



HAL
open science

Déchirure continentale et segmentation du Golfe d'Aden Oriental en contexte de rifting oblique

Julia Autin

► **To cite this version:**

Julia Autin. Déchirure continentale et segmentation du Golfe d'Aden Oriental en contexte de rifting oblique. Géologie appliquée. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2008. Français. NNT : . tel-00633368

HAL Id: tel-00633368

<https://theses.hal.science/tel-00633368>

Submitted on 18 Oct 2011

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.

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE PARIS VI

ECOLE DOCTORALE 398

GEOSCIENCES ET RESSOURCES NATURELLES

Spécialité : Géologie

**DECHIRURE CONTINENTALE
ET SEGMENTATION
DU GOLFE D'ADEN ORIENTAL
EN CONTEXTE DE RIFTING OBLIQUE**

Présentée par :

Julia Autin

pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS VI

Soutenue publiquement le 5 Décembre 2008 devant le jury composé de :

Sylvie Leroy	<i>chargée de recherche</i>	Codirectrice de Thèse
Marie-Odile Beslier	<i>chargée de recherche</i>	Codirectrice de Thèse
Philippe Huchon	<i>professeur</i>	Directeur de Thèse
Yves Lagabrielle	<i>professeur</i>	Rapporteur
Gianreto Manatschal	<i>professeur</i>	Rapporteur
Laurent Jolivet	<i>professeur</i>	Président
Claudio Faccenna	<i>professeur</i>	Examineur
Donna Shillington	<i>chercheuse</i>	Examinatrice
Patrick Unternehr	<i>ingénieur</i>	Examineur

RESUME

Le Golfe d'Aden sépare la plaque Somalie de la plaque Arabie. Il constitue un objet d'étude intéressant pour la compréhension du développement des marges continentales passives. En effet, ce bassin océanique jeune, dont les marges conjuguées sont facilement corrélables, sont recouvertes par une sédimentation relativement faible. Le rifting débute vers 35 Ma et l'accrétion se développe à partir de 17,6 Ma dans la partie orientale du Golfe. A l'ouest, à proximité du point chaud de l'Afar, qui lui est contemporain, ses marges sont volcaniques, tandis qu'à l'est elles ne présentent pas de volcanisme majeur. D'autre part, la direction d'ouverture du Golfe d'Aden est fortement oblique par rapport à sa direction, particularité que nous avons étudiée au cours de cette thèse.

La campagne Encens (N/O l'Atalante) s'est déroulée en Février/Mars 2006 sur la marge nord-est du Golfe d'Aden. Elle a permis l'acquisition de nouvelles données de sismique réflexion 360 traces, notamment sur le segment de premier ordre entre les zones de fracture d'Alula-Fartak et de Socotra, objet d'étude principal de cette thèse. À la segmentation de premier ordre (zones de fracture) s'ajoute une segmentation de second ordre qui présente des structures et des morphologies différentes selon les segments, notamment au niveau de la transition océan-continent (TOC). La partie ouest de la zone d'étude (segment d'Ashawq-Salalah) est caractérisée par un magmatisme post-rift conséquent pendant lequel la morphologie actuelle de la TOC est acquise. En revanche, la partie orientale de la zone d'étude (segment de Mirbat) ne montre pas de magmatisme et sa TOC possède une morphologie qui semble être fortement tectonisée. Les deux segments sont séparés par un segment plus court (segment de Taqah). L'évolution tectono-stratigraphique du segment d'Ashawq-Salalah a pu être étudiée en détail d'une part grâce à la migration avant sommation profondeur mise en œuvre spécifiquement sur un des profils de sismique réflexion, et d'autre part grâce à une corrélation des processus sédimentaires observés à terre avec les unités sismiques en mer. La marge est tout d'abord structurée par des grabens et des horsts syn-rift. Puis, on observe une localisation de la déformation dans le graben DIM (Distal Margin), où la croûte continentale est la plus fine en bordure Nord de la TOC. Au début de la formation de la TOC, un soulèvement local ou régional induit un glissement de terrain au sommet du horst le plus distal. La déformation crustale est alors localisée dans la TOC (ride de la TOC), où la rupture continentale va finalement se produire. La nature de la TOC pourrait être du manteau serpentinsé, exhumé le long de la ride de la TOC, et intrudé par du matériel magmatique juste après l'accrétion océanique au cours de la période post-rift. L'analyse de la couverture sédimentaire à proximité de la ride de la TOC montre qu'elle subit une surrection pendant le post-rift en relation avec la mise en place d'un volcan et des coulées et sills associés. Cette évolution peut être comparée aux modèles d'évolution les plus récents des marges passives.

La marge conjuguée (au sud-est du Golfe d'Aden) présente la même segmentation que la marge nord-est (d'Acremont *et al.* 2005). La campagne ENCENS n'ayant pu être déployée sur la marge sud comme prévu initialement, nous avons choisi d'intégrer une analyse microstructurale de l'île de Socotra (marge sud émergée), dans le but de la comparer aux données publiées sur la marge nord et de mieux contraindre le rifting oblique. L'île de Socotra présente deux domaines structuraux séparés par une zone de transfert. Le domaine Ouest est structuré par des blocs basculés vers le sud et des détachements. Le domaine Est ne présenterait qu'un seul bloc basculé. Comme sur la marge nord, les directions des failles normales sont réparties en trois familles de failles : N110°E perpendiculaire à l'extension, N70°E parallèle à la direction du Golfe, N90°E intermédiaire. Les directions d'extension issues de l'inversion des données microstructurales sont en accord avec les directions d'extension indiquées par les trois familles de failles. Les chronologies observées sur le terrain indiquent des variations de la direction d'extension depuis une extension N20°E vers une extension N160°E et inversement. Les variations de la direction d'extension suggèrent une alternance des champs de contraintes pendant la phase de rifting du Golfe d'Aden.

Des modélisations analogiques du rifting oblique dans le Golfe d'Aden ont permis de mieux cerner son développement. Les horsts et les grabens sont disposés en échelon, avec des formes sigmoïdes, entre les discontinuités latérales de vitesse du modèle. Les trois familles de failles liées à l'obliquité sont observées : N110°E, N90°E et N70°E. La distribution des directions des failles au cours de l'extension montre une dominance des failles N90°E et N110°E au début de l'extension puis le développement plus tardif de failles N70°E et ce, avec ou sans la présence initiale d'une hétérogénéité oblique à l'extension. Enfin, des failles N110°E sont de nouveau formées. L'alternance des champs de contraintes observée sur l'île de Socotra peut donc être expliquée.

Le modèle conceptuel de Bellahsen *et al.* (2006) serait donc applicable pour les premiers stades d'évolution : la réactivation de bassins N110°E et la formation de nouvelles failles en échelon s'effectuent sous la direction d'extension des plaques (N20-25°E) depuis 35 Ma. Puis, l'amincissement de la lithosphère se poursuivant le long de la direction du Golfe (N70-75°E), les contraintes locales dues aux variations latérales d'épaisseur provoquent la formation de failles N70°E et la réactivation de failles N110°E. La chronologie d'extension N20°E puis N160°E observée sur les marges est donc reproduite. Nous proposons une troisième étape : une fois l'amincissement du rift suffisamment important, les contraintes locales ne s'exercent que sur les bords du rift ou sur les horsts majeurs. Dans le centre du rift, l'extension aux limites domine les contraintes locales et des failles N110°E sont formées. La seconde chronologie d'extension N160°E puis N20°E des études microstructurales est aussi expliquée. Les horsts peuvent subir des rotations horaires importantes qui induisent des zones de cisaillement senestres. Elles pourraient initier les nombreuses zones de transfert concordant avec la forte segmentation du Golfe d'Aden.

ABSTRACT

The oceanic ridge of the Gulf of Aden is the boundary between the Somalia and the Arabia plates. Thus, it constitutes an interesting area to study the development of the passive margins. This young oceanic basin has a thin post-rift cover and the conjugate margins are easily correlated. Its rifting started ca. 35 Ma ago and the spreading began at least 17.6 Ma ago in the westernmost part of the Gulf. In the West, close to the Afar hotspot (whose activity is coeval), the margins are volcanic. Conversely, the eastern margin does not present any significant volcanism. The Gulf opening direction is strongly oblique to its mean trend.

The Encens cruise (in February/March 2006, aboard R/V l'Atalante) was located on the northeastern Gulf of Aden margin. It undertook the acquisition of new multichannel seismics data (360 traces), especially on the first-order segment between Alula-Fartak and Socotra fracture zones. This first order segment is the main study object of this thesis. A second-order segmentation is observed. It shows different structures and morphologies according to the segment, especially concerning the ocean-continent transition (OCT). From the studied segments, it appears that the western Ashawq-Salalah segment is characterized by an important post-rift magmatic event, during which the current OCT morphology was acquired. On the contrary, the eastern Mirbat segment does not show any magmatism and the OCT morphology seems to be highly tectonised. These two segments (Ashawq-Salalah and Mirbat) are separated by the shorter Taqah segment. The tectono-stratigraphic evolution of the Ashawq-Salalah segment was detailed by use of the pre-stack depth migration processing of one reflection seismic line. Moreover, a correlation was established between onshore sedimentary processes and offshore seismic units. First of all, the margin was structured by syn-rift horsts and grabens. Then, a strain localisation appeared in the Distal Margin (DIM) graben, where the continental crust was thinnest on the OCT northern border. At the start of the OCT formation, a local or regional uplift induced a landslide atop of the distalmost horst. Crustal deformation was then located in the OCT (OCT ridge), where continental breakup finally occurred. OCT could be constituted of serpentinised underlying mantle. It was exhumed along the OCT ridge, and finally was intruded by magmatic material just after the oceanic spreading during post-rift time. Besides, the analysis of the sedimentary cover of the OCT ridge shows that a post-rift surrection occurred related to a volcanic activity (volcano, flows and sills). This evolution may be compared to the latest evolution models of passive margins.

The conjugated margin (southeastern Gulf of Aden) shows the same segmentation that the northeastern one (d'Acremont *et al.* 2005). As the Encens cruise could not be deployed on the southern margin as it was projected, we chose to integrate microstructural analysis of Socotra Island. Thus, we could confront it to published data on the northern margin and constrain oblique rifting. Socotra Island is divided between two structural domains separated by a transfer zone. The domain to the West is structured by southward tilted blocks and detachments. The domain to the

East would only present one tilted block. As on the northern margin, normal faults directions are classified in three fault populations: N110°E normal to the extension, N70°E parallel to the gulf direction and the intermediate N90°E. The stress fields deduced from the micro-structural data inversion are in agreement with the direction of extension indicated by the three major fault directions. Chronologies observed in the field show rotations of the direction of extension from N20°E to N160°E, and conversely. This suggests that stress fields alternated during the rifting.

Analogue modelling of the oblique rifting allowed to better understand the development of the Gulf of Aden. Horsts and grabens organisation follows an « en-échelon » pattern, with sigmoid shapes, between lateral velocity discontinuities of the model. The three fault families linked to obliquity are observed : N110°E, N90°E and N70°E. Distribution of faults directions during extension shows a N90°E and N110°E faults dominance at the beginning of the extension and the later development of N70°E faults (with or without an oblique-to-extension heterogeneity in the model initial setup). Finally N110°E faults are anew created. Thus, the stress fields chronologies observed on Socotra island can be explained.

Bellahsen *et al.* (2006) conceptual model is applicable to the first stages of the evolution : inherited N110°E basin reactivation and new en-echelon faults formation have occurred according to the plates direction of extension (N20–25°E) since 35 Ma. Later, as the lithosphere carried on thinning along the Gulf direction (N70–75°E), local stresses due to lateral thicknesses variations cause the formation of N70°E faults and reactivation of the N110°E faults. N20°E then N160°E extension chronology observed on the margins is thus explained. We can propose a third stage: once the rift thinning is sufficient, local stresses only apply on the rift borders or on major horsts. In the basin centre, N110°E faults are created (as far field extension dominates on local stresses). The second extension chronology N160°E then N20°E of micro-structural analysis is also explained. Horsts may be subjected to important clockwise rotation inducing left-lateral shear zones. Those may initiate the numerous transfer zones leading to the strong segmentation of the Gulf of Aden.

REMERCIEMENTS

Je remercie vivement Yves Lagabrielle et Gianreto Manatschal d'avoir accepté d'être rapporteurs de ce travail. Egalement Claudio Faccenna, Laurent Jolivet, Donna Shillington et Patrick Unternehr qui m'ont fait l'honneur de participer à ce jury en tant qu'examineur. Merci à Philippe Huchon d'avoir accepté d'encadrer cette thèse.

Un grand merci !

A Sylvie Leroy dont le dynamisme, la passion et l'enthousiasme communicatif m'ont tiré vers le haut tout au long de cette thèse. Merci de m'avoir fait embarquer à bord de l'Atalante pour ces cinq semaines si particulières de campagne en mer, de m'avoir fait découvrir les joies du terrain et les merveilles de l'île de Socotra. Merci d'avoir toujours permis à mes travaux d'évoluer dans le bon sens et sans entraves.

A toute l'équipe « Aden » où chacun a participé à une dynamique de recherche fort motivante. En particulier mes co-encadrants, Marie-Odile Beslier avec qui j'ai passé de longues semaines à élaborer des chaînes de traitement sismique, mais surtout avec qui j'ai pu aiguiser mon sens critique lors de longues discussions scientifiques. Elia d'Acremont qui a aussi partagé les joies du traitement avec moi et qui a toujours tenu bon et m'a soutenue face aux multiples difficultés rencontrées. A Nicolas Bellahsen qui m'a appris à travailler sur le terrain (et à ne pas m'éloigner quand la nuit tombe...) et à élaborer des modèles analogiques rigoureusement et dans la bonne humeur.

Mais aussi toutes les personnes avec qui j'ai pu travailler, Laurent Husson dont l'aide est précieuse et efficace même à distance. Christel Tiberi, Frédérique Rolandone, François Lucazeau, Cécile Robin, Philippe Razin et Josep Serra-Kiel pour toute l'aide qu'ils m'ont apportée sur le terrain ou au laboratoire.

A l'équipe du Laboratoire Géosciences Azur qui m'a accueillie si chaleureusement, à Alessandra Ribodetti qui m'a formée à la migration avant sommation profondeur avec le sourire, à Françoise Sage et Laure Schenini pour leur aide sur le traitement sismique.

A l'équipe du Laboratoire de Sciences Géologiques de Rome III, Claudio Faccenna, Francesca Funicello, Francesca Cifelli et Erika di Giuseppe pour leur accueil chaleureux (et leur excellents gnocchi). Merci également à David Rossi pour son efficacité et la disponibilité qu'il a montrée à mon égard.

Au Laboratoire de l'ENS Paris, à Nicolas Chamot-Rooke et Matthias Delescluse qui m'ont accueillie lors d'une période de chômage technique à Jussieu...

A toute l'équipe du Laboratoire de Tectonique au sein de laquelle je me suis toujours sentie épaulée. A Frédéric Mouthereau, Olivier Lacombe et Catherine Homberg qui m'ont initiée à la

recherche et aiguillée sur le chemin difficile qui mène à la thèse. A Christian Gorini, Laetitia Le Pourhiet, Laurent Jolivet, Loïc Labrousse, Dovy Tristani et bien d'autres pour leur aide et soutien. A l'équipe de Cergy-Pontoise avec laquelle j'ai beaucoup appris.

A tout l'équipage de la campagne Encens pour la joie et la bonne humeur qui ont régné pendant ces cinq semaines ponctuées d'expérience inoubliables : notamment observer la faune marine, danser sur un bateau avec du roulis, faire des crêpes pour soixante, ou tout simplement éviter les sceaux d'eau... Et tout particulièrement à Esther qui a partagé ma cabine et mes déboires, Julie et Fred avec qui j'ai effectué mon quart, Jérôme et Serge toujours prêts !

Aux indispensables, inoubliables, incontournables doctorants du laboratoire et d'ailleurs. Louise qui m'a soutenue jusqu'au bout lors de la finalisation de cette thèse depuis ces talents de mise en pages jusqu'à mon approvisionnement en bonbons et fruits secs! Mais surtout par sa seule présence et amitié. Ben et Clémence mes deux autres "co-bureaux" géniaux qui ont toujours su me faire sourire et me rassurer. Bien sûr il y a Kris et Agnès mes coachs du moral et qui m'ont toujours soutenu que je n'en manquerai jamais! Manu et Pyf qui me laisseront toujours "être méchante" et c'est tant mieux! Clément, Damien, Will, Sun, Thomas, Sam, Shokofeh toujours prêts à aider ou à me faire rire.

Et bien sûr ma famille, mes parents, qui n'ont jamais douté de mes choix, m'ont toujours soutenue et ont cru en moi. Mes amis qui sont toujours là lorsque j'ai besoin d'eux et tout particulièrement Caro et Didi dont je ne compte plus les années d'amitié sans faille (et pour une tectonicienne, ça n'est pas rien!). Enfin et surtout Sylvain, mon compagnon, sans qui je ne serai pas arrivée jusqu'au bout en si bon état, qui m'a donné toutes les attentions dont j'aurai pu rêver et plus encore...

