Journal of Geophysical Research*, 104(B4): 7389-7403.
- Braathen, A. and Bergh, S.G., 1995. Kinematics of Tertiary deformation in the basement-involved fold-thrust complex, western Nordenskiöld Land, Svalbard: tectonic implications based on fault slip data analysis. *Tectonophysics*, 249: 1-29.
- Brace, W.F. and Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on Lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 85(B11): 6248-6252.
- Braun, J. and Beaumont, C., 1989. A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins. *Geology*, 17: 760-764.
- Breed, C.S., McCauley, J.F., Whitney, M.I., Tchakerian, V.P. and Laity, J.E., 1997. Wind erosion in drylands. In: D.S.G. Thomas (Editor), *Arid zone geomorphology - Process, form and change in drylands*. Wiley, pp. 437-464.
- Brekke, H., 2000. The tectonic evolution of the Norwegian Sea Continental Margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins. In: A. Nottvedt (Editor), *Dynamics of the Norwegian margin*. Geological Society of London, Special Publications, n°167, pp. 327-378.

- Broucke, O., 2003. Interactions déformation-sédimentation en contexte de sédimentation gravitaire. Exemples sismiques (marge angolaise) et de terrain (Grès d'Annot), Thèse de l'Université de Rennes 1, 346 pp.
- Brown, R., W., Summerfield, M., A. and Gleadow, A., J., W., 2002. Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research*, 107(B12): 2333, doi:10.1029/2001JB000745.
- Brown, R.W., Gallagher, K., Gleadow, A.J.W. and Summerfield, M.A., 2000. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In: M.A. Summerfield (Editor), *Geomorphology and global tectonics*. John Wiley & Sons, LTD, pp. 255-281.
- Brown, R.W., Summerfield, M.A. and Gleadow, A.J.W., 1994. Apatite fission track analysis: Its potential for the estimation of denudation rates and implications for models of long-term landscape development. In: M.J. Kirkby (Editor), *Process models and theoretical geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd.
- Brun, J.P., 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 357: 695-712.
- Brun, J.P. and Nalpas, T., 1996. Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics*, 15: 677-687.
- Buch, M.W. and Rose, D., 1996. Mineralogy and geochemistry of the sediments of the Etosha Pan Region in northern Namibia: a reconstruction of the depositional environment. *Journal of African Earth Sciences*, 22(3): 355-378.
- Buck, W.R., 1986. Small-scale convection induced by passive rifting: the cause for uplift of rift shoulders. *Earth and Planetary Science Letters*, 77: 362-372.
- Burke, K., 1996. The African Plate. *South african journal of geology*, 99(4): 341-409.
- Burullet, P.F., 1975. Tectonique en radeaux en Angola. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 503-504.
- Burov, E. and Poliakov, A., 2001. Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution: Verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 106(B8): 16461-16481.
- Burov, E.B. and Diament, L., 1992. Flexure of the continental lithosphere with multilayered rheology. *Geophysical Journal International*, 109: 449-468.
- Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 73: 4741-4750.
- Calmant, S. and Cazenave, A., 1987. Anomalous elastic thickness of the oceanic lithosphere in the south-central Pacific. *Nature*, 328: 236-238.
- Cande, S.C., LaBrecque, J.L. and Haxby, W.F., 1988. Plate kinematics of the South Atlantic: Chron C34 to present. *Journal of Geophysical Research*, 93(B11): 13,479-13,492.
- Carlson, W.D., Donelick, R.A. and Ketcham, R.A., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. *American Mineralogist*, 84: 1213-1223.
- Carter, N.L. and Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27-64.
- Cawood, P.A., 1991. Processes of ophiolite emplacement in Oman and Newfoundland. In: T.J. Peters, A. Nicolas and R.G. Coleman (Editors), *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, pp. 501-516.

- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F. and Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system : an overview. *Tectonophysics*, 213: 97-138.
- Clemson, J., Cartwright, J. and Booth, J., 1997. Structural segmentation and the influence of basement structure on the Namibian passive margin. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 477-482.
- Clift, P., 1996. Plume tectonics as a cause of mass wasting on the southeast Greenland continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 13(7): 771-780.
- Clift, P.D., 1997. Temperature anomalies under the Northeast Atlantic rifted volcanic margins. *Earth and Planetary Science letters*, 146: 195-211.
- Clift, P.D., Carter, A. and Hurford, A.J., 1998. The erosional and uplift history of NE Atlantic passive margins: constraints on a passing plume. *Journal of the Geological Society, London*, 155: 787-800.
- Cloetingh, S., Burov, E. and Poliakov, A., 1999. Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin). *Tectonics*, 18(6): 1064-1083.
- Cloetingh, S., Gradstein, F.M., Kooi, H., Grant, A.C. and Kaminski, M., 1990. Plate reorganisation: a cause of rapid late Neogene subsidence and sedimentation around the North Atlantic? *Journal of the Geological Society, London*, 147: 495-506.
- Cloetingh, S. and Wortel, R., 1985. Regional stress field in the Indian plate. *Geophysical Research Letters*, 12: 77-80.
- Cobbold, P.R. et al., 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology*, 86: 77-89.
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E. and Mount, S.V., 2001. Reactivation of an obliquely-rifted margin. Campos and Santos basins, SE Brazil. *American Association of Petroleum Geologists*, 85(11): 1925-1944.
- Cobbold, P.R., Szatmari, P., Lima, C. and Rossello, E.A., 1996. Cenozoic deformation across South America: continent-wide data and analogue models. *Third ISAG, St Malo (France)*, 17-19/9/1996: 21-24.
- Cochran, J.R., 1983. Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science letters*, 66: 289-302.
- Cockburn, H.A.P., Brown, R.W., Summerfield, M.A. and Seidl, M.A., 2000. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 429-435.
- Cockburn, H.A.P., Seidl, M.A. and Summerfield, M.A., 1999. Quantifying denudation rates on inselbergs in the central Namib Desert using in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al . *Geology*, 27(5): 399-402.
- Coffin, M.F. and Eldholm, O., 1992. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Magmatism and the causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publications, London, pp. 17-30.
- Coleman, R.G., 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4): 2497-2508.
- Coleman, R.G., 1984. Ophiolites and the tectonic evolution of the Arabian Peninsula. In: I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton (Editors), *Ophiolites and oceanic lithosphere*. Geological Society of London, Special Publication, n°13, pp. 359-366.