TABLE DES MATIERES

RESUME	3
ABSTRACT	5
REMERCIEMENTS	7
TABLE DES MATIERES	9
INTRODUCTION ET OBJECTIFS	13
I. EXTENSION DE LA LITHOSPHERE	17
A. LE RIFTING CONTINENTAL	19
1. Caractéristiques des rifts	19
a) Géomorphologie et architecture sédimentaire	19
b) Mouvements verticaux	20
2. Modes d'extension	21
3. Moteur de l'extension	24
a) Initiation d'un rifting passif ou actif	24
b) Développement des marges volcaniques et non volcaniques	24
4. Formation des marges continentales passives	27
a) Les modèles fondateurs	27
b) Modèles mixtes à développement symétrique	29
c) Modèles mixtes à développement asymétrique	34
B. FORMATION DE LA TRANSITION OCEAN-CONTINENT	39
1. Définition et caractéristiques générales	39
2. Les différents types de TOC	40
3. Mécanismes de formation de la TOC	42
a) Zone d'exhumation du manteau sans ride océanique	42
(1) Exhumation symétrique	42
(2) Exhumation asymétrique	43
b) Zone d'accrétion ultra lente	43
c) Zone de croûte continentale intrudée	45
C. RIFTING CONTINENTAL OBLIQUE	47
1. Caractéristiques générales	47
2. Apports de la modélisation analogique	48
II. LA PLAQUE ARABE ET LE GOLFE D'ADEN	53
A. CINEMATIQUE ACTUELLE ET FRONTIERE DE LA PLAQUE ARABE	55
1. Les chaînes du Makran et du Zagros	57
2. Les zones décrochantes du Levant et d'Owen	57
3. Les dorsales de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden	58

B. HISTOIRE GEOLOGIQUE	59
1. Événements protérozoïques et paléozoïques	59
2. Fragmentation du Gondwana au mésozoïque	61
a) Formation des bassins nord somaliens	62
b) Formation de la Zone de Fracture d'Owen	66
(1) Localisation de la frontière	66
(2) La marge Est-omanaise	69
3. Synthèse des événements antérieurs au rifting du Golfe d'Aden	71
C. TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE GOLFE D'ADEN	74
1. Données stratigraphiques	74
a) Sédimentologie	74
(1) Socle et séries anté-rift	74
(2) Séries syn-rift	77
(3) Séries post-rift	79
b) Volcanisme	79
2. Tectonique et géodynamique	81
a) Obliquité dans la partie Ouest du Golfe	81
b) Partie Centrale : Le Yémen et la Somalie	83
c) Partie Est : L'Oman et Socotra	84
3. Données de la géophysique	86
a) Age de la croûte océanique	86
b) La campagne Encens-Sheba dans le Golfe d'Aden oriental	87
(1) Schéma structural	87
(a) La croûte continentale	89
(b) La transition océan-continent	90
(c) La croûte océanique	91
(2) Asymétrie de l'accrétion	92
c) Études sismologiques à terre	92
4. Synthèse	93
a) Étapes majeures du développement du Golfe d'Aden	93
b) Réflexion sur le rifting dans le Golfe d'Aden	94
5. Modèles d'ouverture et de propagation	95
a) Zones de faiblesse préexistantes	95
b) Propagation de la ride de Carlsberg	97
c) Point chaud de l'Afar et conditions aux limites	99
<u>III. ARCHITECTURE ET EVOLUTION DE LA MARGE NORD-EST DU</u>	
<u>GOLFE D'ADEN</u>	<u>101</u>
A. ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES GEOPHYSIQUES	103
1. Sismique réflexion multitrace	103
a) Acquisition des données : la campagne ENCENS (Leroy et al., 2006)	103
(1) Source	104
(2) Récepteur : la flûte sismique	104

(3) <i>Acquisition</i>	104
b) Objectifs du traitement sismique	105
c) Les chaînes de traitement mises en œuvre	105
(1) <i>Traitement de bord</i>	105
(2) <i>Traitement conventionnel</i>	107
d) La migration avant sommation profondeur	115
(1) <i>Pré-traitement des données de sismique réflexion</i>	116
(2) <i>Migration avant sommation profondeur</i>	119
(a) Principe de la migration avant sommation cinématique	119
(b) La migration/inversion Rai+Born	121
(3) <i>Correction du macro-modèle de vitesses</i>	123
2. Autres méthodes déployées	125
a) Sismique réfraction	125
b) Bathymétrie et imagerie	126
c) Sondeur de sédiment	126
d) Gravimétrie marine	127
e) Magnétisme	127
f) Flux de chaleur	127
B. CARACTERISTIQUES DE LA MARGE	128
1. Morphologie de la marge	128
a) Bathymétrie	128
b) Morphologie du socle acoustique	130
2. Identification des domaines de croûte	134
a) Domaine continental	134
b) Transition Océan-Continent	136
c) Domaine océanique	141
C. EVOLUTION DE LA RUPTURE CONTINENTALE SUR LE SEGMENT DE ASHAWQ-SALALAH	142
Article : Continental break-up history of a deep magma-poor margin from seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman)	142
D. SEGMENTATION DE LA MARGE : VARIABILITE DE L'ARCHITECTURE DES SEGMENTS	167
1. Variabilité de l'architecture des segments	167
2. Deux schémas d'évolution différents	169
3. Structures et segmentation du segment de premier ordre	170
<u>IV. ETUDE DE TERRAIN STRUCTURALE ET MICROSTRUCTURALE</u>	
<u>DE LA MARGE SUD, ILE DE SOCOTRA</u>	173
A. TRAVAUX ANTERIEURS	175
B. TRAITEMENT DES DONNEES DE MICROSTRUCTURALES	177
C. DONNEES STRUCTURALES	179
D. DONNEES MICROSTRUCTURALES	183

1. Directions d'extension	183
a) Azimuts des failles normales	183
b) Jeux des failles normales	185
c) Failles décrochantes	185
2. Chronologies	186
E. DISCUSSION	188
1. La zone de transfert d'Hadibo	188
2. Familles de failles et chronologies	191
<u>V. MODELISATION ANALOGIQUE DU RIFTING OBLIQUE</u>	<u>195</u>
A. INTERETS ET RESULTATS PRINCIPAUX	196
1. Intérêts des modélisations réalisées dans cette étude	196
2. Résultats principaux	196
B. CONSTRUCTION DES MODELES ET TRAITEMENT DES DONNEES	198
1. Dispositif expérimental	198
2. Dimensionnement	199
3. Expériences réalisées	201
4. Traitement des données	202
a) Exploitation des photographies	203
b) Traitement des relevés laser de la topographie	203
C. ARTICLE : ANALOGUE MODELS OF OBLIQUE RIFTING IN A COLD LITHOSPHERE	206
<u>VI. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS</u>	<u>249</u>
1. Héritage structural	249
a) Bassins mésozoïques	249
b) Structures de direction N50°E sur l'île de Socotra	250
2. Rifting continental	251
3. Formation de la Transition Océan-Continent	257
4. Volcanisme et tectonique post-rift	261
<u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u>	<u>265</u>
<u>ANNEXE</u>	<u>283</u>
a) Principe de la prospection sismique	283
b) Étapes principales du traitement sismique	285
(1) Principe de la sommation en sismique réflexion multitrace	288
(2) Les antimultiples	289
(3) La déconvolution (Yilmaz 1987)	290
(4) La migration (Yilmaz 1987)	291
<u>LISTE DES FIGURES</u>	<u>293</u>

INTRODUCTION ET OBJECTIFS

Les marges passives constituent la majorité des marges continentales sur terre. Elles ne sont pourtant pas les plus étudiées. Les modèles disponibles pour expliquer l'initiation et l'évolution d'un rift jusqu'à l'accrétion sont partis de modèles simples, puis ont évolué et se sont complexifiés. Cependant aucun n'est encore satisfaisant. Les observations d'amincissement et de rupture sur les marges passives ne sont pas toujours contraintes par les modèles existants. Ils ne permettent pas de comprendre certains phénomènes, notamment les épisodes de subsidence et de surrection. Il est difficile d'accéder aux données en domaine immergé. Cela explique le manque d'informations et de contraintes sur les modèles proposés. Mais peut-on réellement considérer un seul modèle d'évolution pour l'ensemble des marges passives ? Il existe déjà une distinction des types de rifts continentaux dont l'évolution est mieux contrainte. On distingue aussi les mécanismes propres au développement d'une marge passive volcanique ou non volcanique. Découpage qui ne reflète peut-être pas tout l'éventail des types de marges. Plus l'étude des marges passives est poussée et plus le nombre de marges étudiées est grand, plus les mécanismes qui régissent leur formation s'avèrent être complexes et variés. C'est pourquoi, l'étude de nouvelles marges et l'élaboration de nouveaux modèles d'amincissement et de rupture adaptés aux marges profondes sont nécessaires à la complète compréhension des marges continentales passives.

L'objectif de cette thèse est de comprendre quels sont les mécanismes qui ont mené à la rupture de la croûte continentale dans le rift du Golfe d'Aden. Nous verrons que certains éléments ne correspondent pas à la structure classique d'une marge passive et nous en tirerons des hypothèses nouvelles quant à son évolution. Le Golfe d'Aden est un rift jeune et étroit résultant de la séparation des plaques africaine et arabe. Il présente de nombreux avantages pour l'étude des marges passives.

Sa formation relativement récente permet d'observer un rift dont la lithosphère n'est pas encore totalement rééquilibrée (état thermique, composition profonde). De plus, les marges conjuguées sont proches et facilement corrélables. À terre, elles présentent des structures relatives au rifting, permettant une étude de terrain approfondie, notamment la datation des événements sédimentaires. La couverture sédimentaire post-rift est relativement peu épaisse, ce qui permet une bonne observation des structures, notamment en sismique réflexion. Enfin, le rifting du golfe d'Aden est la dernière phase de déformation enregistrée dans cette zone. Elle n'est donc pas masquée par des événements plus récents.

Le Golfe d'Aden présente d'autres intérêts d'étude. La direction globale du Golfe (N70°E) n'est pas perpendiculaire à la direction d'extension (N20°E). L'ouverture du rift est donc oblique à la direction d'extension. Cette particularité est commune à d'autres rifts (par exemple le Golfe de Californie) mais reste mal expliquée. De plus, la mise en place du Golfe d'Aden est étroitement liée

au point chaud de l'Afar. L'affaiblissement de la lithosphère et le volcanisme liés au point chaud sont des éléments indissociables du rifting du Golfe d'Aden.

Pour comprendre les mécanismes d'amincissement et de rupture de la croûte continentale, il faut apporter le maximum de contraintes aux modèles d'ouverture. La principale difficulté pour l'étude des marges passives, est d'obtenir un bon lien terre-mer. En effet, les méthodes sont différentes, donc leurs apports sont différents mais aussi leurs limites. Les données récoltées à terre et en mer permettent de reconstituer l'état final du rifting, mais aussi de reconnaître des phases de l'évolution des marges.

À terre, une étude de terrain approfondie apporte des contraintes sur la partie la plus proximale du rift. Des séquences de dépôts sont reconnues et datées, ainsi que des épisodes de subsidence ou de surrection. Les conditions de dépôt et la géométrie des sédiments syn-rift sont ainsi reconstituées. L'étude de la tectonique renseigne sur les différentes directions des failles, sur leur rejet. La microtectonique permet de reconnaître différents champs de contraintes et leur possible chronologie relative.

En mer, la géophysique marine apporte d'autres types de données. La bathymétrie des fonds marins renseigne sur la morphologie de la marge. La sismique réflexion permet d'obtenir une image en coupe de la structure de la marge. Elle permet de cartographier les éléments structuraux (failles, bassins, hauts de socle), sédimentaires (limites des séquences de dépôts, discordances) ou renseigner sur la structure profonde de la marge (profondeur et géométrie du Moho). Elle peut aussi apporter des indications sur la nature des roches. L'analyse précise de ces données est complétée par les résultats d'autres méthodes géophysiques acquises dans le cadre du projet Aden soutenu par le GDR marges (sismique réfraction, gravimétrie, magnétisme, tomographie, fonctions récepteurs). L'apport de ces données est indispensable à la compréhension et permettra de contraindre les interprétations.

Enfin, des modélisations analogiques ont été réalisées avec pour objectif de mieux cerner les mécanismes d'extension continentale au cours du rifting oblique du Golfe d'Aden. Les modèles permettent d'observer l'évolution du rift oblique sous différentes conditions (état de la lithosphère avant le rifting, vitesses d'extension). Ainsi, l'effet de chaque paramètre testé participe à la compréhension des phénomènes qui régissent le rifting oblique à l'échelle de la lithosphère.

La thèse est articulée selon un schéma simple. Une étude bibliographique approfondie permet de poser les problèmes, d'échafauder des hypothèses et de réfléchir ensuite à la meilleure façon de les tester. Hypothèses sur l'état de la lithosphère avant le développement du Golfe d'Aden, sur la manière dont il s'est initié, sur les mécanismes mis en jeu lors du rifting. Puis, les méthodes utilisées sont décrites et les choix dans le traitement des données sont détaillés et argumentés. La présentation des données, et la discussion sur la pertinence des informations apportées, permettent

d'appuyer les nouvelles interprétations et hypothèses. Enfin, une synthèse des résultats apportés par chaque méthode permet de proposer un nouveau modèle de rifting et d'évolution tectonique du Golfe d'Aden.

I. EXTENSION DE LA LITHOSPHERE

<i>A. LE RIFTING CONTINENTAL</i>	<i>19</i>
1. Caractéristiques des rifts	19
2. Modes d'extension	21
3. Moteur de l'extension	24
4. Formation des marges continentales passives	27
<i>B. FORMATION DE LA TRANSITION OCEAN-CONTINENT</i>	<i>39</i>
1. Définition et caractéristiques générales	39
2. Les différents types de TOC	40
3. Mécanismes de formation de la TOC	42
<i>C. RIFTING CONTINENTAL OBLIQUE</i>	<i>47</i>
1. Caractéristiques générales	47
2. Apports de la modélisation analogique	48

La fragmentation d'un continent peut avoir différentes origines qui mettent en jeu des forces différentes. L'extension s'initie toujours par la création d'un ou plusieurs rifts (ou fossés) puis elle peut mener à l'ouverture d'un océan, après la déchirure continentale et grâce à la création de croûte océanique. Bien que l'extension de la lithosphère ne soit pas un mécanisme simple, des nomenclatures ont été mises au point pour décrire le processus de rifting. Dans un premier temps, nous verrons les principales caractéristiques des rifts et les éléments qui permettent de différencier les types de rifting. Nous définirons ensuite la Transition Océan-Continent (TOC) et nous verrons quels sont les mécanismes de formation proposés. Enfin nous nous concentrerons sur les particularités du rifting oblique.

A. LE RIFTING CONTINENTAL

1. Caractéristiques des rifts

a) Géomorphologie et architecture sédimentaire

Un rift est une zone où la lithosphère continentale est en extension, ce qui provoque l'affaissement de la surface de la croûte (Figure I-1). L'expression morphologique de cette extension est un long fossé d'effondrement (un graben) abruptement bordé de régions élevées (les épaules de rift, soulevées par effet thermique et/ou flexural). Les bordures abruptes sont la trace de grandes failles normales, parallèles, le long desquelles le fossé central s'est effondré. Les failles normales caractérisent les systèmes en extension en permettant l'effondrement d'un bloc par rapport à un autre. Les hauts structuraux individualisés par les failles normales sont appelés des horsts. Les bassins formés entre les horsts sont des grabens (bordés par deux failles antithétiques) ou demi-grabens (bordés par une seule faille). Lorsque le rift subit une extension suffisante pour rompre la lithosphère continentale et permettre la création de croûte océanique, les deux parties séparées du rift forment des marges passives conjuguées. Les termes de "marge passive" et "marge active" désignent respectivement les marges continentales créées lors de la séparation des continents et les marges où les continents convergent le long de zones de subduction. La passivité ou l'activité de la marge fait référence à la sismicité très importante liée aux zones de subduction, tandis que la sismicité est plus modérée le long des marges passives.

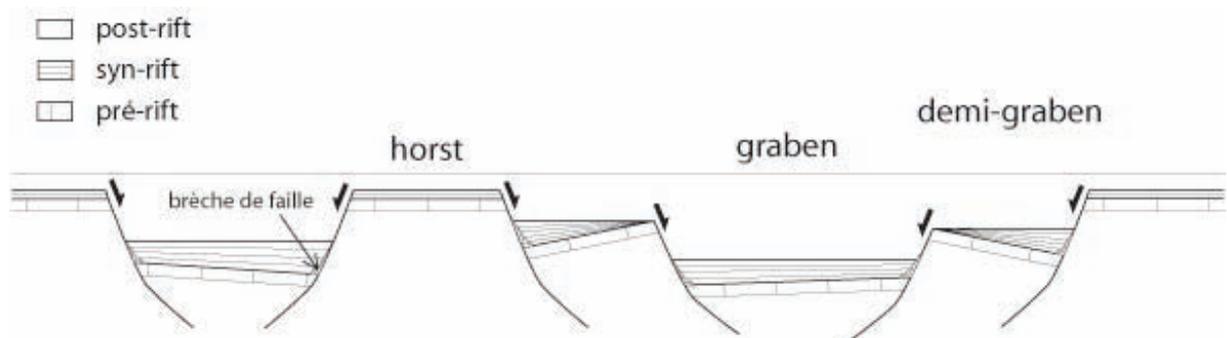


Figure I-1 : Morphologie et architecture sédimentaire d'un rift. Les sédiments pré-rift sont basculés. Les sédiments syn-rift sont disposés en éventail vers la faille dont le rejet est le plus important. Les sédiments post-rift ne sont pas déformés et donc horizontaux.

L'architecture sédimentaire observée sur la partie proximale des marges passives est caractéristique de la déformation lors du rifting (Figure I-1). Cette déformation et les sédiments associés sont qualifiés de "syn-rift". Classiquement, trois phases de dépôt sont reconnues : les phases pré-rift, syn-rift et post-rift. Prenons l'exemple simple où les sédiments pré-rift se déposent horizontalement sur le socle, avant toute déformation. Des failles normales se forment et leurs jeux (ou déplacements) successifs basculent peu à peu le socle et les sédiments pré-rift; on parle de blocs basculés. Les sédiments formés pendant le jeu des failles se déposent horizontalement et

subissent un basculement lors du prochain jeu sur les failles. Ainsi, les derniers sédiments syn-rift sont quasiment horizontaux. Au final, la structure observée est un éventail sédimentaire qui s'épaissit en se rapprochant de la faille. Il est courant d'observer des brèches sédimentaires en pied de faille.

b) Mouvements verticaux

Les rifts se forment au cours de l'extension, impliquant des forces qui s'expriment dans un plan horizontal. Néanmoins ces forces engendrent nécessairement un amincissement de la lithosphère qui se traduit par des mouvements verticaux. Certaines parties du rift subissent un soulèvement, notamment les parties les plus externes, tandis que d'autres enregistrent une subsidence. La subsidence correspond à l'enfoncement du fond d'un bassin sédimentaire au cours du temps. Elle permet de créer de l'espace et ainsi d'augmenter l'accumulation de sédiments dans le bassin. Dans un rift, on a accès à l'histoire de la subsidence pendant le rifting en étudiant l'accumulation des sédiments dans les grabens syn-rift. Mais d'importants mouvements verticaux ont aussi lieu après le rifting et sont enregistrés dans la couverture post-rift.

Il y a quatre mécanismes principaux de la subsidence (Bott 1992). La combinaison de leurs effets produit la subsidence enregistrée dans le bassin et donc observée.

- Réponse isostatique : afin de rester en équilibre isostatique, l'amincissement de la croûte est compensé par une subsidence importante en surface.
- Contraction thermique du manteau : lors de son refroidissement, le manteau se contracte et induit une subsidence de la surface (après son réchauffement qui engendre un soulèvement),
- Augmentation de la charge sédimentaire : le poids des sédiments accumulés dans les bassins accentue la subsidence.
- Intrusions magmatiques : la remontée de magma dans la croûte entraîne tout d'abord un soulèvement induit par la chaleur puis une subsidence liée à l'augmentation de la densité de la croûte lors du refroidissement.