- Colley, H., 1984. An Ophiolite suite in Fiji? In: I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton (Editors), *Ophiolites and oceanic lithosphere*. Geological Society of London, Special Publications, n°13, pp. 333-340.
- Correia, P., 2000. *Guide pratique du GPS*. Eyrolles, 186 pp.
- Cox, L.R., 1969. Mollusca 6. Bivalvia. In: R.C. Moore (Editor), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N*. Geol/ Soc. Am. & Univ. Kansas Press, Boulder, pp. 1224.
- Cox, K.G., 1992. Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland. In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Magmatism and the causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publication, London, n°68, pp. 137-148.
- Cramez, C. and Jackson, M.P.A., 2000. Superposed deformation straddling the continental-oceanic transition in deep-water Angola. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 1095-1109.
- Crétaux, J.F., Soudarin, L., Cazenave, A. and Bouillé, F., 1998. Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *Journal of Geophysical Research*, 103(B12): 30,167-30,181.
- Dahlen, F.A., 1981. Isostasy and the ambient state of stress in the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 86: 7801-7807.
- Davies, R., Cloke, I., Cartwright, J., Robinson, A. and Ferrero, C., 2004. Post-breakup compression of a passive margin and its impact on hydrocarbon prospectivity: An example from the Tertiary of the Faeroe-Shetland Basin, United Kingdom. *American Association of Petroleum Geologists*, 88(1): 1-20.
- Davies, T.A., Hay, W.W., Southam, J.R. and Worsley, T.R., 1977. Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates. *Science*, 197: 53-55.
- Davy, P. and Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiments. *Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala, N. S.*, 14: 129-141.
- Davy, P. and Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 1-25.
- Davy, P., Hansen, A., Bonnet, E. and Zhang, S.-Z., 1995. Localization and fault growth in layered brittle-ductile systems: implications for deformations of the continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100(B4): 6281-6294.
- de Wit, M.C.J., Marshall, T.R. and Partridge, T.C., 2000. *Fluvial Deposits and Drainage Evolution*. In: T.C. Partridge and R.R. Maud (Editors), *The Cenozoic of Southern Africa*. Oxford monographs on geology and geophysics, pp. 55-72.
- Demercian, S., Szatmari, P. and Cobbold, P.R., 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, 228: 393-433.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101: 425-478.
- DeMets, C.R., Gordon, D.A. and Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20): 2191-2194.
- Dentith, M.C. and Featherstone, W.E., 2003. Controls on intra-plate seismicity in southwestern Australia. *Tectonophysics*, 376: 167-184.
- Destro, N., Alkmim, F.F., Magnavita, L.P. and Szatmari, P., 2003. The Jeremoabo transpressional transfer fault, Reconcavo-Tucano Rift, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 25(8): 1263-1279.

- Dingle, R.V., 1992. Structural and sedimentary development of the continental margin off southwestern Africa. *Communs geol. Surv. Namibia*, 8: 35-43.
- Dingle, R.V. and Hendey, Q.B., 1984. Late Mesozoic and Tertiary sediment supply to the Eastern Cape Basin (SE Atlantic) and palaeo-drainage systems in SouthWestern Africa. *Marine Geology*, 56: 13-26.
- Diraison, M., 1998. Evolution Cénozoïque du bassin de Magellan et tectonique des Andes Australes, *Mémoires de Géosciences Rennes n°85*, Université de Rennes1, 332 pp.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 188(1-25).
- Dogliani, C., Carminati, E. and Bonatti, E., 2003. Rift asymmetry and continental uplift. *Tectonics*, 22(3): doi: 10.1029/2002TC001459.
- Doré, A.G. and Lundin, E.R., 1996. Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin: nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration. *Petroleum Geoscience*, 2: 299-311.
- Doucoure, C.M. and de Wit, M.J., 2003. Old inherited origin for the present near-bimodal topography of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 36(4): 371-388.
- Duval, B., Cramez, C. and Jackson, M.P.A., 1992. Raft Tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, 9: 389-404.
- Eldholm, O., 1991. Magmatic-tectonic evolutions of a volcanic rifted margin. *Marine Geology*, 102: 43-61.
- Eldholm, O., Gladchenko, T.P., Skogseid, J. and Planke, S., 2000. Atlantic volcanic margins: a comparative study. In: A. Nottvedt (Editor), *Dynamics of the Norwegian Margin*. Geological Society of London, Special Publications, pp. 411-428.
- England, P. and Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18: 1173-1177.
- Faccenna, C. et al., 1996. The dynamics of back-arc extension : an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International*, 126: 781-795.
- Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P. and Argentieri, A., 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margins : Insights from laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 104(B2): 2749-2766.
- Faleide, J.I., Vagnes, E. and Gudlaugsson, S.T., 1993a. Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the southwestern Barents Sea. In: J.R. Parker (Editor), *Petroleum Geology of the North-west Europe*. Geological Society of London, pp. 933-950.
- Faleide, J.I., Vagnes, E. and Gudlaugsson, S.T., 1993b. Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the south-western Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting. *Marine and Petroleum Geology*, 10(3): 186-214.
- Faure, S., Tremblay, A. and Angelier, J., 1996. State of intraplate stress and tectonism of northeastern America since Cretaceous times, with particular emphasis on the New England-Quebec igneous province. *Tectonophysics*, 255: 111-134.
- Fejerskov, M. and Lindholm, C., 2000. Crustal stress in and around Norway: an evaluation of stress-generating mechanisms. In: A. Nottvedt (Editor), *Dynamics of the Norwegian Margin*. Geological Society of London, Special Publications, pp. 451-467.