L'idée d'une "subsidence initiale" (ou subsidence tectonique) suivie d'une "subsidence thermique" provient du modèle de McKenzie (1978b), qui a proposé un modèle thermique d'amincissement uniforme de la lithosphère (Figure I-2). Bott (1992) quantifie les mouvements verticaux syn et post-rift associés à un tel modèle. Il ne prend pas en compte la charge sédimentaire dont l'effet est moins important que celui des autres paramètres contrôlant la subsidence. Pendant la période syn-rift, alors que la lithosphère continentale est étirée, il y a une subsidence générale d'environ 2 km à la limite océan-continent. Elle résulte de la combinaison d'une subsidence lors de l'amincissement extrême de la croûte (épaisseur finale de 5 km) et d'un soulèvement lié au réchauffement du manteau engendré par l'amincissement de la lithosphère (3 km). Pendant la

période post-rift, le refroidissement, et donc l'épaississement de la lithosphère, provoque une subsidence importante (3-5 km).

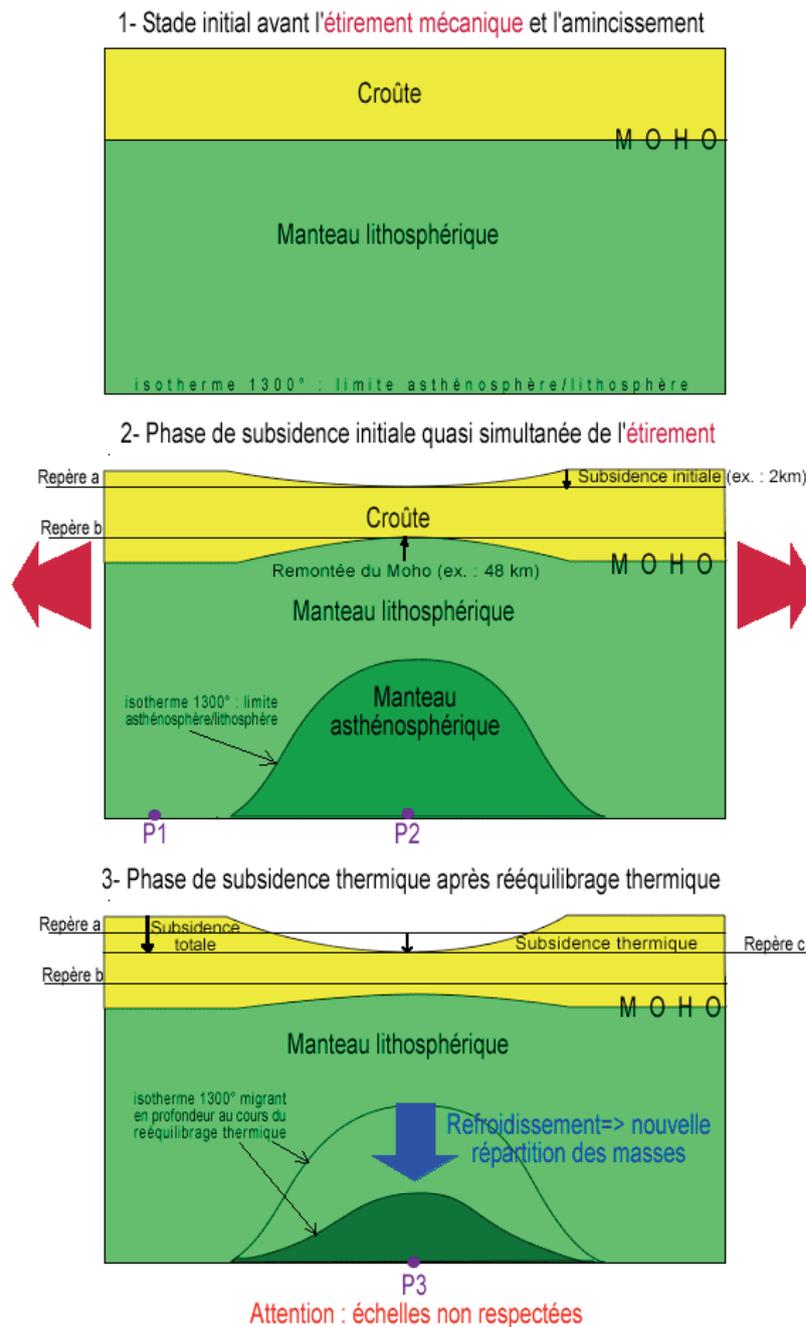


Figure I-2 : Représentation schématique des différentes phases de subsidence faisant suite à un amincissement homogène de la lithosphère (Thomas *et al.* 2004 d'après McKenzie, 1978).

2. Modes d'extension

Nous avons basé cette partie sur l'article de Brun (1999) qui donne une description précise des trois modes principaux d'extension (Figure I-3) tels qu'ils ont été définis par les modèles numériques de Buck (1991) :

- le mode de rift étroit,

- le mode de rift large (e.g., England 1983),
- le mode "core complex" (Coney 1980) qui dérive du mode de rift large et que nous ne détaillerons pas.

D'un point de vue mécanique, les rifts localisés, donc étroits, se forment au sein d'une croûte continentale d'épaisseur normale, en équilibre isostatique (30-40 km) (Figure I-3-a) (Brun & Choukroune 1983; Buck 1991). Ils aboutissent à la formation de marges passives et à la rupture du continent, permettant l'accrétion de croûte océanique. Les rifts larges (Figure I-3-b) se développent dans une croûte auparavant épaissie de l'ordre de 50-60 km (Brun & Choukroune 1983; Buck 1991) pendant ou juste après la convergence. Dans ce cas, l'extension prend fin lorsque la croûte a retrouvé une épaisseur normale.

Ces modes de rifting diffèrent dans la distribution de la déformation, dans l'évolution des structures et la variation de la topographie. Cela implique une compétition entre la résistance totale de la lithosphère et les forces de gravité. La résistance de la croûte cassante domine le processus de déformation lors de la formation des rifts étroits où la déformation est localisée. Les forces de gravité dominent lors de la formation des rifts larges et au début de la formation des "core complex".

Il est possible de définir si le rift est étroit ou large en considérant l'instabilité mécanique à l'origine de l'extension (Brun 1999). Selon le profil de résistance lithosphérique, cette instabilité peut être de type "necking" (amincissement) ou "spreading" (extension, étalement).

L'extension d'une lithosphère normale avec la formation de rifts étroits (e.g. rifts éthiopiens, Baïkal, Rhin) correspond à une instabilité de type "necking". Les rifts continentaux constituent la première phase de l'amincissement lithosphérique, qui s'effectue surtout par la remontée du Moho dont la longueur d'onde est plus importante que la largeur du rift en surface. Les marges passives correspondent à la dernière phase de l'amincissement avec une largeur caractéristique de l'ordre de 100 à 400 km et une diminution de l'épaisseur crustale depuis 30-40 km sur la marge jusqu'à 5-10 km à la Transition Océan-Continent (TOC). La morphologie du rift évolue latéralement. Sur la marge, les blocs sont larges et légèrement basculés avec des failles normales à forts pendages. Près de la TOC, les blocs sont plus petits et fortement basculés tandis que les failles normales ont un pendage plus faible.

L'extension à l'origine des rifts larges (e.g. Basin and Range, domaine égéen) se produit après une période d'au moins 20 Ma après le raccourcissement à l'origine de l'épaississement de la lithosphère. Cette période correspond à la relaxation thermique qui a affaibli la croûte épaissie et le manteau sous-jacent. Cela permet l'étalement de la lithosphère sous son propre poids aboutissant à une instabilité de type "spreading". La largeur de ces rifts peut atteindre 1000 km et correspond à la largeur du domaine précédemment épaissi augmentée par le facteur d'extension. L'extension se

termine généralement lorsque la croûte est revenue à l'équilibre isostatique avec une épaisseur de l'ordre de 30 à 40 km. La morphologie des rifts larges est caractérisée pas des horsts et des grabens ou par des "core complexes". Ces derniers correspondent à des zones locales de croûte inférieure exhumée, formées au début de l'extension.

Dans la suite de ce chapitre, et dans notre étude en général, nous nous intéresserons plus particulièrement à l'étude des marges continentales passives et donc aux mécanismes de formation des rifts étroits.

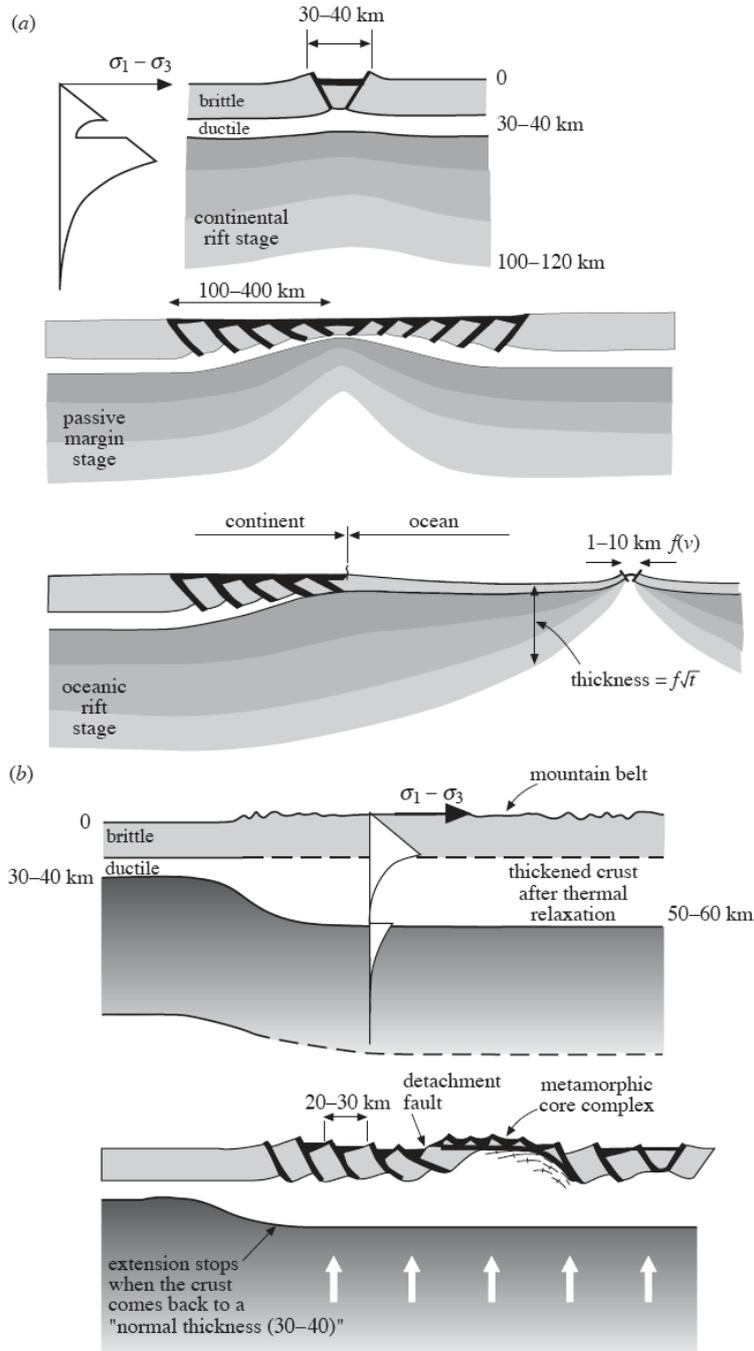


Figure I-3 : Mécanismes de formation des rifts étroits (a) et larges (b) (Brun, 1999). Une description est donnée dans le texte.

3. Moteur de l'extension

a) Initiation d'un rifting passif ou actif

La question du rifting passif ou actif est de déterminer si la remontée de l'asthénosphère sous l'axe du rift est provoquée par l'étirement de la lithosphère (rifting passif), ou bien si c'est la remontée de l'asthénosphère qui provoque l'étirement de la lithosphère (rifting actif). En d'autres termes, il s'agit de déterminer si le moteur principal de l'extension correspond aux forces aux limites et à la géométrie des plaques ou bien à la poussée lors de la remontée d'un point chaud (forces de volume). Sengor et Burke (1978) ont décrit une chronologie des événements pour chacun des deux cas (Figure I-4).

Le rifting actif est marqué dans un premier temps par un bombement topographique marqué, dont les causes sont essentiellement thermiques et liées à l'ascension d'un point chaud (Sengör & Burke 1978). Du volcanisme peut être synchrone de ce bombement, car il peut se produire une décompression de l'asthénosphère. Puis l'extension de la lithosphère débute en réponse au soulèvement. La sédimentation est donc tardive.

Le rifting passif débute par la formation d'un bassin de sédimentation avec un volcanisme rare ou absent (Sengör & Burke 1978). Puis un soulèvement d'origine thermique a lieu. Il s'accompagne d'événements volcaniques. Pour le rifting passif, le champ de contraintes régional, engendré par la géométrie et les forces aux limites des plaques, agit sur les zones de faiblesse au sein de la croûte, ou au sein de la partie mantellique de la lithosphère, ou au sein des deux.

b) Développement des marges volcaniques et non volcaniques

Le rifting actif ou passif est directement relié aux types de marges passives : volcanique ou non volcanique (Figure I-5). En effet, la quantité de matériel volcanique mise en jeu lors du rifting actif est considérablement supérieure à celle mise en jeu lors du rifting passif. Néanmoins, il est de plus en plus courant de parler de marge passive peu volcanique (magma-poor margin) plutôt que non volcanique. En effet, une activité magmatique est de plus en plus souvent mise en évidence sur ces marges, par imagerie sismique ou échantillonnage.

Bowling and Harry (2001) font une description et une comparaison précise des caractéristiques des marges volcaniques et non volcaniques. Les marges volcaniques présentent des épisodes magmatiques étendus, prolongés et souvent volumineux. Toute la région de croûte continentale étirée présente des roches intrusives et extrusives; des vitesses sismiques anormalement élevées indiquant un sous-plaquage par des roches mafiques à la base de la croûte; la présence de réflexions sismiques à pendage vers l'océan (SDR : Seaward-Dipping Reflectors) qui indiquent des séquences épaisses de coulées de lave dans la transition océan-continent; et une croûte océanique anormalement épaisse adjacente à la marge.

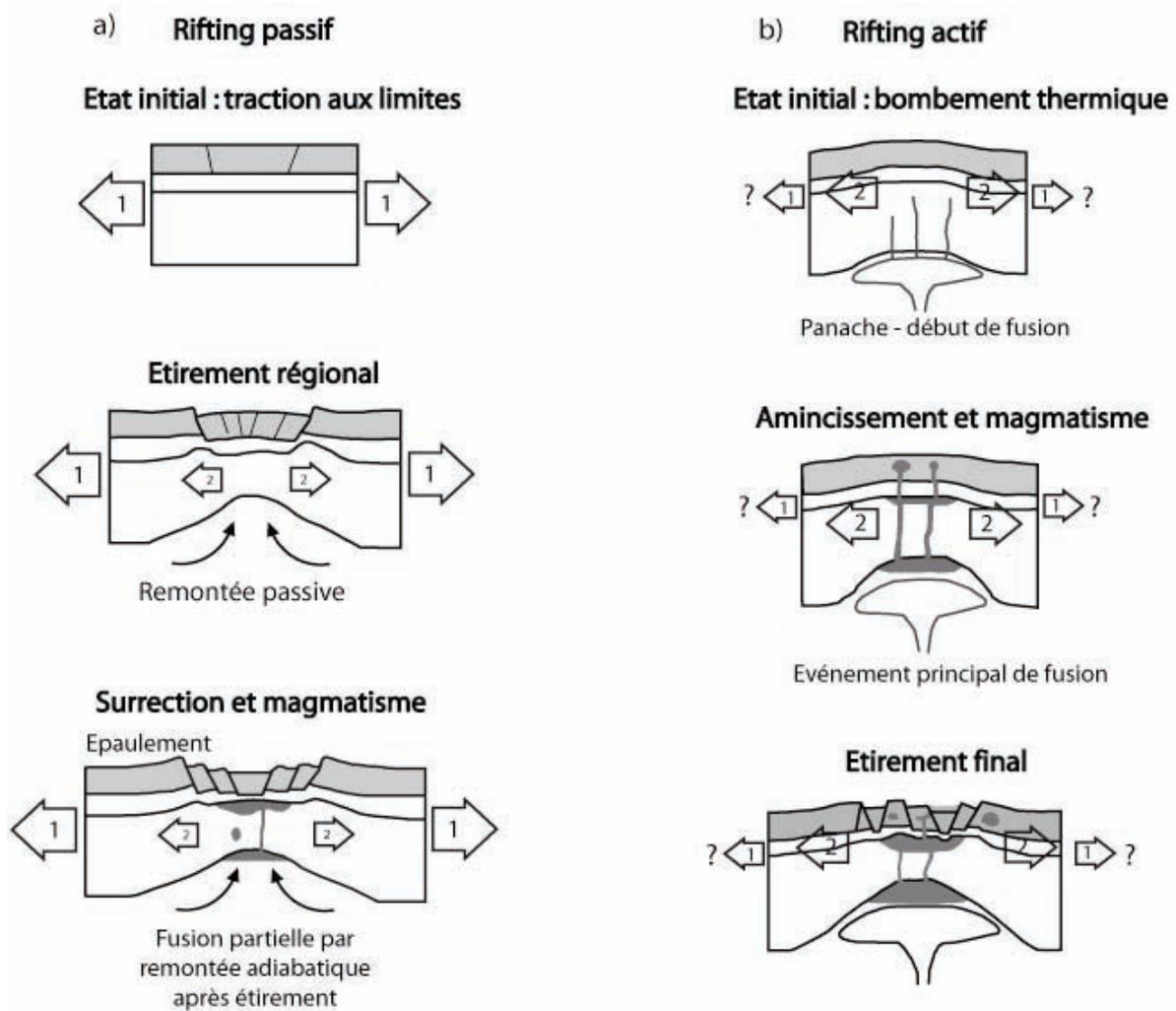


Figure I-4 : Processus au cours du rifting passif (a) et du rifting actif (b) d'après Sengör and Burke (1978).