- Fejerskov, M., Lindholm, C., Myrvang, A. and Bungum, H., 2000. Crustal stress in and around Norway: a compilation of in situ stress observations. In: A. Nottvedt (Editor), Dynamics of the Norwegian Margin. Geological Society of London, Special Publications, pp. 441-449.
- Fernandes, A.J. and Amaral, G., 2002. Cenozoic tectonic events at the border of the Parana Basin, Sao Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(8): 911-931.
- Fjeldskaar, W., 1997. The flexural rigidity of Fennoscandia inferred from the postglacial uplift. *Tectonics*, 16: 596-608.
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J.F. and Fjeldskaar, I., 2000. Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1413-1422.
- Fort, X., 2002. Processus de la tectonique salifère de la marge angolaise. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, 225 pp.
- Fugelli, E.M.G. and Riis, F., 1992. Neotectonism in the Jaeren area, southwest Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72: 267-270.
- Gabrielsen, R.H., Grunnaleite, I. and Rasmussen, E., 1997. Cretaceous and Tertiary inversion in the Bjornoyrenna Fault Complex, south-western Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 14(2): 165-178.
- Gadd, S.A. and Scrutton, R.A., 1997. An integrated thermomechanical model for transform continental evolution. *Geo-Marine letters*, 17: 21-30.
- Gallagher, K. and Brown, R., 1997. The onshore record of passive margin evolution. *Journal of the Geological Society of London*, 154: 451-457.
- Gallagher, K. and Brown, R., 1999. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. In: N.R. Cameron, R.H. Bate and V.S. Clure (Editors), The oil and gas habitats of the South Atlantic. Geological Society of London, Special Publications, pp. 41-53.
- Gallagher, K., Brown, R. and Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 26: 519-572.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J. and Mantovani, M.S.M., 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, 99(B9): 18117-18145.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J. and Mantovani, M.S.M., 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1): 65-77.
- Gardner, T.W., 1989. Neotectonism along the Atlantic passive continental margin: A review. *Geomorphology*, 2: 71-97.
- Geoffroy, L., 2001. The structure of volcanic margins: some problematics from the North-Atlantic/Labrador-Baffin system. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 463-469.
- Gerbault, M., 1999. Modélisation numérique de la naissance des déformations localisées - Exemple du flambage lithosphérique. *Mémoires Géosciences-Montpellier*, n°16 Thesis, 188 pp.
- Gibbs, A.D., 1987. Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), Continental extensional tectonics. Geological Society, Special Publication, n° 28, pp. 19-33.
- Gilchrist, A.R., Kooi, H. and Beaumont, C., 1994. Post-Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: Implications for the controls on landscape development from observations and numerical experiments. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6): 12211-12228.

- Gilchrist, A.R. and Summerfield, M.A., 1990. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. *Nature*, 346: 739-742.
- Gilchrist, A.R. and Summerfield, M.A., 1994. Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: M.J. Kirby (Editor), *Process models and theoretical geomorphology*. John Wiley & Sons, pp. 55-84.
- Gladczenko, T.P. et al., 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 465-470.
- Gleadow, A.J.W. and Brown, R.W., 2000. Fission-track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics. In: M.A. Summerfield (Editor), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons Ltd, pp. 57-75.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F. and Lovering, J.F., 1986. Confined track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contribution to mineralogy and petrology*, 94: 405-415.
- Godard, A. and Tabeaud, M., 1998. *Les climats. Mécanismes et répartition*. Armand Colin, 192 pp.
- Goes, S., Govers, R. and Vacher, P., 2000. Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography. *Journal of Geophysical Research*, 105: 11153-11169.
- Goetze, C. and Evans, B., 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 59(3): 463-478.
- Goudie, A.S. and Wells, G.L., 1995. The nature, distribution and formation of pans in arid zones. *Earth Science Reviews*, 38: 1-69.
- Graversen, O., 2002. A structural transect between the central North Sea Dome and the South Swedish Dome: Middle Jurassic-Quaternary uplift-subsidence reversal and exhumation across the eastern North Sea Basin. In: A.G. Doré, J.A. Cartwright, M.S. Stocker, J.P. Turner and N. White (Editors), *Exhumation of the North Atlantic margin: Timing, mechanisms and implications for petroleum exploration*. Geological Society, London, Special Publications.
- Grunnaleite, I. and Gabrielsen, R.H., 1995. Structure of the Møre Basin, mid-Norway continental margin. *Tectonophysics*, 252: 221-251.
- Gueydan, F., 2001. *La transition fragile-ductile de la croûte continentale en extension. Du terrain à la modélisation*, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Guiraud, R. and Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, 213: 153-168.
- Gunnell, Y. and Fleitout, L., 2000. Morphotectonic evolution of the Western Ghats India. In: M.A. Summerfield (Editor), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons, LTD, pp. 89-121.
- Gunnell, Y., 1998. Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions. *Global and Planetary Change*, 18: 47-57.
- Gunnell, Y., Gallagher, K., Carter, A., Widdowson, M. and Hurford, A.J., 2003. Denudation history of the continental margin of western peninsular India since the early Mesozoic - reconciling apatite fission-track data with geomorphology. *Earth and Planetary Science Letters*, 215(1-2): 187-201.
- Gurnis, M., Mitrovica, J.X., Ritsema, J. and Heijst, H.J.v., 2000. Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African Superplume. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol 1, no. 1999GC000035.