Sur les marges non volcaniques, ni les séquences de réflecteurs à pendage vers l'océan, ni les couches de vitesses élevées ne sont observées. Les coulées magmatiques sont rares et leur volume est très modéré en comparaison. Les croûtes océaniques les plus anciennes adjacentes à la marge sont généralement anormalement peu épaisses (≤ 5 km). Certaines marges non volcaniques sont aussi caractérisées par une transition océan-continent soulignée par une région plus ou moins étendue de manteau continental exhumé (Boillot *et al.* 1988; Beslier *et al.* 1993; Chian *et al.* 1995b; Beslier *et al.* 1996b; Chian *et al.* 1999; Whitmarsh *et al.* 2001a). On représente souvent uniquement des failles à vergence vers l'océan sur les marges non volcaniques mais de plus en plus de failles à fort rejet pentées vers le continent sont observées. Les marges non volcaniques sont relativement rares : environ 90% des marges passives sont volcaniques contre 10% non volcaniques ou peu volcaniques (d'après Menzies *et al.* 2002).

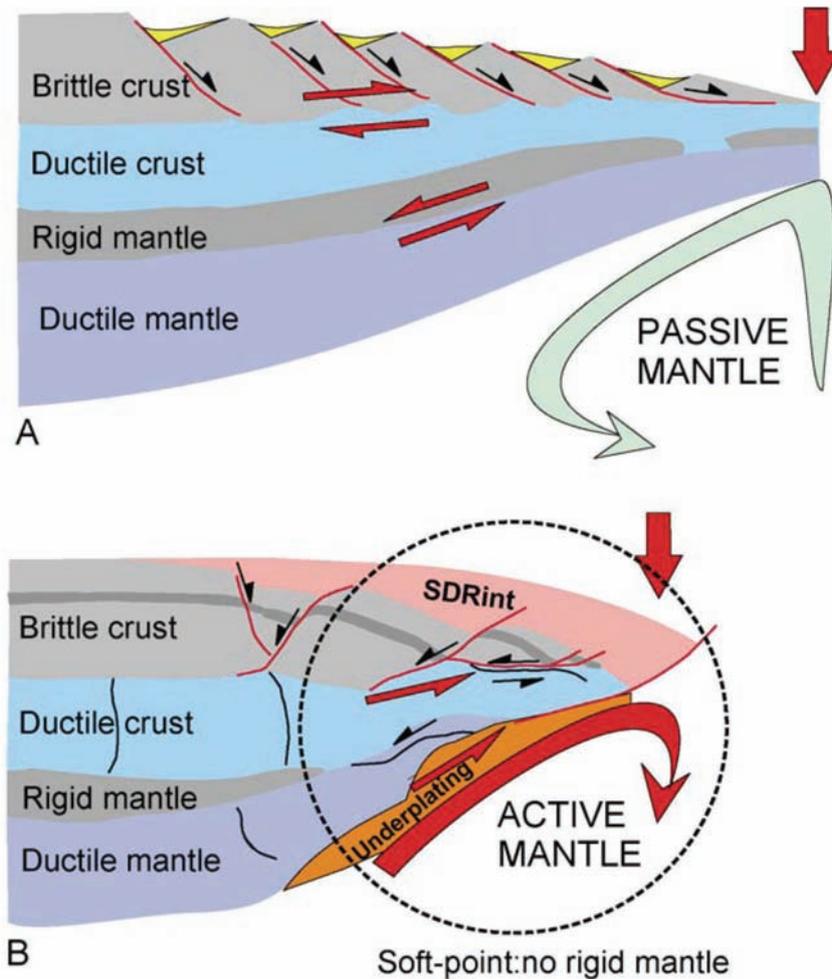


Figure I-5 : Relation entre la dynamique du manteau (passif ou actif) et le type de marge (non volcanique ou volcanique), proposée par Geoffroy (2005) et inspirée de Brun and Beslier (1996) et Callot *et al.* (2002). A: marge passive non volcanique. B : marge passive volcanique. La flèche rouge localise la rupture continentale. SDRint : prismes de laves inclinées vers l’océan en position interne (SDR : Seaward-Dipping Reflectors).

Le manque de produits de fusion partielle sur ces marges reste énigmatique. Les marges non volcaniques sont de plus en plus documentées comme la marge ouest-ibérique, la marge Nord-Gascogne, la marge de Goban Spur, la marge sud-ouest australienne, et le sud de la Mer du Labrador (e.g., Lorenzo & Vera 1992; Beslier *et al.* 1993; Horsefield *et al.* 1994; Chian *et al.* 1995b; Finlayson *et al.* 1998; Thinon *et al.* 2003; Beslier *et al.* 2004).

Les différences entre les marges volcaniques et non volcaniques sont souvent attribuées aux différences de température initiale du manteau, de taux et de durée d’extension et d’épaisseur lithosphérique (Bown & White 1995), mais aussi aux différences de style structural (comme la présence ou l’absence de détachement d’échelle lithosphérique) (Lister *et al.* 1986), ou aux différences de convection du manteau sous l’axe du rift (Hopper *et al.* 1992). Cependant Bowling and Harry (2001) soulignent que certaines observations suggèrent d’autres hypothèses. En particulier, la présence de croûte océanique adjacente aux marges non volcaniques requiert

l'ascension de manteau relativement chaud à faible profondeur à la fin du rifting, ce qui est difficile à relier à des modèles où le magmatisme syn-rift est inhibé par un manteau froid. Les taux d'extension des marges volcaniques et non volcaniques ont des ordres de grandeur assez semblables, ce qui ne va pas dans le sens d'une inhibition du magmatisme syn-rift par une légère convection du manteau ou un refroidissement par conduction du manteau qui induiraient des différences majeures dans les taux d'extension et les géométries des marges. Bowling and Harry (2001) proposent une nouvelle hypothèse où la différence entre les marges volcaniques et non volcaniques est reliée aux processus intraplaques contrôlés par la structure rhéologique pré-extensive de la lithosphère (taux d'extension, degré d'hétérogénéités rhéologiques, épaisseur de croûte initiale). Leurs modèles suggèrent que la formation d'une marge non volcanique pourrait résulter de l'extension d'une croûte rhéologiquement homogène sans considérer un manteau froid. La décompression permettant la fusion partielle de l'asthénosphère est alors releguée aux derniers 10% de l'extension syn-rift.

Dans une toute autre optique, Courtillot *et al* (1999a) proposent un scénario mixte d'évolution où un élément actif (point chaud) est indispensable au développement d'une marge passive qu'elle soit volcanique ou non. Les auteurs suggèrent que beaucoup des marges non volcaniques résultent de l'extension imposée aux limites de plaques lorsque des marges volcaniques se forment suite à la remontée d'un point chaud. La géométrie des bassins océaniques serait alors la conséquence d'un petit nombre de point chauds engendrant des marges volcaniques, et de la connexion et propagation de rifts froids formant des marges non volcaniques

La différenciation entre marge volcanique et marge non volcanique n'est pas toujours clairement établie (marge marocaine, Maillard *et al.* 2006) et il est fréquent d'observer le passage de caractéristiques volcaniques à des caractéristiques non volcaniques le long d'une marge (e.g. Golfe de Californie, Lizarralde *et al.* 2007). Si la relation entre la mise en place d'un point chaud et la formation de marges volcaniques est bien établie, les causes de la formation de marges non volcaniques restent floues. Elle résultent de l'extension d'une lithosphère froide soumise aux forces aux limites des plaques, mais ces forces sont-elles directement liées aux points chauds agissant sur d'autres limites ? Nous allons maintenant nous intéresser aux mécanismes de formations des marges passives, qu'elles soient volcaniques ou non.

4. Formation des marges continentales passives

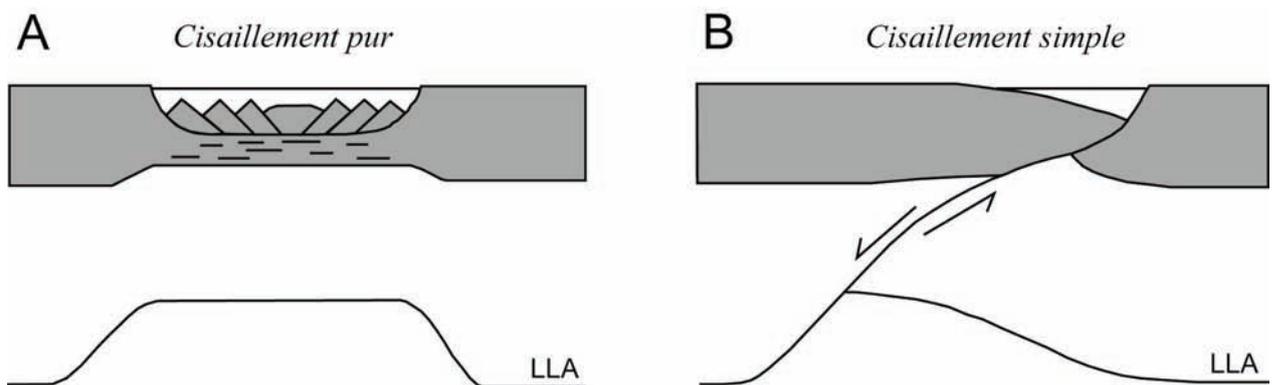
a) Les modèles fondateurs

Le mécanisme de la formation des marges passives est encore mal connu et la question reste posée sur le ou les modes de cisaillement qui affecte la lithosphère: cisaillement pur ou simple ou une combinaison des deux (Figure I-6). Les deux cas extrêmes considèrent soit un cisaillement pur et uniforme à l'échelle de la lithosphère (McKenzie 1978a), soit un cisaillement simple à l'échelle

de la lithosphère (Wernicke 1985). Cela revient à considérer un rifting symétrique ou asymétrique à l'échelle de la lithosphère. Néanmoins il ne faut pas confondre les mécanismes et les objets. Un rift de géométrie symétrique peut très bien résulter de mécanismes asymétriques (et réciproquement).

Le modèle d'extension par cisaillement pur (McKenzie 1978a) correspond à une évolution symétrique de la zone de rift continental (Figure I-6-A). Selon cette hypothèse, l'amincissement lithosphérique total se situe à l'aplomb de l'amincissement de la lithosphère mantellique. Ce modèle implique un étirement uniforme de la lithosphère.

Le modèle d'extension par cisaillement simple (Wernicke 1985) fait intervenir une zone de cisaillement unique à l'échelle lithosphérique (Figure I-6-B). Les amincissements crustaux et lithosphériques ne sont pas superposés. L'étirement de la lithosphère est variable en fonction de la profondeur. Les modèles asymétriques mettent en jeu un ou des détachements qui passent à travers la croûte et le manteau lithosphérique. Ces failles peuvent accommoder des dizaines de kilomètres de rejet et finalement conduire à l'exhumation de matériaux mantelliques à la surface (Boillot et al., 1987).



LLA : Limite Lithosphère-Asthénosphère

Figure I-6 : A. Le modèle d'extension par cisaillement pur. Le rift est symétrique. D'après McKenzie, 1978. B. Modèle d'extension par cisaillement simple. Le rift est asymétrique en surface et en profondeur. D'après Wernicke, 1985. Figure modifiée d'après Michon (2000).

En termes de flux de chaleur et de topographie, ces deux modes de cisaillement induisent des profils très différents dans les modélisations numériques (Buck *et al.* 1988). Pour le modèle de cisaillement simple, l'extension résulte en un soulèvement asymétrique à travers le rift. Les pics de flux de chaleur et de soulèvement thermique sont centrés sur l'intersection de la zone de cisaillement avec la surface. Pour le modèle de cisaillement pur, plus le rift est étroit, plus le flux de chaleur en surface est important. Une subsidence localisée due à l'amincissement est suivie d'une longue phase de relaxation thermique caractérisée par une seconde phase de subsidence, dite post-rift. Pour un même taux d'extension, le modèle de cisaillement pur peut mener à des

remontées de magmas mantelliques bien avant le modèle de cisaillement simple. Néanmoins, ces résultats numériques n'ont été comparés qu'aux observations disponibles sur le rift de la Mer Rouge (Wernicke 1985; Cochran *et al.* 1986; Cochran & Martinez 1988; Gaulier *et al.* 1988).

Des modèles analogiques et numériques reproduisent le développement de rift en mode symétrique ou asymétrique. Ces modèles sont souvent comparés aux marges très bien documentées, comme les marges conjuguées ouest-ibérique et de Terre Neuve, dont la mise en place et l'évolution restent encore mal contraintes. Ces modèles simples ont servi de référence pour beaucoup d'études du rifting, mais il s'avère qu'ils restent insuffisants pour refléter toute la complexité des processus mis en jeu. Notamment les observations d'étirement variable avec la profondeur et de mouvements verticaux ne sont pas bien expliquées par les modèles simples. Ces phénomènes ont pourtant des implications importantes sur l'histoire thermique et l'histoire de la subsidence des bassins et des marges. Ces informations sont entre autres importantes pour la modélisation de la maturation des hydrocarbures.

Le modèle de cisaillement pur a souvent été appliqué à la formation des rifts intracontinentaux (e.g., White 1990). Sur les marges continentales passives, le taux d'étirement calculé pour la croûte est généralement plus faible que celui calculé pour l'ensemble de la lithosphère. Il y aurait donc un étirement variable avec la profondeur (e.g., Driscoll & Karner 1998; Davis & Kusznir 2004) qui n'est pas compatible avec le modèle de cisaillement pur uniforme. Les modèles en cisaillement simple, quant à eux, induisent un étirement non uniforme avec la profondeur puisque l'emplacement de l'extension dans la croûte est latéralement décalé par rapport à celui du manteau lithosphérique (e.g., Wernicke 1985; Hopper & Buck 1998). Néanmoins, ils n'expliquent pas bien la subsidence observée sur les marges alors que les modèles en cisaillement pur, qui sont plus réalistes de ce point de vue, sont d'ailleurs encore utilisés en première approximation dans l'étude de la subsidence et de la thermique des rifts.

Des modèles mixtes ont ainsi vu le jour pour essayer d'expliquer au mieux la plupart des observations. Ils combinent les deux types de cisaillement à des échelles plus réduites ou en les faisant se succéder. Nous allons maintenant étudier ces modèles. Malgré l'abandon des mécanismes globaux de cisaillement simple et pur à l'échelle lithosphérique, les nouveaux modèles peuvent être séparés selon que leur développement est symétrique ou asymétrique.

b) Modèles mixtes à développement symétrique

Intéressons-nous d'abord aux modèles à développement symétrique. Contrairement au modèle de McKenzie (1978), ces modèles induisent un étirement variable en profondeur au sein de la lithosphère. Différentes combinaisons des modes de cisaillement simple et pur ont été étudiées.

Brun et Beslier (1996) ont réalisé des modèles analogiques quadricouche (croûte supérieure et toit du manteau fragiles, croûte inférieure et manteau lithosphérique ductiles) afin de comprendre

les mécanismes de l'extension d'une lithosphère froide et l'exhumation du manteau associée. Ces modèles tendent à montrer que l'exhumation du manteau est possible en combinant différents types de cisaillement lors de l'extension (Figure I-7). Dans ces modèles, le 'necking' (ou striction) de la lithosphère est globalement symétrique (cisaillement pur), mais la structure interne de la zone amincie est asymétrique. Cette asymétrie est une conséquence de la localisation de la déformation en profondeur au toit du manteau fragile, et du développement de zones de cisaillement conjuguées, à faible pendage, dans les niveaux ductiles (cisaillement simple) qui joignent les zones d'amincissement décalées de la croûte et du manteau fragiles (boudinage) (Figure I-7-b,c). Les niveaux ductiles sont ainsi des niveaux de découplage au sein de la lithosphère induisant un étirement différentiel des niveaux lithosphériques dans la zone amincie. Lorsque l'extension est suffisante pour provoquer la rupture complète du manteau supérieur cassant, les zones de cisaillement de la croûte inférieure et du manteau ductiles sont directement superposées. L'extension localisée dans cette zone de faiblesse lithosphérique peut conduire à l'exhumation complète du manteau lithosphérique dans la zone de rupture de la croûte continentale (Figure I-7-d).

Les modèles numériques de Nagel et Buck (2004) puis de Nagel et Buck (2007) reproduisent l'architecture des marges passives conjuguées. La déformation est d'abord de type "necking" (amincissement uniforme mettant en jeu un cisaillement pur) au sein de la croûte et du manteau (Figure I-8-a). La déformation cassante est distribuée dans la croûte supérieure. L'amincissement se localise au-dessus d'une perturbation thermique initiale. Puis la déformation est de type cisaillement simple avec des zones de cisaillement qui connectent les failles avec le centre du rift. Par conséquent, la croûte supérieure s'amincit vers le centre du rift. La croûte inférieure flue et migre passivement vers les côtés. Les failles actives se localisent au centre du rift (Figure I-8-b). Le manteau est dénudé dans la zone de rupture de la croûte (Figure I-8-c). Puisqu'ils reproduisent les caractéristiques des marges passives, ces modèles tendent à montrer que beaucoup des observations utilisées comme témoins du rifting asymétrique sont compatibles avec les modèles symétriques. Les conditions initiales de ces modèles imposent néanmoins beaucoup de contraintes. Il doit y avoir une croûte moyenne faible sur une croûte inférieure beaucoup plus résistante et une faiblesse thermique horizontale est imposée au début du rifting.

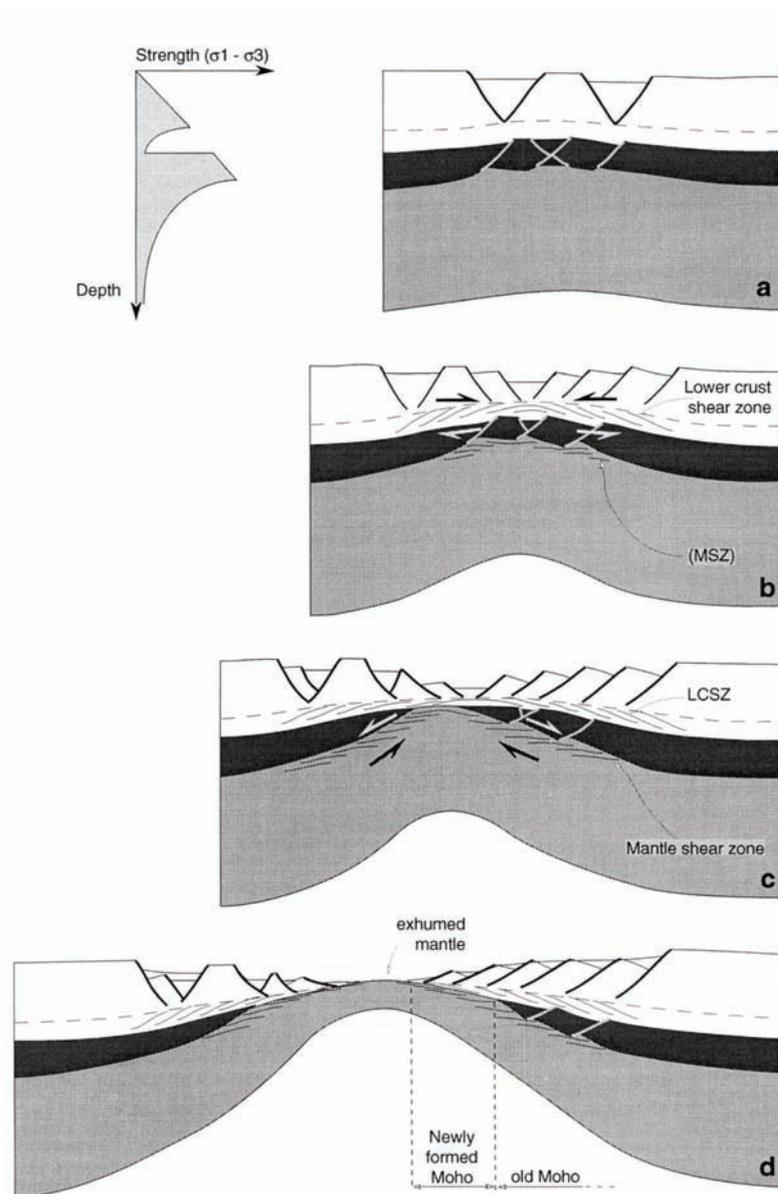


Figure I-7 : Model d'étirement d'un modèle analogique quadricouche (cassante et ductile) permettant l'exhumation du manteau (Brun & Beslier 1996). La déformation du rift est globalement symétrique mais combine à la fois des zones de cisaillement pur et simple. Blanc : croûte inférieure et supérieure. Noir : manteau supérieur cassant. Gris : Manteau supérieur ductile. Mantle Shear Zone (MSZ) : zone de cisaillement du manteau. Lower Crust Shear Zone (LCSZ) : zone de cisaillement de la croûte ductile.

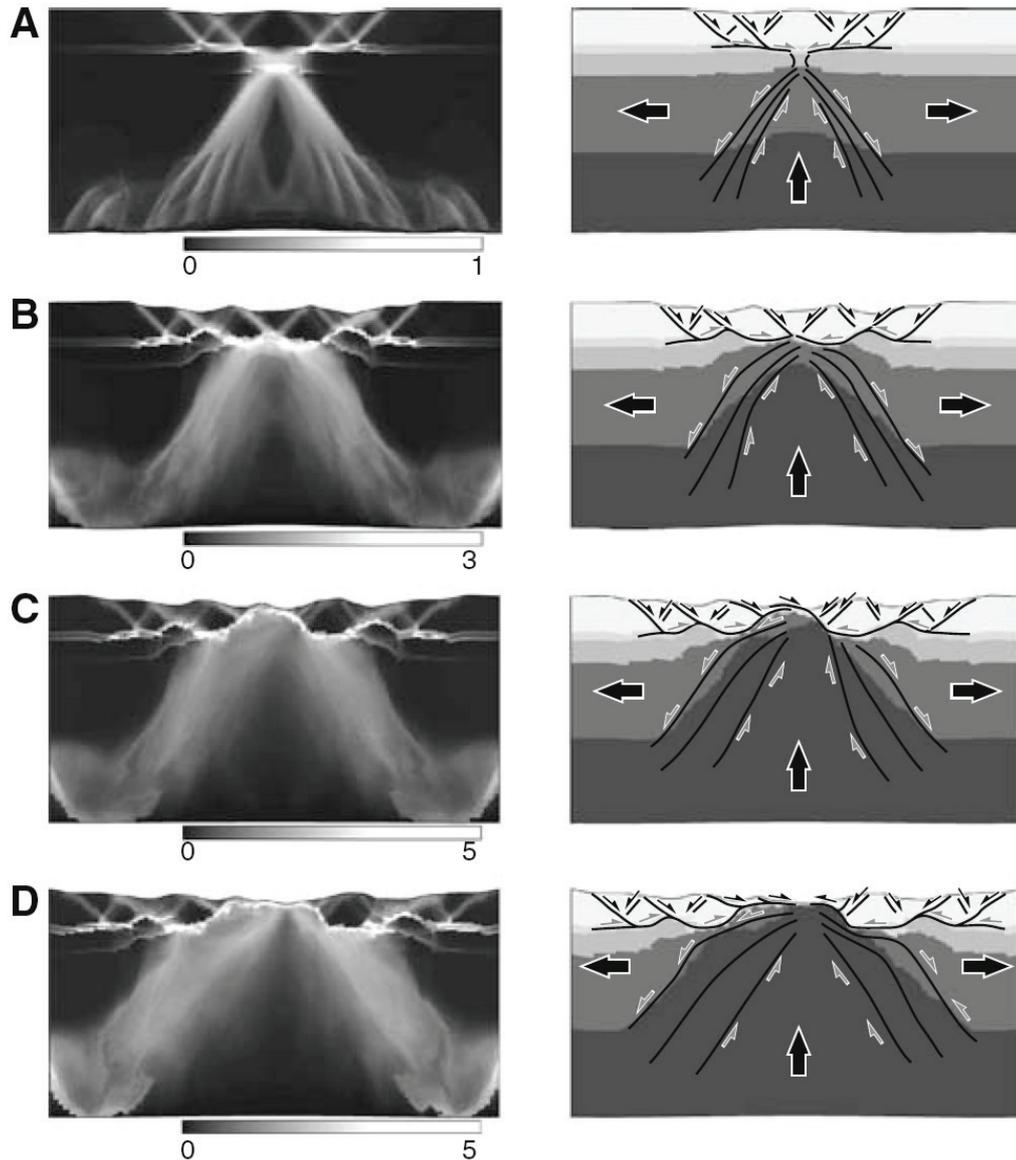


Figure I-8 : Modèles numériques de développement symétrique du rifting de Nagel et Buck (2004) puis de Nagel et Buck (2007). Colonne de gauche : Distribution de la déformation. Colonne de droite : Distribution de la croûte supérieure (blanc), moyenne (gris très clair) et inférieure (gris clair), du manteau supérieur (gris) et de l'asthénosphère (gris foncé). Différents stades sont représentés après 10 (A), 45 (B), 75 (C), et 100 km (D) d'extension.

Le modèle conceptuel de Davis et Kusznir (Davis & Kusznir 2004) est symétrique en combinant l'effet de deux zones de détachement qui pendent chacune vers un continent (Figure I-9-B). En considérant que l'étirement variable en profondeur et l'exhumation du manteau sont générés par les processus d'accrétion précoce, ces phénomènes pourraient avoir lieu simultanément et symétriquement sur les marges conjuguées. L'étirement variable en profondeur est probablement produit par le découplage entre la croûte et le manteau continental, soit par des zones de cisaillement localisées, soit, plus probablement, par des zones de détachement diffuse. Les marges conjuguées seraient alors symétriques avec deux zones de détachement localisées ou diffuses qui pendent chacune vers un continent.

Ce modèle conceptuel est repris et appuyé par Weinberg *et al.* (2007) (Figure I-9). Leurs modèles numériques montrent que le rifting symétrique et l'exhumation du manteau sont contrôlés par le développement de détachements au sein du manteau et de la croûte avec des taux de déformation variables en fonction de la profondeur (Figure I-9-A). Les détachements au sein du manteau s'initient spontanément. Ces modèles numériques sont basés sur les effets de feed-back énergétiques au sein et entre les différentes couches lithosphériques. Par conséquent, le profil de résistance de la lithosphère évolue dynamiquement (Regenauer-Lieb *et al.* 2006). Contrairement à d'autres modèles (Nagel & Buck 2004; Lavier & Manatschal 2006; Nagel & Buck 2007), ce modèle n'impose pas d'hétérogénéités majeures thermiques ou rhéologiques ou de lois d'affaiblissement qui contrôlent la localisation de la déformation et le développement de détachements.

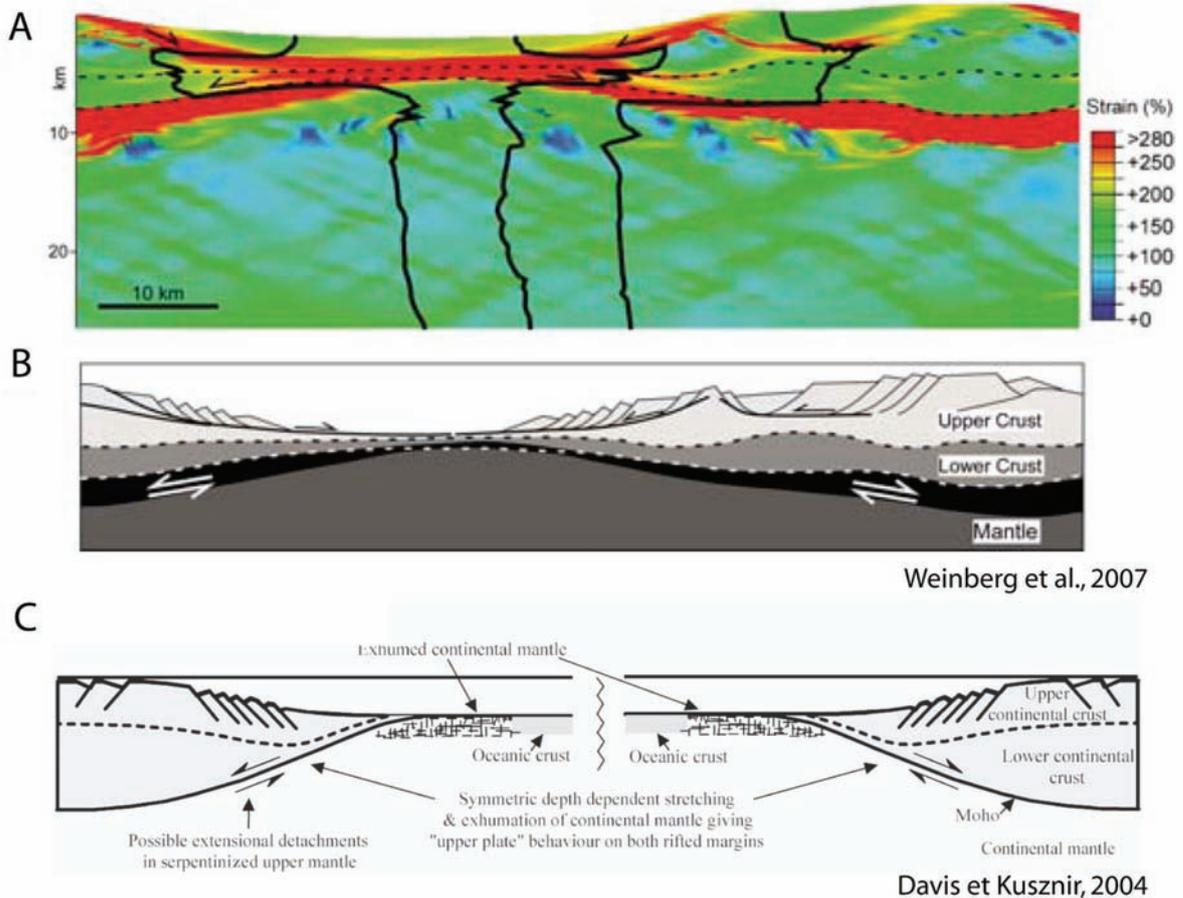


Figure I-9 : Modèles de développement symétrique du rifting et d'exhumation de dôme de manteau de type "core complex" (Davis & Kuszniir 2004; Weinberg *et al.* 2007). A. Distribution de la déformation dans le modèle de Weinberg *et al.* (2007) après une extension de 15 Ma. Les pointillés marquent les limites des couches (quartz, feldspaths et olivine), les lignes noires sont des marqueurs à l'origine verticaux. B. Interprétation des résultats numériques représentés en A. C. Diagramme conceptuel de Davis et Kuszniir (2004), montrant un étirement symétrique, variable selon la profondeur, et l'exhumation du manteau continental sur les marges conjuguées.

Les modèles numériques de Huisman et Beaumont (2008) reproduisent deux phases de rifting avec un découplage de la croûte et du manteau. La première consiste en un étirement

distribué sur une large région dans la croûte et d'un amincissement par "necking" d'une zone plus restreinte du manteau lithosphérique. Durant la seconde phase, l'extension est localisée dans la partie distale de la marge induisant un amincissement par "necking" de la croûte puis la rupture continentale.

c) Modèles mixtes à développement asymétrique

Tout d'abord, rappelons que l'asymétrie observée sur des marges conjuguées ne reflète pas forcément un mécanisme de formation asymétrique. Les modèles analogiques de Corti et Manetti (2006) reproduisent un rift asymétrique à partir d'une asymétrie initiale du Moho. Les modèles montrent que l'asymétrie des rifts ne doit pas être synonyme d'une évolution en cisaillement simple. En effet, leurs résultats suggèrent qu'aucune zone majeure de cisaillement à l'échelle lithosphérique n'est nécessaire pour produire une distribution finale asymétrique des structures. Cela conforte les précédents résultats des modèles analogiques (Brun & Beslier 1996) et numériques (e.g., Bassi *et al.* 1993; Nagel & Buck 2004).

D'autres modèles conceptuels mettent en jeu des mécanismes asymétriques pour la formation des marges passives. Citons par exemple les études sur la marge de la Galice (Boillot *et al.* 1987; Reston *et al.* 1996; Manatschal & Bernoulli 1999; Whitmarsh *et al.* 2001a), sur les marges fossiles adriatique et alpine (Froitzheim & Manatschal 1996; Manatschal 2004) et sur la marge nord-ouest australienne (Driscoll & Karner 1998).

Dans le modèle de Driscoll and Karner (1998), un détachement sépare la déformation ductile de la déformation cassante dans la croûte. L'intersection du détachement avec la surface correspond au flux de chaleur maximal. Puis la remontée de l'asthénosphère déforme le détachement qui présente finalement deux vergences, chacune vers un continent. La zone de déformation se localise sur le futur emplacement de la rupture continentale et la croûte continentale est fortement intrudée à cet endroit.

Sur la base d'observations de la marge ibérique, les modèles conceptuels de Manatschal (2004) et Lavier et Manatschal (2006) reproduisent la séquence de modes d'extension (1) en cisaillement pur puis (2) en cisaillement simple et enfin (3) par accréation lente (Figure I-10). Ces modèles sont basés sur le modèle de Whitmarsh *et al.* (2001) (Figure I-11). Le rifting débute au sein d'une croûte continentale de 30 km, équilibrée isostatiquement. (1) Le rifting initial est contrôlé par le fluage ductile de la croûte inférieure qui est associé à de la subsidence. Les grabens sont bordés par des failles listriques qui s'enracinent à la transition croûte ductile / croûte cassante. La croûte se refroidit au cours du rifting. Il n'y a quasiment pas de magmatisme et le rift est symétrique à l'échelle de la lithosphère. L'amincissement par "necking" du manteau supérieur se développe à partir d'une faiblesse thermique ou mécanique provoquant éventuellement un sous-plaquage. L'amincissement du manteau est décalé par rapport à l'amincissement de la croûte. (2) La

faiblesse guide l'ascension de l'asthénosphère, qui en retour contrôle la localisation et l'évolution des derniers stades du rifting et de la rupture continentale. La transition d'un rifting non magmatique et symétrique à une accréation comprend une phase de transition très tardive où le cisaillement simple est dominant et le rifting continental est en partie asymétrique. Cette transition coïncide avec le début de l'augmentation du magmatisme. Elle est caractérisée par la localisation de l'extension dans la croûte continentale et le long de détachements dans le manteau supérieur puis le long de failles concaves avec un mouvement du toit vers l'océan qui conduit à l'exhumation du manteau. (3) Finalement, l'asthénosphère ascendante, mais avec une influence de plus en plus étroite, localise le magmatisme et la tectonique typiques d'une ride médio-océanique. Les mécanismes du rifting sont donc principalement symétriques dans ces modèles. Seule la toute dernière phase est asymétrique et elle est d'ailleurs qualifiée de phase d'exhumation dans les modèles de Lavier et Manatschal (2006) (Figure I-10).

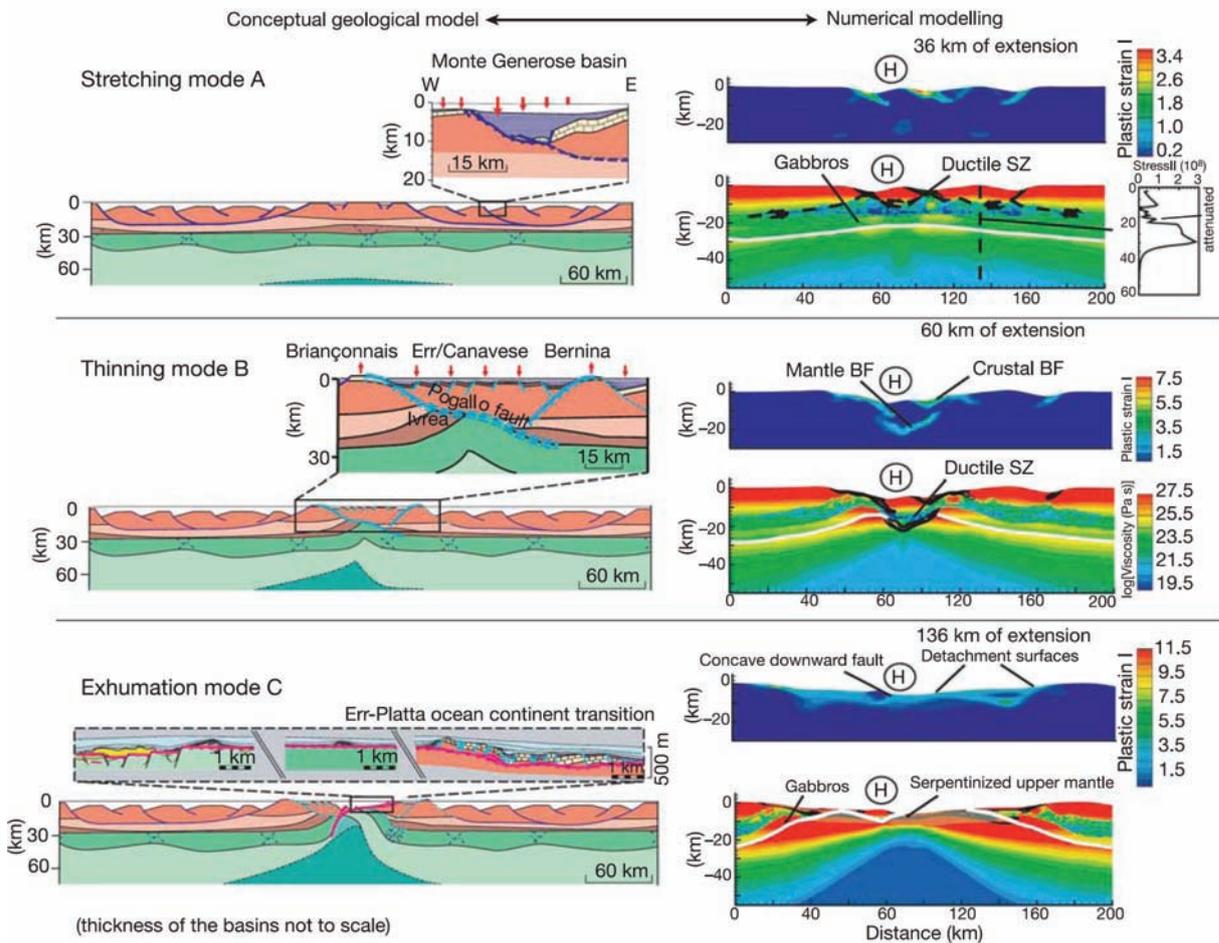


Figure I-10 : À gauche, modèle conceptuel de Manatschal (2004) composé de trois modes d'extension successifs : le mode d'étirement (A), le mode d'amincissement B) et le mode d'exhumation (C). A droite, comparaison au modèle numérique de Lavier et Manatschal (2006).