- Hansen, K., 1992. Post-orogenic tectonic and thermal history of a rifted continental: the Scoresby Sund area, East Greenland. *Tectonophysics*, 216: 309-326.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science*, 234: 1156-1167.
- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A. and Bizzi, L., 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research*, 103(B11): 27091-27105.
- Hawkesworth, C.J. et al., 1992. Parana magmatism and the opening of the South Atlantic. In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society Special Publication No. 68, pp. 221-240.
- Henderson, D.M., 2001. New visualizations of global tectonic plate motions and plate boundary interactions. *Terra Nova*, 13(1): 70-78.
- Hendriks, B., 2003. Cooling and denudation of the Norwegian and Barents Sea margins, Northern Scandinavia constrained by apatite fission track and (U-Th)/He thermochronology, Vrije Universiteit, Amsterdam, 177 pp.
- Hibsch, C., Jarrige, J.J., Cushing, E.M. and Mercier, J., 1995. Palaeostress analysis, a contribution to the understanding of basin tectonics and geodynamic evolution. Example of the Permian/Cenozoic tectonics of Great Britain and geodynamic implications in western Europe. *Tectonophysics*, 252: 103-136.
- Hill, K.C. et al., 1995. Inversion around the Bass Basin, SE Australia. In: J.G. Buchanan and P.G. Buchanan (Editors), *Basin Inversion*. Geological Society Special Publication, London, pp. 525-547.
- Holtar, E. and Forsberg, A.W., 2000. Postrift development of the Walvis Basin, Namibia: results from the exploration campaign in Quadrant 1911. In: M.R. Mello and B.J. Katz (Editors), *Petroleum systems of South Atlantic margins: AAPG Memoir 73*, pp. 429-446.
- Hudec, M.R. and Jackson, M.P.A., 2002. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. *Geological Society of America Bulletin*, 114(10): 1222-1244.
- Huisman, R.S., Podladchikov, Y.Y. and Cloetingh, S., 2001. Transition from passive to active rifting: Relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 106(B6): 11271-11291.
- Huuse, M., 2002. Cenozoic uplift and denudation of southern Norway: insights from the North Sea Basin. In: A.G. Doré, J.A. Cartwright, M.S. Stocker, J.P. Turner and N. White (Editors), *Exhumation of the North Atlantic margin: Timing, mechanisms and implications for petroleum exploration*. Geological Society, London, Special Publications, n° 196, pp. 209-233.
- Jackson, M.P.A., Cramez, C. and 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.
- Jaeger, J.C. and Cook, N.G.W., 1979. *Fundamentals of rock mechanics*. Chapman and Hall, London, 593 pp.
- Japsen, P., 1997. Regional Neogene exhumation of Britain and the western North Sea. *Journal of the Geological Society*, London, 154: 239-247.
- Japsen, P. and Chalmers, J.A., 2000. Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic: overview. *Global and Planetary Change*, 24: 165-173.

- Jerram, D.A., Mountney, N. and Stollhofen, H., 1999. Facies architecture of the Etjo Sandstone Formation and its interaction with the Basal Etendeka Flood Basalts of northwest Namibia: implications for offshore prospectivity. In: N.R. Cameron, R.H. Bate and V.S. Clure (Editors), *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society of London, Special Publications, pp. 367-380.
- Jones, M.Q.W., 2001. Heat flow in Southern Africa and thermal structure of the Kaapvaal lithosphere, Slave-Kaapvaal workshop, Merrickville, Ontario, Canada, 5 to 9 September 2001.
- Jordt, H., Faleide, J.I., Bjorlykke, K. and Ibrahim, M.T., 1995. Cenozoic sequence stratigraphy of the central and northern North Sea Basin: tectonic development, sediment distribution and provenance areas. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8): 845-879.
- Karato, S. and Wu, P., 1993. Rheology of the upper mantle: A synthesis. *Science*, 260: 771-778.
- Karner, G.D. and Driscoll, N., 1999a. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian margins: insights from quantitative basin modelling. In: N.R. Cameron, R.H. Bate and V.S. Clure (Editors), *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 11-40.
- Karner, G.D. and Driscoll, N.W., 1999b. Style, timing and distribution of tectonic deformation across the Exmouth Plateau, northwest Australia, determined from stratal architecture and quantitative basin modelling. In: C.M. Niocail and P.D. Ryan (Editors), *Continental tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, pp. 271-311.
- King, L.C., 1962. *Morphology of the Earth*. New York, Hafner, 726 pp.
- King, S.D. and Anderson, D.L., 1998. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 289-296.
- Kirby, S.H., 1983. Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21: 1458-1487.
- Kohlstedt, D.L., Evans, B. and Mackwell, S.J., 1995. Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 100(B9): 17,587-17,602.
- Krapf, C., 2003. Sedimentological and geomorphological studies on the braided river dominated Koigab Fan, the Cenozoic succession in the Uniabmond area and comparative studies on fluvio-aeolian interaction between ephemeral rivers and the Skeleton Coast Erg, Universität Würzburg, Würzburg, 205 pp.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4): 424-439.
- Lavier, L.L., Steckler, M.S. and Brigaud, F., 2000. An improved method for reconstructing the stratigraphy and bathymetry of continental margins: Application to the Cenozoic tectonic and sedimentary history of the Congo margin. *American Association of Petroleum Geologists*, 84: 923-939.
- Lavier, L.L., Steckler, M.S. and Brigaud, F., 2001. Climatic and tectonic control on the Cenozoic evolution of the West African margin. *Marine Geology*, 178: 63-80.
- Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73: 3661-3699.
- Le Pichon, X. and Hayes, D.E., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 76(6283-6293).
- Lehner, P. and De Ruiter, P.A.C., 1977. Structural history of Atlantic margin of Africa. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61: 961-981.