Néanmoins, ces modèles sont confrontés à une observation troublante. En effet, on observe souvent une subsidence régionale importante associée à une déformation cassante mineure sur les marges passives conjuguées. Cela implique une extension plus importante de la croûte inférieure

ductile et du manteau par rapport à celle de la croûte supérieure cassante, c'est-à-dire un étirement variable avec la profondeur. Et c'est en effet le résultat que l'on obtient en calculant le taux d'étirement de la croûte cassante qui est inférieur à celui de l'ensemble de la lithosphère.

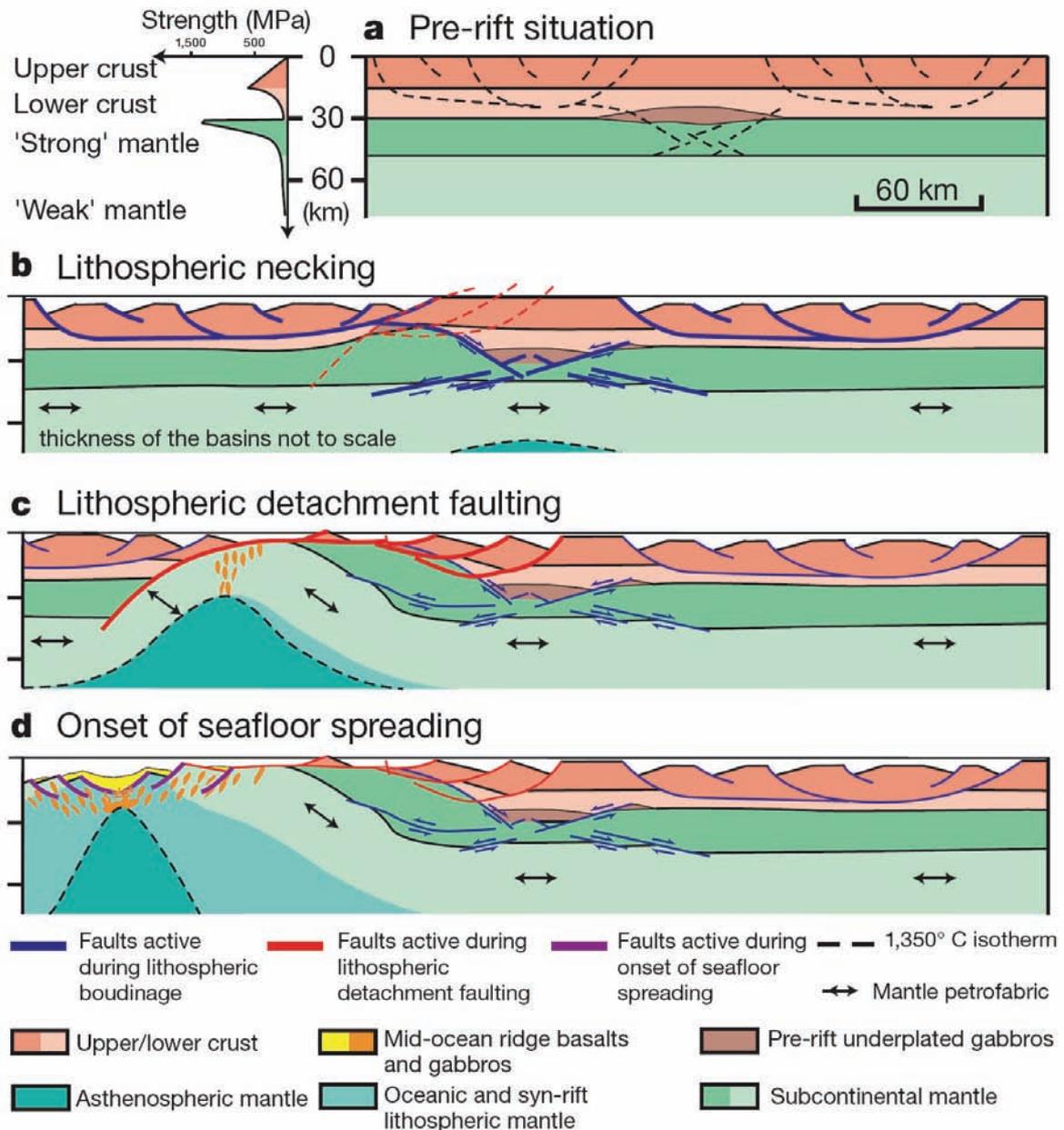


Figure I-11 : Modèle d'évolution d'une marge passive non volcanique (Whitmarsh *et al.* 2001a). Le bord droit est considéré comme fixe. A. Rhéologie de la lithosphère continentale initiale. Des gabbros sont sous-plaqués à la base de la croûte. B. "Necking" du manteau résistant au-dessous des gabbros où la lithosphère est plus faible et permet à l'asthénosphère de remonter. La déformation de la croûte se localise dans les parties adjacentes avec la formation de grabens là où la croûte inférieure s'amincit par fluage ductile. C. La structure thermique, la réponse gravitaire et la remontée asthénosphérique commencent à influencer le rifting. Changement de géométrie : les failles listriques s'enracinent dans des couches faibles horizontales tandis que les failles concaves dans des zones faibles sub-verticales. D. L'asthénosphère remonte et permet l'intrusion de basaltes dans le manteau sous-continental. Des niveaux plus profonds du manteau sont exhumés vers l'océan. L'augmentation des produits de fusion conduit à la formation d'une croûte océanique continue et la lithosphère engendre un manteau supérieur océanique, marquant le début de l'accrétion.

Or les modèles à développement asymétrique prédisent un étirement variable avec la profondeur uniquement sur la plaque supérieure du détachement alors que ces observations ont été faites sur les deux marges conjuguées en plusieurs endroits (e.g marges ibérique et de Terre-Neuve (Tankard & Welsink 1987; Boillot *et al.* 1988), marges sud-Atlantique (Karner *et al.* 1997). Il est donc souvent difficile de déterminer quelle est la plaque supérieure et donc le sens de l'asymétrie qui varie selon les auteurs. On parle alors du paradoxe de la plaque supérieure énoncé par Driscoll *et Karner* (1998).

Les modèles qui ont suivi cette constatation tentent généralement d'expliquer le paradoxe de la plaque supérieure. Certains remettent en cause les observations d'une déformation mineure de la croûte cassante. Ils ne considèrent donc pas un étirement variable avec la profondeur. C'est le cas de Reston (2007) qui soutient que la répartition des vitesses sur les marges montre que la croûte supérieure et inférieure s'amincissent de manière identique. L'écart de taux d'étirement observé serait dû à des phases multiples de déformation non reconnues ainsi qu' à des failles constituant le toit du socle acoustique.

Dans une optique similaire, Lavier et Manatschal (2006) proposent que la déformation cassante mineure associée à une subsidence n'est en fait qu'apparente sur la plaque inférieure. La déformation ne laisserait pas d'indicateurs détectables par la sismique. Cela pourrait être le cas dans leur modèle (Figure I-10) où de grandes surfaces tectoniques sont mises à l'affleurement le long de détachements, au cours de l'exhumation simultanée de manteau et de croûte moyenne. Il y a donc un manque apparent de croûte riftée et de sédiments pré-rift dans la zone mais ces surfaces sont issues d'une déformation importante non visible.

D'autres modèles préfèrent considérer un étirement variable avec la profondeur mais avec un développement symétrique. C'est le cas des modèles de Brun et Beslier (1996), Davis et Kuszniir (2004), Weinberg *et al.* (2007) et Nagel et Buck (2004, 2007), déjà détaillés dans la partie (I.A.4.b)

Dans une toute autre optique, Kuszniir and Karner (2007) proposent un nouveau modèle de rupture continentale, d'initiation de l'accrétion océanique et de formation des marges riftées. Le modèle part du principe que le processus dominant contrôlant l'amincissement de la lithosphère est un flux divergent ascendant au sein de la lithosphère continentale et de l'asthénosphère plutôt qu'un étirement et un amincissement uniformes. L'origine de ce flux peut être liée à un flux asthénosphérique à proximité d'une zone d'accrétion océanique qui se propage (Taylor *et al.* 1999), à une asthénosphère anormalement chaude (point chaud) et/ou à des instabilités de convection dans la lithosphère épaissie d'un orogène (Gemmer & Houseman 2004).

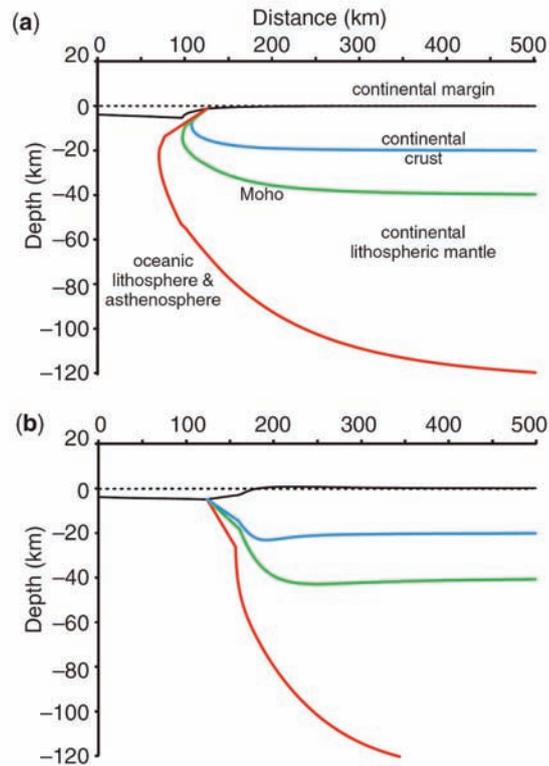


Figure I-12 : Résultats partiels des modèles de Kusznir and Karner (2007). Coupes lithosphériques obtenues après 12,2 Ma d'amincissement lithosphérique puis 12,5 Ma d'accrétion océanique. (a) marge non volcanique. (b) marge volcanique. La bathymétrie est représentée par la ligne pointillée.

Les auteurs ont effectué une modélisation de la dynamique de fluides représentant la déformation de la lithosphère continentale. Ils analysent ainsi l'amincissement lithosphérique et parviennent à expliquer l'extension variable avec la profondeur et le manque de déformation cassante syn-rift dans la croûte supérieure. Ils expliquent aussi la transition entre l'amincissement lithosphérique puis la rupture continentale et l'accrétion océanique, et arrivent à prédire la diversité des structures observées sur les marges continentales riftées (volcaniques et non volcaniques), notamment la largeur de la transition océan-continent.

B. FORMATION DE LA TRANSITION OCEAN-CONTINENT

L'étude de la transition océan-continent (TOC) est primordiale pour comprendre les processus de déchirure continentale car elle offre l'opportunité d'accéder à des niveaux lithosphériques profonds (base de croûte et manteau) exhumés dans la zone de rupture continentale, alors qu'ils sont généralement inaccessibles dans les zones de rift. Après avoir donné la définition et décrit les principales caractéristiques de la TOC, nous verrons quels sont les différents types de TOC envisagés et enfin les mécanismes de formation que chacun d'entre eux impliquent.

1. Définition et caractéristiques générales

La transition océan-continent ou TOC est un domaine transitionnel assurant le passage d'une croûte continentale amincie à une croûte océanique sur les marges passives non volcaniques. Sa formation est contemporaine de la déchirure continentale. Ce domaine se forme donc après ou à la fin de la phase de rifting et avant le début de l'accrétion océanique. Les caractéristiques géophysiques de la TOC sont intermédiaires entre celles de la croûte continentale amincie et celles de la croûte océanique.

Le terme de transition océan-continent est parfois discuté. Sur les marges volcaniques, d'épais corps composés de gabbros sont sous plaqués à la base de la croûte (fortes vitesses, 7,5 km/s en sismique réfraction) et la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique est brutale (e.g., Eldholm *et al.* 1995). On parle alors de limite océan-continent, sans domaine transitionnel. Sur les marges non volcaniques, et lorsque la nature de la TOC est connue, certains auteurs parlent de limite océan-continent car le matériel qui la compose est soit d'origine continentale (croûte ou manteau supérieur) soit d'origine océanique. Néanmoins lorsque la nature même du socle de la TOC n'est pas connu, la seule observation possible est de décrire ce domaine transitionnel dont les caractéristiques sont intermédiaires entre celles de la croûte continentale amincie et celles de la croûte océanique.

Souvent les TOC des marges non ou peu volcaniques sont étonnamment similaires dans leur fabrique tectonique, dans leur signature magnétique et dans la distribution des vitesses (Srivastava *et al.* 2000). Une anomalie gravimétrique à l'air libre négative peut aussi être corrélée à l'emplacement de la TOC, marquant le passage entre des croûtes de densités différentes ("edge effect", Worzel 1968; Watts & Stewart 1998). La TOC est généralement caractérisée par un amincissement crustal soudain : une remontée brutale du Moho depuis le continent est observé alors que le relief est souvent modéré. Des profils à travers les marges conjuguées du Labrador et du SW Groënland (Chian & Louden 1994; Chian *et al.* 1995b) ont montré, sur chacune de ces marges, un approfondissement brutal de la base du Moho vers le continent à la TOC. À travers les marges de Goban Spur et de Newfoundland (Nord Atlantique),

l'interprétation de données sismiques réflexion et réfraction montrent que l'amincissement crustal est brutal passant de 28 km à 5 km d'épaisseur, sur une distance d'environ 100 km en direction du domaine océanique (Horsefield *et al.* 1994; Reid 1994; Funck *et al.* 2003).

En général, les anomalies magnétiques de la TOC sont parallèles à la marge mais discontinues et d'amplitudes plus faibles que dans une croûte océanique (Whitmarsh *et al.* 2001b; Sibuet *et al.* 2007). Néanmoins, sur la marge du Goban Spur, une magnétisation plus forte (2–3 Am⁻¹) est observée entre 1 et 1.5 km sous le toit du socle (Bullock & Minshull 2005). Cette forte amplitude magnétique serait due à une intense serpentinisation lors d'un contact prolongé des péridotites mantelliques avec l'eau de mer, entraînant la formation de magnétite par destabilisation de la serpentine en une forme moins riche en oxyde de fer.

La TOC possède une structure de vitesse distincte (Dean *et al.* 2000; Srivastava *et al.* 2000). Dans la plupart des cas, la TOC possède une couche supérieure peu épaisse (< 3 km) avec des vitesses comprises entre 4 et 6.5 km/s et un gradient de vitesse fort, puis une couche inférieure de vitesse élevée (autour de 7.6 km/s) avec un gradient de vitesse faible (Dean *et al.* 2000). Les réflexions sur le Moho sont absentes ou faibles. La zone inférieure à vitesse élevée peut résulter de la serpentinisation partielle du manteau supérieur ou de magmatisme intrusif issu de la fusion partielle du manteau sous-jacent. Sur la marge du Labrador, les vitesses sismiques du socle de la TOC sont anormalement lentes (~4.5 km/s) et à 2-3 km sous le toit du socle les vitesses sont élevées (7.2-7.6 km/s) (Chian *et al.* 1995a). De même, sur la marge du Goban Spur, les vitesses des ondes P sont comprises entre 4.5 et 6.8 km/s dans les quatre premiers kilomètres sous le toit du socle alors qu'elles atteignent 7.2–7.6 km/s en profondeur (Bullock & Minshull 2005). Cette variabilité peu être associée à un degré de serpentinisation variable du manteau.

2. Les différents types de TOC

Bien souvent, la donnée géologique directe est impossible à acquérir sur la transition océan-continent, sauf sur les marges peu sédimentées où le socle affleure ou bien est accessible par forage. Etant donné le caractère intermédiaire et variable des données géophysiques indirectes, elles permettent rarement d'identifier sans ambiguïté la nature du socle de la TOC. Elles sont néanmoins compatibles avec différentes hypothèses sur la nature du socle de la TOC :

- Il correspond à du manteau supérieur serpentinisé et exhumé mécaniquement sous la zone de rift puis dénudé dans la zone de rupture continentale (e.g., Boillot *et al.* 1987; Chian *et al.* 1995a; Brun & Beslier 1996; Krawczyk *et al.* 1996; Pickup *et al.* 1996; Discovery 215 Working Group *et al.* 1998; Loudon & Chian 1999; Dean *et al.* 2000; Beslier *et al.* 2004). La TOC peut alors être appelée ZECM (Zone of Exhumed Mantle) (Manatschal 2004)

- Il correspond à de la croûte océanique formée à un taux d'accrétion ultra lent (Cannat 1993; Whitmarsh & Sawyer 1996a; Srivastava & Roest 1999; Srivastava *et al.* 2000). Il est

dans ce cas constitué partiellement de péridotites et de gabbros exhumés par le jeu des failles en extension (Cannat *et al.* 2004).

- Il correspond à de la croûte continentale amincie et intrudée (Tucholke *et al.* 1989; Whitmarsh & Sawyer 1996a). Des gabbros peuvent alors être retrouvés comme matériau sous plaqué à la base de la croûte continentale amincie ou comme point d'initiation d'un centre d'accrétion avorté.