- Light, M.P.R. et al., 1991. Sismostratigraphie, stratigraphie séquentielle et tectonique de l'offshore de la Namibie, *Géologie Africaine*. Coll. Géol. Libreville, recueil des communications, 6-8 May 1991, pp. 77-97.
- Light, M.P.R., Maslanyj, M.P., Greenwood, R.J. and Banks, N.L., 1993. Seismic sequence stratigraphy and tectonics offshore Namibia. In: G.D. Williams and A. Dobb (Editors), *Tectonics and seismic sequence stratigraphy*. Geological Society Special Publication, 71, pp. 163-191.
- Lima, C., 1999. Expressions topographiques et structurales de l'état de compression généralisée au sein de la plaque sud-américaine, Université de Rennes1, Rennes, 370 pp.
- Lima, C., Nascimento, E. and Assumpção, M., 1997. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South American plate. *Geophysical Journal International*, 130: 112-124.
- Lindholm, C.D., Bungum, H., Hicks, E. and Villagran, M., 2000. Crustal stress and tectonics in Norwegian regions determined from earthquake focal mechanisms. In: A. Nottvedt (Editor), *Dynamics of the Norwegian margin*. Geological society of London, Special Publications. vol.167, pp. 429-439.
- Linthout, K., Helmers, H. and Sopaheluwakan, J., 1997. Late Miocene obduction and microplate migration around the Banda Sea and the closure of the Indonesian Seaway. *Tectonophysics*, 281: 17-30.
- Lundin, E. and Dore, A.G., 2002. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian-Greenland Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 19(1): 79-93.
- Macdonald, D. et al., 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 20(3-4): 287-308.
- Mandal, P., 1999. Intraplate stress distribution induced by topography and crustal density heterogeneities beneath the south Indian shield, India. *Tectonophysics*, 302: 159-172.
- Mareschal, J.-C., 1994. Thermal regime and post-tectonic extension in orogenic belts. *Tectonophysics*, 238: 471-484.
- Marotta, A.M. and Sabadini, R., 2004. The signatures of tectonics and glacial isostatic adjustment revealed by the strain rate in Europe. *Geophysical Journal International*, 157: 865-870.
- Martinod, J. and Davy, P., 1992. Periodic instabilities during compression or extension of the lithosphere. 1. Deformation modes from an analytical perturbation method. *Journal of geophysical Research*, 97(B2): 1999-2014.
- Marton, L.G., Tari, G.C. and Lehmann, C.T., 2000. Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph series*, 115: 129-149.
- Mauduit, T., 1998. Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive: Modélisation analogique et application au golfe de Guinée, *Mémoires de Géosciences Rennes n°83*, 251 pp.
- Mauduit, T., Guerin, G., Brun, J.-P. and Lecanu, H., 1997. Raft Tectonics: the effects of basal slope angle and sedimentation rate on progressive extension. *Journal of Structural Geology*, 19: 1219-1230.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.

- Mees, F., 2002. The nature of calcareous deposits along pan margins in eastern central Namibia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 719-735.
- Meisling, K.E., Cobbold, P.R. and Mount, S.V., 2001. Segmentation of an obliquely-rifted margin, Campos and Santos basins, SE Brazil. *American Association of Petroleum Geologists*, 85(11): 1903-1924.
- Menzies, M.A., Klemperer, S.I., Ebinger, C.J. and Baker, J., 2002. Characteristics of volcanic rifted margins, Geological Society of America. Special paper, pp. 14.
- Miller, D.S. and Duddy, I.R., 1989. Early Cretaceous uplift and erosion of the northern Appalachian Basin, New York, based on apatite fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 93(1): 35-49.
- Miller, R.M., 1992. The stratigraphy of Namibia. Open file report RG 8, Ministry of Mines and Energy. Geological Survey of Namibia.
- Mjelde, R. et al., 2003. Spatial relationship between recent compressional structures and older high-velocity crustal structures; examples from the Vøring Margin, NE Atlantic, and Northern Honshu, Japan. *Journal of Geodynamics*, 36(4): 537-562.
- Modenesi-Gauttieri, M.C., Hiruma, S.T. and Riccomini, C., 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the continental rift of southeastern Brazil. *Geomorphology*, 43: 257-271.
- Mohriak, W.U. and Dewey, J.F., 1987. Deep seismic reflectors in the Campos basin, offshore Brazil. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 89(1): 133-140.
- Mohriak, W.U., Mello, M.R., Bassetto, M., Vieira, I.S. and Koutsoukos, E.A.M., 2000. Crustal architecture, sedimentation, and petroleum systems in the Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil. In: M.R. Mello and B.J. Katz (Editors), *Petroleum systems of South Atlantic margins*. AAPG Memoir 73, pp. 273-300.
- Molina, E.C. and Ussami, N., 1999. The geoid in southeastern Brazil and adjacent regions : new constraints on density distribution and thermal state of the lithosphere. *Journal of Geodynamics*, 28: 357-374.
- Molnar, P. and England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, 346: 29-34.
- Moore, M.E., Gleadow, A.J.W. and Lovering, J.F., 1986. Thermal evolution of rifted continental margins: new evidence from fission tracks in basement apatites from southeastern Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 78(2-3): 255-270.
- Mörner, N.-A., 2004. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. *Tectonophysics*, 380: 139-157.
- Mosar, J., 2003. Scandinavia's North Atlantic passive margin. *Journal of Geophysical Research*, 108(B8): 2360, doi:10.1029/2002JB002134.
- Mosar, J., Lewis, G. and Torsvik, T.H., 2002. North Atlantic sea-floor spreading rates: implications for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian-Greenland Sea. *Journal of the Geological Society, London*, 159: 503-515.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K. and al., e., 1992. Regional patterns of tectonic stress in Europe. *Journal of Geophysical Research*, 97: 11783-11803.
- Nalpas, T., 1996. Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord, données de sub-surface et modélisation analogique, Mémoires de Géosciences Rennes, n° 71, Université de Rennes1, 246 pp.