La marge ouest ibérique est la marge sur laquelle le plus de données, aussi bien géophysiques que géologiques, ont été récoltées. Sur cette marge, le socle de la TOC, qui est structuré en horsts et grabens, est principalement composé de péridotites partiellement serpentinisées sur une largeur de 30 à 130 km (e.g., Boillot *et al.* 1988; Beslier *et al.* 1996a; Whitmarsh *et al.* 2001b). Ces roches du manteau ont été exhumées sous la zone du rift et dénudées tectoniquement au paléo-axe du rift à la fin de la rupture continentale. La serpentinsation est due à la fracturation des roches et à la circulation d'eau durant les stades tardifs de l'exhumation du manteau. La déformation du socle de la TOC en horsts et grabens a lieu pendant et après le tout début de l'accrétion et serait liée à un événement tectonomagmatique majeur dû à une réorganisation des plaques tectoniques à la fin de l'Aptien (Péron-Pinvidic *et al.* 2007). La croûte sismique mince (4-5 km) correspond à la partie serpentinisée supérieure du manteau, enfouie ou non sous la couverture sédimentaire.

Les trois hypothèses ont été émises pour expliquer la nature de la TOC dans la Plaine Abyssale Ibérique où la largeur de la TOC est maximale (130 km). L'hypothèse d'une croûte continentale intrudée, proposée à partir des données géophysiques (Whitmarsh *et al.*, 1990), a été écartée lorsque du manteau serpentinisé a été foré en plusieurs sites sur la largeur de la TOC. Néanmoins, l'hypothèse d'une TOC composée de croûte continentale amincie intrudée ne peut pas être exclue pour d'autres marges, tant que la largeur de la TOC n'y excède pas la dizaine de kilomètres, au-delà de laquelle l'amincissement extrême de la croûte continentale conduit à sa rupture complète. Les hypothèses d'exhumation mécanique du manteau et d'accrétion ultra lente restent débattues mais ne sont pas fondamentalement différentes.

Les TOC composées de manteau exhumé ont aussi été observées dans la Mer Tyrrhénienne et la Mer Rouge et le long de la marge sud-ouest australienne et de la marge de l'éperon de Goban (Nicolas *et al.* 1987; Bonatti *et al.* 1990; Beslier *et al.* 2004; Bullock & Minshull 2005). Cela tend à généraliser la présence de TOC composées de manteau exhumé sur les marges peu ou non volcaniques et et donc à généraliser l'idée que l'accrétion océanique peut ne pas succéder immédiatement à la rupture continentale. Cela pourrait impliquer qu'il n'existe qu'un seul type de TOC sur ces marges. Or il est fort probable que le développement des marges non volcaniques répond à des facteurs variés tels que l'état thermique initial du manteau, le taux d'extension (même s'il est généralement faible), la rhéologie initiale de la lithosphère continentale, l'héritage structural,

les conditions aux limites et leur influence sur la propagation ou non du rift. A moins que l'on ait accès à un échantillonnage direct du socle, les trois natures possibles de TOC doivent être gardées à l'esprit au cours de l'étude d'une marge passive non volcanique. Nous allons maintenant exposer quels sont les mécanismes proposés pour expliquer la formation de la TOC en fonction de sa nature.

3. Mécanismes de formation de la TOC

a) Zone d'exhumation du manteau sans ride océanique

(1) Exhumation symétrique

Dans leur modèle de formation de la marge ouest-Ibérique, Beslier *et al.* (1996b) proposent que l'amincissement lithosphérique, par une combinaison de cisaillement pur à l'échelle de la lithosphère (necking) et de cisaillement simple à l'échelle des couches ductiles, conduit à la rupture de la croûte continentale et à l'exhumation complète du manteau (Figure I-7). La zone d'amincissement lithosphérique et le dôme mantellique sous-jacent sont globalement symétriques, tandis que la structure interne de la zone amincie est asymétrique. La stratification rhéologique initiale de la lithosphère conduit au boudinage des niveaux fragiles de la croûte supérieure et du toit du manteau. Des zones de cisaillement conjuguées se développent dans les niveaux ductiles (croûte inférieure et manteau lithosphérique) entre les zones d'amincissement des niveaux fragiles. L'exhumation du manteau est possible si l'extension se poursuit suffisamment pour superposer les zones de cisaillement de la croûte inférieure et du manteau ductiles dans une zone de rupture du manteau fragile. La localisation de la déformation dans cette zone de faiblesse lithosphérique conduit à la rupture de la croûte continentale et à l'exhumation du manteau (Figure I-7-d). Ce modèle est compatible avec l'évolution pétro-structurale des péridotites serpentinisées échantillonnées dans la TOC, qui montrent une déformation ductile en conditions lithosphériques, suivie d'une déformation extensive fragile contemporaine de la serpentinitisation. La déformation tardive intense des péridotites serpentinisées, la structuration du socle en horsts et grabens, et la rareté de produits de fusion partielle montrent que la tectonique prévaut sur le magmatisme pendant la formation et l'élargissement de la TOC. Cela suggère que le manteau exhumé a été étiré sur le fond marin, jusqu'à atteindre une largeur de 130 km dans la Plaine Abyssale Ibérique, avant qu'une véritable accretion océanique débute. Cet étirement aurait lieu après la rupture de la croûte continentale et avant ou pendant l'initiation de l'accrétion océanique.

Dans le modèle conceptuel symétrique proposé par Davis *et Kuszniir* (2004) (Figure I-9), le manteau est exhumé au sein d'un dôme de type "core complex". Ce dôme de manteau continental est symétrique et découplé de la croûte par des zones de détachement diffuses, qui pendent vers le continent sur les deux marges conjuguées. La croûte inférieure est alors affectée par un étirement et un fluage ductile important. Les modèles numériques de Weinberg *et al.* (2007) sont en accord

avec ce modèle (Figure I-9). Des détachements se développent dans la croûte mais aussi dans le manteau, où ils prennent leur origine à la transition cassant-ductile du manteau supérieur et résultent en un dôme de manteau de type "core complex".

(2) *Exhumation asymétrique*

Boillot *et al* (1987) proposent un modèle d'extension de la lithosphère continentale par le jeu d'une faille normale de faible pendage (détachement). Ils se basent sur le modèle de Wernicke (1985) qui décrit l'amincissement de la lithosphère par un glissement de 150 km le long d'un détachement qui couperait toute la lithosphère. Boillot *et al.* (1987) poussent ce modèle plus loin en proposant qu'il peut aboutir à l'exhumation du manteau le long du détachement.

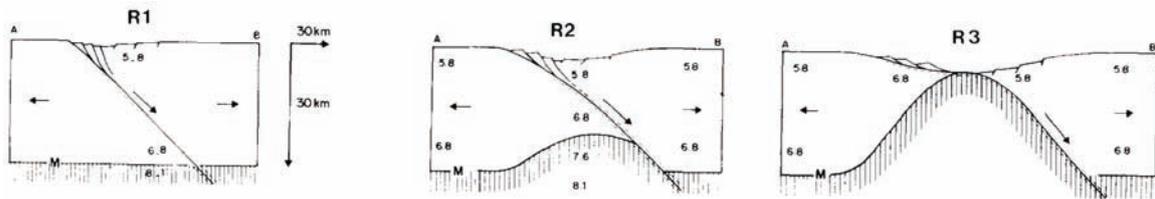


Figure I-13 : Modèle d'exhumation du manteau par cisaillement simple à l'échelle de la lithosphère (Boillot *et al.* 1987).

Sur la base de nouvelles données sismiques, Krawczyk *et al.* (1996) suggèrent que les plaques se séparent le long d'un grand détachement au sein de la lithosphère supérieure, engendrant un cisaillement simple, qui exhume progressivement d'est en ouest, de la croûte continentale supérieure, de la croûte inférieure et du manteau supérieur sur la TOC de la Plaine Abyssale Ibérique.

S'appuyant sur les contraintes apportées par la Plaine Abyssale ibérique, les modèles de Whitmarsh *et al.* (2001a) (Figure I-11), Manatschal (2004) et Lavier et Manatschal (2006) (Figure I-10) suggèrent que l'exhumation du manteau s'effectue le long de détachement dans le manteau supérieur puis le long de failles concaves avec un mouvement du toit vers l'océan. Cette exhumation a lieu lors d'une transition où le cisaillement simple est dominant et le rifting continental est en partie asymétrique (cf. I.A.4.c).

b) Zone d'accrétion ultra lente

Les rides d'accrétion lentes sont caractérisées par la présence sur le fond marin de péridotites du manteau et de gabbros, en plus des basaltes (Cannat 1993). Le plus surprenant est le manque de magma remontant depuis l'asthénosphère pour combler l'espace créé par la divergence entre les plaques (Cannat 1993). Ces magmas, et la croûte océanique classique associée, sont observés dans des contextes d'accrétion où le demi-taux d'extension est supérieur à 10 mm/an (Bown & White 1994). Lorsque le demi-taux d'extension est inférieur à 10 mm/an, un refroidissement significatif du manteau peut se produire. La quantité de produit de fusion partielle est alors beaucoup moins

importante proportionnellement à la quantité d'accrétion. Le reste de la divergence est accommodé par l'extension de la lithosphère océanique, conduisant à la remontée passive de gabbros et de roches du manteau supérieur. Comme on observe peu de fusion lors de leur exhumation, les roches du manteau ne devraient pas être appauvries. La croûte océanique ainsi formée est plus fine qu'une croûte océanique normale, elle pourrait présenter des vitesses sismiques différentes et un Moho difficilement observable (Cannat 1993).

Whitmarsh et Sawyer (1996b), suivant l'idée d'une formation de la TOC par accrétion ultra lente, comparent un centre d'accrétion ultra lent éteint de la Mer du Labrador à la TOC de la Plaine Abyssale Ibérique. Ils sont similaires par leurs structures : des blocs fortement basculés de profondeur et de taille similaires, des failles dont le pendage est orienté vers la ride. Les données de sismique réfraction montrent aussi de grandes similarités. Le centre d'accrétion présente un demi-taux d'accrétion de 3 mm/an avec une croûte fine (3-4 km) avec des vitesses V_p faibles (3.6-4.5 km/s) et un manteau supérieur à vitesse faible (7.1-7.7 km/s) (Osler & Loudon 1992; Srivastava & Keen 1995). Sur la TOC, la croûte est aussi fine (2.5-4 km) avec des vitesses faibles (4-5.5 km/s), le manteau présente des vitesses faibles (7.0-7.6 km/s) interprétées comme des péridotites serpentinisées (e.g., Whitmarsh *et al.* 1990). Ces observations comparatives suggèrent aux auteurs que les processus de formation de la TOC sont semblables à ceux observés aux centres d'accrétion ultra lents mais ils n'excluent pas que la TOC soit formée de croûte continentale intrudée.

Sur cette même idée, Sibuet *et al.* (2007) proposent un modèle de formation de la croûte transitionnelle par accrétion ultra lente puis lente (Figure I-14). Ils s'appuient sur les données géophysiques et de forage le long d'une coupe à travers les marges conjuguées de la Plaine Abyssale Ibérique (IAP) et du Bassin Nord de Terre-Neuve (NNFB). Ils considèrent que la TOC est principalement constituée de manteau exhumé avec une quantité variable de gabbros et de basaltes. Ils s'inspirent également des analogues de rides médio-océaniques lentes et ultra lentes, mais aussi des analogues de terrain dans les Alpes. Notamment, un nouveau type de fond marin a été observé sur une ride quasi-amagmatique (Gakkell Ridge), cas extrême des rides d'accrétion ultra lente (Cannat *et al.* 2006). Il correspond à des rides de péridotites (mégamullions) pouvant être des analogues des processus de formation de la TOC (Whitmarsh *et al.* 2001a). Sur la coupe IAP/NNFB, Sibuet *et al.* (2007) observent des profondeurs du socle et des taux d'extension similaires aux rides ultra lentes (6-7 mm/an). La partie la plus récente de la TOC est composée de rides de péridotites symétriques pareilles à celles d'un segment de ride amagmatique (Figure I-14). Comme les demi-taux d'extension diffèrent de part et d'autre de l'axe du rift, les auteurs suggèrent que les rides de manteau exhumé se mettent en place par un mécanisme de volte-face, qui consistent en une mise en place non simultanée des rides avec des pendages d'exhumation opposés (Cannat *et al.* 2004).

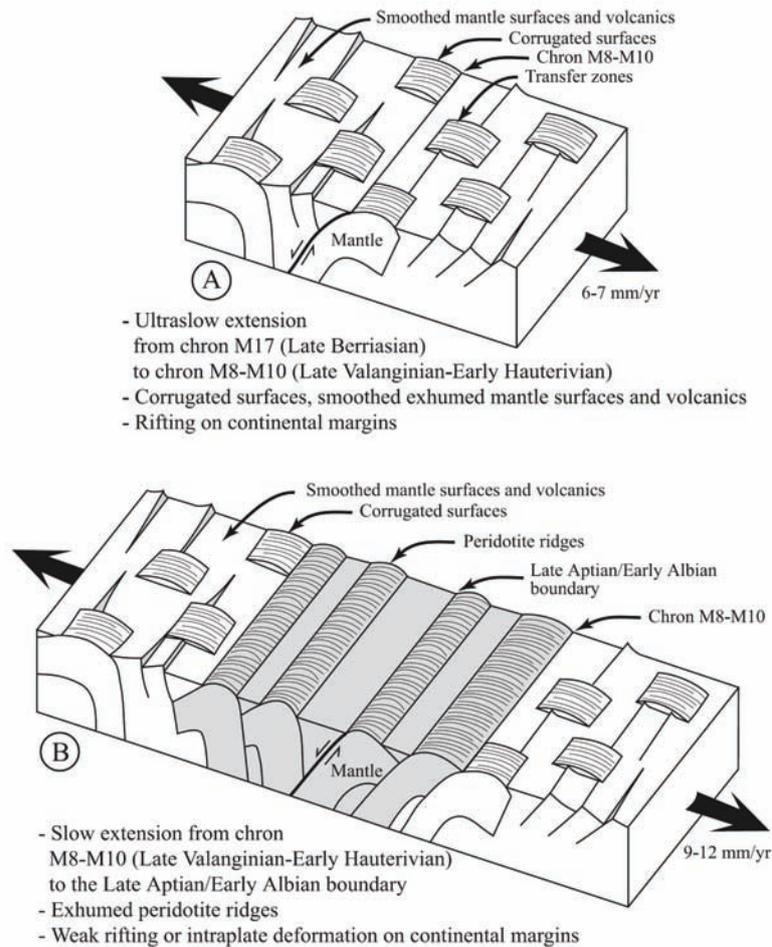


Figure I-14 : Modèle de formation de la TOC. Des rides de péridotites sont formées avec une alternance de la vergence de l'exhumation (Cannat *et al.* 2004; Sibuet *et al.* 2007).

c) Zone de croûte continentale intrudée

Whitmarsh and Sawyer (1996b) reprennent le modèle de Whitmarsh and Miles (1995) proposé pour la marge de la Plaine Abyssale Ibérique. Ils considèrent un rift qui se propage par le biais des failles puis du magmatisme (intrusif et peut-être extrusif) et de la potentielle rupture continentale. Ce modèle repose sur la présence d'anomalies magnétiques dans la TOC, parallèles aux anomalies du plancher océanique. Elles résulteraient d'intrusions syn-rift au sein de la croûte continentale inférieure et sous le même régime de contraintes qui conduit plus tard à la formation des failles de la croûte océanique. Ils proposent que le rift se propage, guidé tout d'abord par un rifting peu ou pas magmatique, puis le magmatisme, qui devient prédominant, laisse place à l'accrétion océanique (demi-taux 10 mm/an). Dans ce modèle, les premiers produits de la fusion asthénosphérique pénètrent dans la croûte supérieure juste avant la rupture continentale. Puis, peu après la rupture, l'asthénosphère est peu profonde et permet des intrusions magmatiques sur une large zone tandis que le manteau est serpentinisé. Lorsque l'activité magmatique se localise, l'accrétion océanique se met en place, en formant d'abord une croûte océanique fine puis normale. La ride de péridotite observée reste mal expliquée dans ce modèle. Elle serait liée à une

tectonisation du manteau supérieur le long de la ligne de rupture continentale. Néanmoins, l'état thermique généré par les intrusions n'est pas compatible avec la serpentinisation du manteau qui ne peut exister qu'en dessous de 500°C à des pressions lithosphériques (Escartín *et al.* 1997). Ce modèle n'est donc pas applicable à la marge ibérique. En revanche, d'autres marges riftées peu volcaniques peuvent présenter des caractéristiques de la TOC correspondant à ce modèle comme la marge nord du Svalbard (Geissler & Jokat 2004).

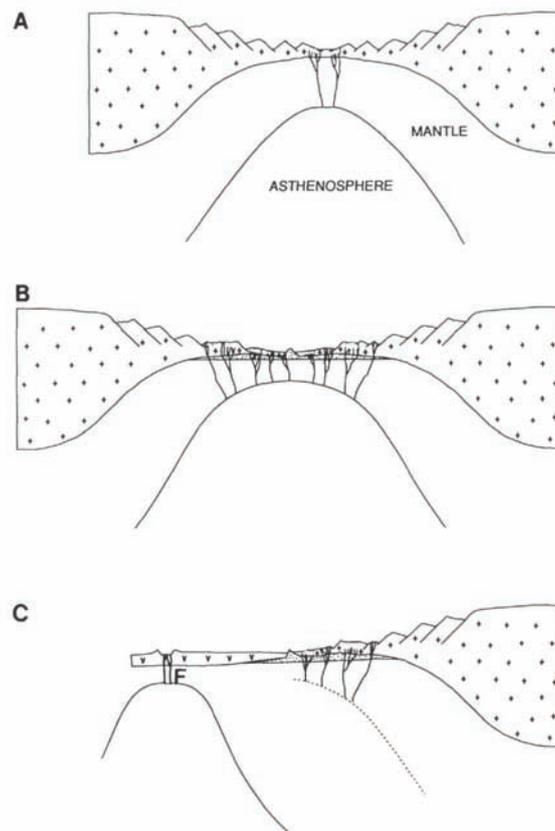


Figure I-15 : Modèle de formation de la TOC sous la forme d'une croûte continentale intrudée (Whitmarsh & Miles 1995; Whitmarsh & Sawyer 1996b). Croix: croûte continentale; points: péridotites serpentinisées; symbole V: croûte océanique. A. Juste avant la rupture continentale, les premiers produits de la fusion asthénosphérique pénètrent dans la croûte supérieure. B. Juste après la rupture, l'asthénosphère est peu profonde et permet l'intrusion magmatique sur une large zone tandis que le manteau est serpentinisé. C. Lorsque l'activité magmatique se localise, l'accrétion océanique se met en place d'abord en formant une croûte océanique fine puis normale.