- Nalpas, T. and Brun, J.P., 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, 228: 349-362.
- Nash, D.J. and McLaren, S.J., 2003. Kalahari valley calcretes: their nature, origins, and environmental significance. *Quaternary International*, 111: 3-22.
- Nash, D.J. and Shaw, P.A., 1998. Silica and carbonate relationships in silcrete-calcrete intergrade duricrusts from the Kalahari of Botswana and Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, 27(1): 11-25.
- Ni, S. and Helmberger, D.V., 2003. Seismological constraints on the South African superplume; could be the oldest distinct structure on earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 206: 119-131.
- Nicolas, A., 1989. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers, 368 pp.
- Nyblade, A.A. and Robinson, S.W., 1994. The African Superswell. *Geophysical Research Letters*, 21(9): 765-768.
- Nyblade, A.A. and Sleep, N.H., 2003. Long lasting epeirogenic uplift from mantle plumes and the origin of the Southern African Plateau. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(12), 1105, doi:10.1029/2003GC000573.
- Olesen, O. et al., 1992. Neotectonics in the Precambrian of Finnmark, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72: 301-306.
- Ollier, C.D., 1977. Outline geological and geomorphological history of the Central Namib desert. *Madoqua*, 10(3): 207-212.
- Ollier, C.D., 1985. Morphotectonics of continental margins with great escarpments. In: M. Morisawa and J.T. Hack (Editors), *Tectonic Geomorphology*. Allen and Unwin, Boston, pp. 3-25.
- Ord, A. and Hobbs, B.E., 1989. The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities. *Tectonophysics*, 158(1): 269-289.
- Overeem, I., Weltje, G.J., Bishop-Kay, C. and Kroonenberg, S.B., 2001. The Late Cenozoic Eridanos delta system in the Southern North Sea Basin: a climate signal in sediment supply? *Basin Research*, 13: 293-312.
- Parsons, B. and Sclater, J.G., 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, 82: 803-827.
- Partridge, T.C., 1998. Of diamonds, dinosaurs and diastrophism: 150 million years of landscape evolution in Southern Africa. *South African Journal of Geology*, 101(3): 167-184.
- Partridge, T.C. and Maud, R.R., 1987. Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic. *South African Journal of Geology*, 90(2): 179-208.
- Partridge, T.C. and Maud, R.R., 2000a. The Cenozoic of Southern Africa. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, 40. Oxford University Press, 406 pp.
- Partridge, T.C. and Maud, R.R., 2000b. Macro-scale geomorphic evolution of Southern Africa. In: T.C. Partridge and R.R. Maud (Editors), *The Cenozoic of Southern Africa*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, pp. 3-18.
- Partridge, T.C. and Scott, L., 2000. Lakes and pans. In: T.C. Partridge and R.R. Maud (Editors), *The Cenozoic of Southern Africa*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, pp. 145-161.

- Pascal, C., Gabrielsen, R.H. and Cloetingh, S., 2003. On-going post-glacial reverse faulting in Scandinavia, field evidence from Finnmark, Northern Norway. *Geophysical Research Abstracts*, 5(03980).
- Peltier, W.R., 1998. Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics. In: I.S. Stewart and C. Vita-Finzi (Editors), *Coastal tectonics*. Geological Society of London, Special Publications, pp. 1-29.
- Persano, C., Stuart, F.M., Bishop, P. and Barfod, D.N., 2002. Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 200: 79-90.
- Pether, J., Roberts, D.L. and Ward, J.D., 2000. Deposits of the west coast. In: T.C. Partridge and R.R. Maud (Editors), *The Cenozoic of southern Africa*. Oxford monographs on geology and geophysics, n°40, pp. 33-54.
- Peulvast, J.P., Bouchard, M., Jolicoeur, S., Pierre, G. and Schroeder, J., 1996. Palaeolandforms and morphotectonic evolution around the Baie des Chaleurs (eastern Canada). *Geomorphology*, 16: 5-32.
- Pickford, M. and Senut, B., 1999. Geology and palaeobiology of the Namib Desert, Southwestern Africa, vol 1: Geology and history of study. *Memoir, Geological Survey of Namibia*, 18: 1-155.
- Pinet, N. and Cobbold, P.R., 1992. Experimental insights into the partitioning of motion within zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 206: 371-388.
- Potter, P.E., 1997. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America : a natural history. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5-6): 331-344.
- Price, S., Brodie, J., Whitham, A. and Kent, R., 1997. Mid-Tertiary rifting and magmatism in the Traill Ø region, East Greenland. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 419-434.
- Price, S.P. and Whitham, A.G., 1997. Exhumed hydrocarbon traps in East Greenland: Analogs for the Lower-Middle Jurassic play of Northwest Europe. *American Association of Petroleum Geologists*, 81(2): 196-221.
- Pubellier, M., Ali, J. and Monnier, C., 2003. Cenozoic plate interaction of the Australia and Philippine Sea plates: "hit-and-run" tectonics. *Tectonophysics*, 363(3-4): 181-199.
- Pubellier, M. and Cobbold, P.R., 1996. Analogue models for the transpressional docking of volcanic arcs in the Western Pacific. *Tectonophysics*, 253: 33-52.
- Pushcharovsky, Y.M., 2003. Geodynamic variations in ocean-floor spreading with reference to the Atlantic Ocean. *Geotectonics*, 37(4): 261-270.
- Raab, M.J., 2001. The geomorphic response of the passive continental margin of Northern Namibia to Gondwana break-up and global scale tectonics, *Université Georg-August, Göttingen*, Thèse de Doctorat, 261 pp.
- Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Carter, A. and Weber, K., 2002. Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. *Tectonophysics*, 349: 75-92.
- Rabinowitz, P.D. and La Brecque, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84: 5973-6001.
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth*, 2nd Ed. Chapman & Hall, London.
- Ranalli, G., 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. In: J.-P. Burg and M. Ford (Editors), *Orogeny through Time*. Geological Society of London, Special Publications, pp. 19-37.

- Ranalli, G., 2000. Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *Journal of Geodynamics*, 30: 3-15.
- Ranalli, G. and Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132: 281-295.
- Ransome, I.G.D. and de Wit, M.J., 1992. Preliminary investigations into a microplate model for the South Western Cape. In: M.J. de Wit and I.G.D. Ransome (Editors), *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa*. Balkema, Rotterdam, Holland, pp. 257-267.
- Repka, J.L., Anderson, R.S. and Finkel, R.C., 1997. Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, UT. *Earth and Planetary Science Letters*, 152(1-4): 59-73.
- Riccomini, C. and Assumpção, M., 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, 22(3): 221-225.
- Riccomini, C., Peloggia, A.U.G., Saloni, J.C.L., Kohnke, M.W. and Figueira, R.M., 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 2(2): 191-197.
- Ritchie, J.D., Johnson, H. and Kimbell, G.S., 2003. The nature and age of Cenozoic contractional deformation within the NE Faroe-Shetland Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 20(5): 399-409.
- Ritsema, J., 2002. The structure of the African superplume, International Workshop: Role of superplumes in the Earth Systems from central core to the surface including evolution of life., January 28-31, 2002. Tokyo Institute of Technology, Japan.
- Ritsema, J., Ni, S., Helmberger, D.V. and Croswell, H.P., 1998. Evidence for strong shear velocity reductions and velocity gradients in the lower mantle beneath Africa. *Geophysical Research Letters*, 25: 4245-4248.
- Roberts, D.G., 1989. Basin inversion in and around the British Isles. In: M.A. Cooper and G.D. Williams (Editors), *Inversion tectonics*. Geological Society Special Publications, London, pp. 131-150.
- Rostami, K., Peltier, W.R. and Mangini, A., 2000. Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina : comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1495-1525.
- Ruppel, C., 1995. Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100: 24187-24215.
- Rust, D.J. and Summerfield, M.A., 1990. Isopach and borehole data as indicators of rifted margin evolution in southwestern Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 7(3): 277-287.
- SACS, (South African Committee for Stratigraphy) 1980. *Stratigraphy of South Africa. Part 1 (Compiled by Kent, L. E.) Handbook of the Geological Survey of South Africa 8*. Pretoria. Department of Mineral and Energy Affairs, Geological Society, 690 pp.
- Saenz, C.A.T. et al., 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(7): 765-774.
- Sahagian, D., 1988. Epeirogenic motions of Africa as inferred from cretaceous shoreline deposits. *Tectonics*, 7(1): 125-138.
- Salamuni, E. et al., 2003. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(8): 901-910.

- Sant'Anna, L.G., Schorscher, H.D. and Riccomini, C., 1997. Cenozoic tectonics of the Fonseca Basin region, Eastern Quadrilatero Ferrifero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 275-284.
- SARPP, 2003. Structural Analysis and Rock Physics Program, LMS, Ecole polytechnique, Palaiseau, France.
- Schumm, S.A., 1977. *The fluvial system*. Wiley, New York and London.
- Scotese, C.R., Cahagan, L.M. and Larson, R.L., 1988. Plate tectonics reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*, 155: 27-48.
- Scrutton, R.A. and Dingle, R.V., 1976. Observations on the process of sedimentary basin formation at the margins of southern Africa. *tectonophysics*, 36: 143-156.
- Searle, M.P. and Stevens, R.K., 1984. Obduction processes in ancient, modern and future ophiolites. In: I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton (Editors), *Ophiolites and oceanic lithosphere*. Geological Society of London, Special Publication, n°13, pp. 303-319.
- Shaw, W.J. and Lin, J., 1996. Models of ocean ridge lithospheric deformation: Dependence on crustal thickness, spreading rate, and segmentation. *Journal of Geophysical Research*, 101(B8): 17977-17993.
- Sinclair, I.K., 1995. Transpressional inversion due to episodic rotation of extensional stresses in Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland. In: J.G. Buchanan and P.G. Buchanan (Editors), *Basin inversion*. Geological Society Special Publication, London, pp. 249-271.
- Skogseid, J., 2001. Volcanic margins: geodynamic and exploration aspects. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 457-461.
- Skogseid, J., Pedersen, T., Eldholm, O. and Larsen, B.T., 1992. Tectonism and magmatism during NE Atlantic continental break-up: the Vøring Margin. In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 305-320.
- Soudarin, L. and Cazenave, A., 1993. Global geodesy using DORIS data on SPOT-2. *Geophysical Research Letters*, 20(4): 289-292.
- Soudarin, L. and Cazenave, A., 1995. Large-scale tectonic plate motions measured with the DORIS space geodesy system. *Geophysical Research Letters*, 22(4): 469-472.
- Spotila, J.A. et al., 2004. Origin of the Blue Ridge escarpment along the passive margin of Eastern North America. *Basin Research*, 16: 41-63.
- Steckler, M.S. and Watts, A.B., 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 1-13.
- Stein, C.A., Cloetingh, S. and Wortel, R., 1989a. SEASAT-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian ocean. *Geophysical Research Letters*, 16: 823-826.
- Stein, C.A. and Stein, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359: 123-129.
- Stein, S., Cloetingh, S., Sleep, N.H. and Wortel, R., 1989b. Passive margin earthquakes, stresses and rheology. In: Gregersen and Basham (Editors), *Earthquakes at North Atlantic passive margins: Neotectonics and postglacial rebound*. Kluwers, Dordrecht.
- Storey, B.C., 1995. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. *Nature*, 377: 301-308.

- Stuevold, L.M. and Eldholm, O., 1996. Cenozoic uplift of Fennoscandia inferred from a study of the mid-Norwegian margin. *Global and Planetary changes*, 12: 359-386.
- Sturt, B.A. and Roberts, D., 1991. Tectonostratigraphic relationships and obduction histories of Scandinavian ophiolitic terranes. In: T. Peters, A. Nicolas and R.G. Coleman (Editors), *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, pp. 745-769.
- Suleiman, A.S., Doser, D.I. and Yarwood, D.R., 1993. Source parameters of earthquakes along the coastal margin of West Africa and comparisons with earthquakes in other coastal margin settings. *Tectonophysics*, 222: 79-91.
- Summerfield, M.A., 1991. *Global geomorphology, an introduction to the study of landforms*. Prentice Hall, 537 pp.
- Thibaud, R., Dauteuil, O. and Gente, P., 1999. Faulting pattern along slow-spreading ridge segments: a consequence of along-axis variation in lithospheric rheology. *Tectonophysics*, 312: 157-174.
- Tilton, G.R., Hopson, C.A. and Wright, J.E., 1981. Uranium-lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman, with applications to Tethyan Ocean ridge tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4): 2763-2775.
- Tucker, G.E. and Slingerland, R.L., 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6): 12,229-12,243.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982. *Geodynamics: application of continuum physics to geological problem*. John Wiley & sons, 450 pp.
- Turner, J.P. and Williams, G.A., 2004. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth-Science Reviews*, 65: 277-304.
- Vagnes, E., 1997. Uplift at thermo-mechanically coupled ocean-continent transforms: Modeled at the Senja Fracture Zone, southwestern Barents Sea. *Geo-Marine letters*, 17: 100-109.
- Vagnes, E., Gabrielsen, R.H. and Harenno, P., 1998. Late Cretaceous-Cenozoic intraplate contractional deformation at the Norwegian continental shelf: timing, magnitude and regional implications. *Tectonophysics*, 300: 29-46.
- Van Balen, R.T., Van der Beek, P.A. and Cloetingh, S.A.P.L., 1995. The effect of rift shoulder erosion on stratal patterns at passive margins: Implications for sequence stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 527-544.
- Van Decar, J.C., James, D.E. and Assumpção, M., 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, 378: 25-31.
- van der Beek, P., Summerfield, M., A., Braun, J., Brown, R., W. and Fleming, A., 2002. Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. *Journal of Geophysical Research*, 107(B12): 2351, doi:10.1029/2001JB000744.
- Van der Merwe, R. and Fouché, J., 1992. Inversion tectonics in the Bredasdorp Basin, offshore South Africa. In: M.J. de Wit and I.G.D. Ransome (Editors), *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa*. Balkema, Rotterdam, Holland, pp. 49-59.

- Van der Wateren, F.M. and Cloetingh, S.A.P.L., 1999. Feedbacks of lithosphere dynamics and environmental change of the Cenozoic West Antarctic Rift System. *Global and Planetary Change*, 23: 1-24.
- Van der Wateren, F.M. and Dunai, T.J., 2001. Late Neogene passive margin denudation history - cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. *Global and Planetary Change*, 30(3-4): 271-307.
- Van der Wateren, F.M. et al., 1999. Contrasting Neogene denudation histories of different structural regions in the transantarctic Mountains rift flank constrained by cosmogenic isotope measurements. *Global and Planetary Change*, 23: 145-172.
- van Wees, J.D. and Cloetingh, S., 1996. 3D flexure and intraplate compression in the North Sea Basin. *Tectonophysics*, 266: 343-359.
- van Wijk, J., 2002. Passive margin formation: tectonic modelling of pre- and syn-rift lithospheric controls, Vrije Universiteit Amsterdam, 155 pp.
- Vendeville, B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension: Modélisation expérimentale, Thèse de l'Université de Rennes I, 392 pp.
- Vendeville, B. and Jackson, M.P.A., 1992a. The fall of diapirs during thin skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9: 354-371.
- Vendeville, B. and Jackson, M.P.A., 1992b. The rise of diapirs during thin skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9: 331-353.
- Viana, A. et al., 2003. The Sao Tomé deep-sea turbidite system (southern Brazil Basin): Cenozoic seismic stratigraphy and sedimentary processes. *American Association of Petroleum Geologists*, 87(5): 873-894.
- Wadge, G., Draper, G. and Lewis, J.F., 1984. Ophiolites of the northern Caribbean: A reappraisal of their roles in the evolution of the Caribbean plate boundary. In: I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton (Editors), *Ophiolites and oceanic lithosphere*. Geological Society of London, Special Publications, n°13, pp. 367-380.
- Ward, J.D., 1987. The Cenozoic succession in the Kuiseb Valley, central Namib Desert. *Memoir, Geological Survey South West Africa/Namibia*, 9: 1-124.
- Watts, A.B., Bodine, J.H. and Steckler, M.S., 1980. Observations of flexure and the state of stress in the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 85(B11): 6369-6376.
- Weissel, J.K. and Karner, G.D., 1989. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *Journal of Geophysical Research*, 94(B10): 13,919-13,950.
- Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 108-125.
- Whipple, K.X., Kirby, E. and Brocklehurst, S.H., 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature*, 401: 39-43.
- White, R. and McKenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 94(B6): 7685-7729.
- White, R.S. et al., 1987. Magmatism at rifted continental margins. *Nature*, 330: 439-444.
- White, S.R., STollhofen, H., Stanistreet, I. and Lorenz, V., 2001. A crack in the desert: the Hebron Fault, SW Namibia, Tectonic Studies Group Annual Meeting, 3-6th January, University of Leeds.

- Williams, B.G. and Hubbard, R.J., 1984. Seismic stratigraphic framework and depositional sequences in the Santos Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 1(2): 90-104.
- Wilson, M., 1992. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity? In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society Special Publication No. 68, pp. 241-255.
- Wilson, M., 1993. Plate-moving mechanisms: constraints and controversies. *Journal of the Geological Society, London*, 150(5): 923-926.
- Withjack, M.O., Olsen, P.E. and Schlische, R.W., 1995. Tectonic evolution of the Fundy rift basin, Canada: Evidence of extension and shortening during passive margin development. *Tectonics*, 14(2): 390-405.
- Wyns, R., 2002. Climat, eustatisme, tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 39(2): 5-16.
- Wyns, R., Quesnel, F., Simon-Coinçon, R., Guillocheau, F. and Lacquement, F., 2003. Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géologie de la France*, 1: 79-87.
- Ziegler, P.A. and Cloetingh, S., 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth Science Reviews*, 64(1-2): 1-50.
- Zoback, M.L., 1992a. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8): 11,703-11,728.
- Zoback, M.L., 1992b. Stress field constraints on intraplate seismicity in Eastern North America. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8): 11,761-11,782.
- Zoback, M.L. et al., 1989. Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341: 291-298.