Au vue des données géophysiques, il est probable que ces trois natures de TOC existent sur les marges passives non volcaniques. Néanmoins les méthodes indirectes ne permettent pas de caractériser la nature de la TOC avec certitude, seules les méthodes directes le permettent (échantillonnage). Si ces trois types de TOC se confirment, les conditions de formations de chacune devront être clairement identifiées.

Dans cette thèse, l'étude des marges passives non-volcaniques du Golfe d'Aden est menée conjointement à l'étude du rifting oblique à l'origine du Golfe d'Aden. Dans cette optique, nous consacrons une partie de ce chapitre à l'étude du rifting continental oblique.

C. RIFTING CONTINENTAL OBLIQUE

1. Caractéristiques générales

Classiquement la direction d'un rift ainsi que les structures qui le composent sont perpendiculaires à la direction de l'extension à laquelle la lithosphère est soumise. Le rifting est oblique lorsque la direction de l'axe du rift n'est pas perpendiculaire à la direction d'extension. Il faut alors considérer une évolution en trois dimensions de ces structures. Un rift oblique peut se développer à partir d'hétérogénéités préexistantes au sein de la lithosphère qui localisent la direction du rift. Ces hétérogénéités peuvent résulter d'un héritage structural. Des conditions aux limites de plaques induisant des faiblesses peuvent aussi contraindre la direction du rift d'une manière oblique. Le rifting oblique est caractérisé par l'angle formé entre la perpendiculaire à l'axe du rift et la direction de l'extension. Cet angle est appelé "obliquité".

Les principales caractéristiques des rifts obliques sont des structures disposées en échelons, des failles principales obliques par rapport à la direction d'extension, le partitionnement de la contrainte entre différentes familles de failles, et des failles normales dont les pendages ont une valeur plus forte que la normale (Tron & Brun 1991). Deux ou trois populations de failles sont généralement observables. La première est parallèle à l'axe du rift, la deuxième est perpendiculaire à la direction d'extension, tandis que la troisième, pas toujours observée, possède une direction intermédiaire (Withjack & Jamison 1986). En contexte d'accrétion oblique, on remarque que la première population (parallèle à l'axe) se situe en dehors de l'axe, sur les épaules de la dorsale, alors que la seconde (perpendiculaire à l'extension) se situe à l'axe de la dorsale (e.g., Abelson & Agnon 1997; Dauteuil *et al.* 2001) (Figure I-16).

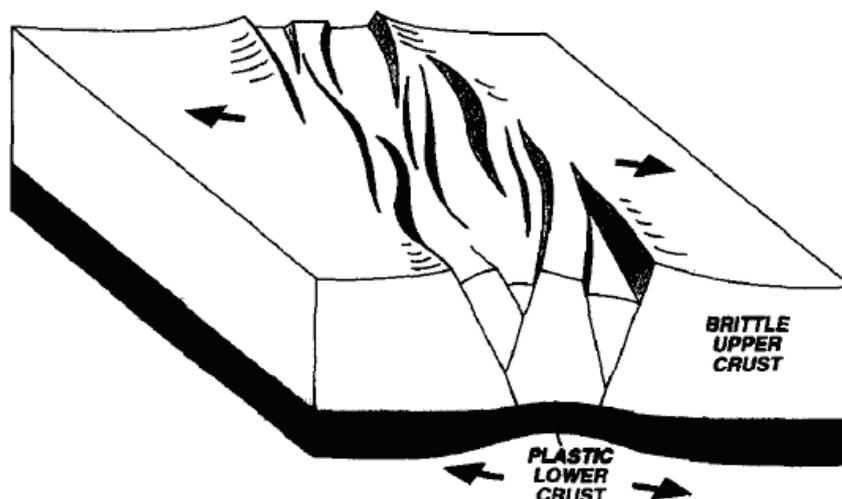


Figure I-16 : Deux familles de failles au sein du rift oblique : l'une parallèle à la direction du rift , l'autre perpendiculaire à l'extension (McClay & White 1995).

Le rifting oblique est observé sur quelques rifts comme le Golfe d'Aden ($\sim 50^\circ$ d'obliquité), le Golfe de Californie ($65-70^\circ$) ou le Rift Est Africain (jusqu'à 70°). Plusieurs rides océaniques se déforment en contexte d'accrétion oblique, telles que la ride de Mohns, la ride de Reykjanes ou la ride SW indienne par exemple (Tuckwell et al, 1998). Les causes de l'obliquité ne sont pas toujours connues et d'une manière générale, le développement et l'évolution des structures sont mal contraints aussi bien en surface qu'en profondeur. C'est pourquoi des modélisations analogiques du rifting oblique ont été entreprises. Elles permettent d'avoir accès à l'évolution d'un rift oblique en quatre dimensions (x,y,z,temps). En effet, l'obliquité nécessite d'être observé dans les trois directions de l'espace. Il n'y a pas à notre connaissance de modélisation numérique du rifting oblique, qui nécessiterait un programme adapté où les quatre dimensions seraient accessibles.

2. Apports de la modélisation analogique

L'un des premiers modèles analogiques de rifting oblique a été entrepris par Withjack and Jamison (1986). Le modèle est composé d'argile et un dispositif permet de faire varier l'obliquité (angle entre la perpendiculaire au rift et la direction d'extension) par rotation de la discontinuité de vitesse à la base du modèle. Ils concluent qu'en contexte de rifting oblique, la formation du rift dépend à la fois de l'extension perpendiculaire au rift et du cisaillement parallèle au rift. La part relative d'extension et de cisaillement dépend de l'obliquité :

- Si l'obliquité est supérieure à 60° , des failles conjuguées décrochantes très raides se forment. Des failles sont subparallèles au rift et leurs conjuguées forment un angle important avec le rift.
- Avec une obliquité de 60° , des failles décrochantes, normales et normales/décrochantes se forment. Des failles sont subparallèles au rift et leurs conjuguées forment un angle important avec le rift. Les failles normales forment un angle d'environ 30° antihoraire avec le rift.
- Si l'obliquité est inférieure à 60° , des failles normales à pendages modérés se forment. Elles sont à la fois de direction oblique à la direction du rift et à la direction d'extension.

De nouveaux modèles monocouches (Clifton *et al.* 2000) sont en accord avec ces résultats (Figure I-17). Les auteurs sont parvenus à quantifier les changements au sein des populations de failles en comparant des modèles où l'obliquité est de plus en plus grande, depuis une extension pure jusqu'à un décrochement pur (Figure I-17). Ils s'intéressent à l'accommodation de la contrainte, la géométrie des failles, les relations d'échelle et la taille et la distribution spatiale des failles. Lorsque l'obliquité augmente, la gamme d'azimuts des failles augmente, la dimension fractale diminue (on remplit moins l'espace), la longueur de la faille la plus longue diminue, la

largeur de la zone déformée diminue, la longueur cumulée des failles diminue et la longueur caractéristique des segments varie peu.

- Si l'obliquité est supérieure ou égale à 60° , deux familles de failles sont observées : l'une parallèle au rift et l'autre perpendiculaire à l'extension. Les failles sont dip-slip, oblique-slip ou décrochantes.
- Si l'obliquité est inférieure ou égale à 45° , les failles sont dip-slip et présentent une direction légèrement différente de la direction du rift ou de la perpendiculaire à l'extension.

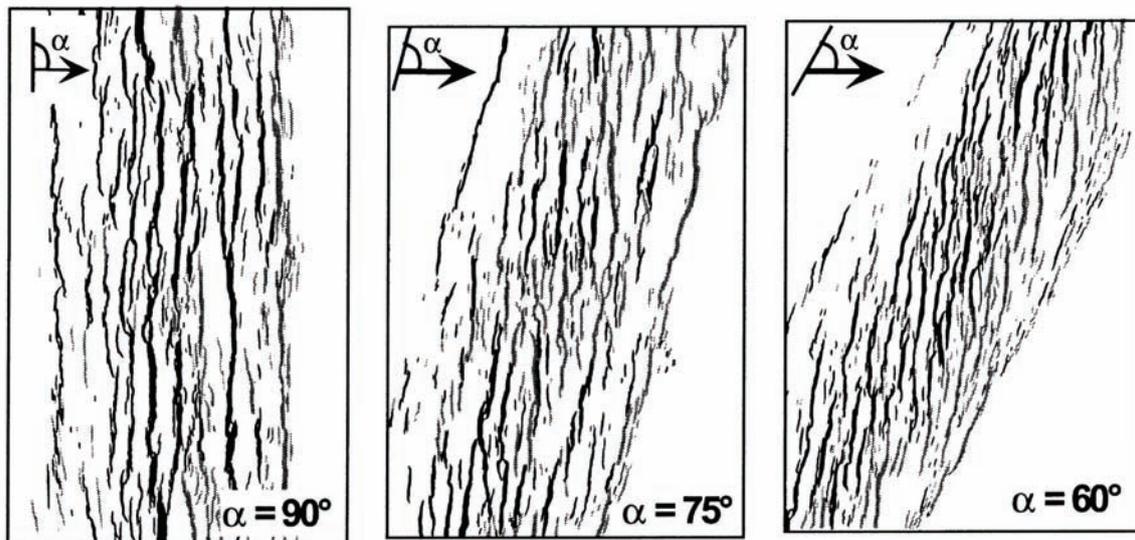


Figure I-17 : Modèles monocouches de Clifton et al. (2000) pour différentes obliquité. Ici α est le complémentaire de l'obliquité. De gauche à droite l'obliquité est 0° (orthogonale), 15° et 30° .

Les modèles monocouches de sable de McClay and White (1995) ont été réalisés pour comparer l'évolution du rifting oblique par rapport au rifting orthogonal. La discontinuité de vitesse est oblique ou orthogonale et modélisée par une bande de caoutchouc large de 10 cm centrée à la base du modèle entre deux plaques de plastique. Le remplissage de l'espace créé au cours de l'expérience modélise la sédimentation syn-rift. Les modèles modérément obliques (maximum 45° d'obliquité) présentent des failles bordières très segmentées disposées en échelon. Elles sont parallèles à l'axe du rift. A partir de 30° d'obliquité, ils observent la rotation progressive des failles situées au centre du rift vers une direction proche de celle de l'axe du rift. L'obliquité restant modérée, ils n'observent pas de failles décrochantes.

Afin de mieux refléter le comportement de la croûte lors de l'extension oblique, Tron et Brun (1991) ont réalisé des modèles analogiques bicouches (sable et silicone). Ces modèles modélisent un système cassant-ductile en rifting oblique. Le modèle est posé sur deux draps de plastique, chacun disposé sur une plaque rigide. La juxtaposition des plaques correspond à une discontinuité de vitesse cisailante. L'obliquité est obtenue par la combinaison de deux vitesses d'extension : l'une

perpendiculaire à la discontinuité en écartant les draps, l'autre parallèle à la discontinuité en poussant l'une des plaques. Le vecteur résultant correspond à la direction d'extension. Les expériences montrent une organisation des failles en échelons, des directions moyennes des failles non perpendiculaires au vecteur d'étirement, et un pendage initial moyen des failles plus grand que celui de failles normales classiques.

- Pour une obliquité faible (inférieure ou égale à 45°), les failles incurvées sont courantes et leur mouvement est variable entre un jeu dip-slip jusqu'à un jeu décrochant.
- Pour une obliquité forte (supérieure à 45°), le mouvement est partitionné selon des familles distinctes de failles : des failles à glissement oblique et des failles décrochantes.

À la différence des modèles monocouches précédents, les failles décrochantes apparaissent à partir d'une obliquité de 45° (60° dans les modèles monocouches). Les auteurs attribuent cette différence aux matériaux utilisés pour la couche cassante : argile contre sable. Le couplage entre les couches ductile et cassante peut aussi influencer. La répartition des failles est aussi beaucoup plus localisée que dans les expériences en argile car l'étirement n'est plus appliqué uniformément à la base de la couche d'argile mais seulement le long de la discontinuité de vitesse et avec une transmission du déplacement à travers la couche ductile. Cela induit une réponse différente de l'organisation des failles en fonction de l'obliquité. Pour une obliquité faible, les failles se concentrent au sein de quelques bandes étroites, alors qu'à une forte obliquité, elles se concentrent à l'intérieur d'une seule bande de déformation. Une autre différence est la présence de failles décrochantes dextres et senestres dans les modèles en argile tandis que Tron and Brun (1991) n'observent que des failles senestres en accord avec le déplacement le long de la discontinuité. Ils ne fournissent pas d'explication pour ce manque de failles dextres.

Bonini *et al.* (1997) étudient les effets du passage d'un rift orthogonal à un rift oblique et réciproquement. En effet, l'héritage structural qui contrôle le développement d'un rift oblique peut résulter d'une rotation de la direction d'extension au cours du rifting. Dans le cas du passage d'un rift orthogonal à un rift oblique, on observe la formation de failles perpendiculaires à l'extension sur les bords du rift puis la formation de failles obliques à l'intérieur du rift.

Mart et Dauteuil (2000) se rapprochent encore du comportement de la croûte en réalisant des modèles bicouches compensés isostatiquement. Ils modélisent le rifting oblique par deux discontinuités de vitesse latérale, un tiroir qui s'écarte obliquement en tirant la moitié du modèle. Le modèle repose sur du sirop de glucose, analogue de l'asthénosphère, qui circule librement de part et d'autre du tiroir. Cela permet de compenser isostatiquement le modèle. Le rift oblique se développe à partir des extrémités où se situent les discontinuités, ce qui permet d'étudier la

propagation du rift. Des bassins se disposent en échelons puis se propagent et se rejoignent pour former un rift unique. Cela crée une série de bassins en pull-apart séparés par des seuils au centre du rift. La couche ductile remonte sous les bassins au cours de leur formation.

Les modèles évoqués jusqu'alors considéraient le rifting oblique d'une croûte voir d'une lithosphère dont l'état thermique peut être qualifié de froid. Sokoutis *et al.*(2007) modélisent la déformation d'une lithosphère chaude (modèles tricouches), telle que l'on peut en trouver en domaine arrière-arc, soumise à une extension oblique (e.g. domaines égéen et tyrrhénien). Ils considèrent donc une lithosphère non épaissie composée d'une croûte supérieure cassante, d'une croûte inférieure ductile et d'un manteau supérieur ductile. L'obliquité est obtenue en insérant une zone de faiblesse, soit au sein du manteau supérieur, soit au sein du manteau supérieur et de la croûte inférieure. Ils observent une déformation de type "rift large" dans l'ensemble des modèles. Les faiblesses au sein de la croûte ductile localisent mieux les failles dans la croûte cassante tandis que les faiblesses au sein du manteau supérieur distribuent les failles sur une plus large zone. Ils observent une remontée de la croûte inférieure et du manteau sous la forme de dômes qui pourraient être l'emplacement potentiel de l'exhumation du manteau. Les domaines les plus amincis de la croûte supérieure, inférieure et du manteau supérieur sont en opposition de phase comme décrit dans les modèles quadricouches orthogonaux de Brun and Beslier (1996). Ces modèles quadricouches considèrent une lithosphère froide dont la résistance principale est portée par le manteau supérieur cassant. Ce type de rhéologie n'avait pas encore été modélisée en contexte de rifting oblique.

La modélisation analogique est un outil pertinent pour étudier le développement d'un rift oblique au sein de la lithosphère. Néanmoins elle ne permet pas de rendre compte des effets thermiques et des changements de phases minéralogiques. Les modèles les plus simples (monocouches) ont mis en évidence les différentes familles de failles. Notamment les failles perpendiculaires à l'extension et parallèles au rift ne sont vraiment distinctes qu'à de fortes valeurs de l'obliquité. Lorsque l'obliquité est plus faible, une troisième famille de failles de direction intermédiaire apparaît. Les modèles plus complexes (cassant-ductile) localisent la déformation cassante en fonction de la déformation ductile sous-jacente. La plupart des modèles génèrent une obliquité par une discontinuité de vitesse oblique à la base de la croûte. Mais ces modèles n'ont pas la possibilité d'être compensés isostatiquement. L'alternative proposée par Mart et Dauteuil (2000) est de générer l'obliquité par deux discontinuités de vitesses latérales. Une autre solution est d'insérer une zone de faiblesse oblique au sein de la lithosphère comme Sokoutis *et al.*(2007). On considère alors que l'obliquité correspond à un héritage structural.

*L'étude du rifting et de la formation des marges passives s'avère être complexe. Il n'existe pas de modèle conceptuel unique pour refléter la diversité des marges passives. Les différents phénomènes observés (volcanisme, surrection, activité sur les failles, exhumation) mettent en jeu des mécanismes différents et dans un ordre variable. L'étude d'autres marges est donc une nécessité pour comprendre les évolutions possibles du rifting. Même si l'on peut définir si une marge passive est volcanique ou non volcanique, les causes à l'origine de l'extension ne sont pas toujours claires et une combinaison des forces de volumes et des forces aux limites de plaques est souvent énoncée. Sur les marges non volcaniques, plusieurs natures de croûte sont proposée dans la TOC et les conditions de formation de celles-ci ne sont pas toujours clairement identifiées. Le chapitre qui suit porte sur l'histoire géologique de la région et la formation du Golfe d'Aden telles qu'elles ont pu être précisées par les travaux antérieurs. Nous nous baserons sur ces informations pour discuter les caractéristiques du rifting dans le Golfe d'Aden dans la partie **II.C.4.b**). Les apports des modélisations analogiques du rifting oblique entreprises au cours de cette thèse (modèles quadricouches en context de rifting oblique) sont présentés dans le chapitre V sous la forme d'un article.*

II. LA PLAQUE ARABE ET LE GOLFE D'ADEN

A. CINEMATIQUE ACTUELLE ET FRONTIERE DE LA PLAQUE ARABE	55
1. Les chaînes du Makran et du Zagros	57
2. Les zones décrochantes du Levant et d'Owen	57
3. Les dorsales de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden	58
B. HISTOIRE GEOLOGIQUE	59
1. Événements protérozoïques et paléozoïques	59
2. Fragmentation du Gondwana au mésozoïque	61
3. Synthèse des événements antérieurs au rifting du Golfe d'Aden	71
C. TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE GOLFE D'ADEN	74
1. Données stratigraphiques	74
2. Tectonique et géodynamique	81
3. Données de la géophysique	86
4. Synthèse	93
5. Modèles d'ouverture et de propagation	95

Le Golfe d'Aden sépare l'Afrique et l'Arabie dans leur partie la plus orientale. Il communique avec la Mer Rouge à l'ouest et avec l'Océan Indien à l'est (Figure II-18). Il constitue la limite entre la plaque arabe et la plaque somalienne. Leur séparation, relativement récente (35 Ma), est liée à la fermeture de l'Océan Téthys (Néo-Téthys) et à la mise en place du point chaud de l'Afar.

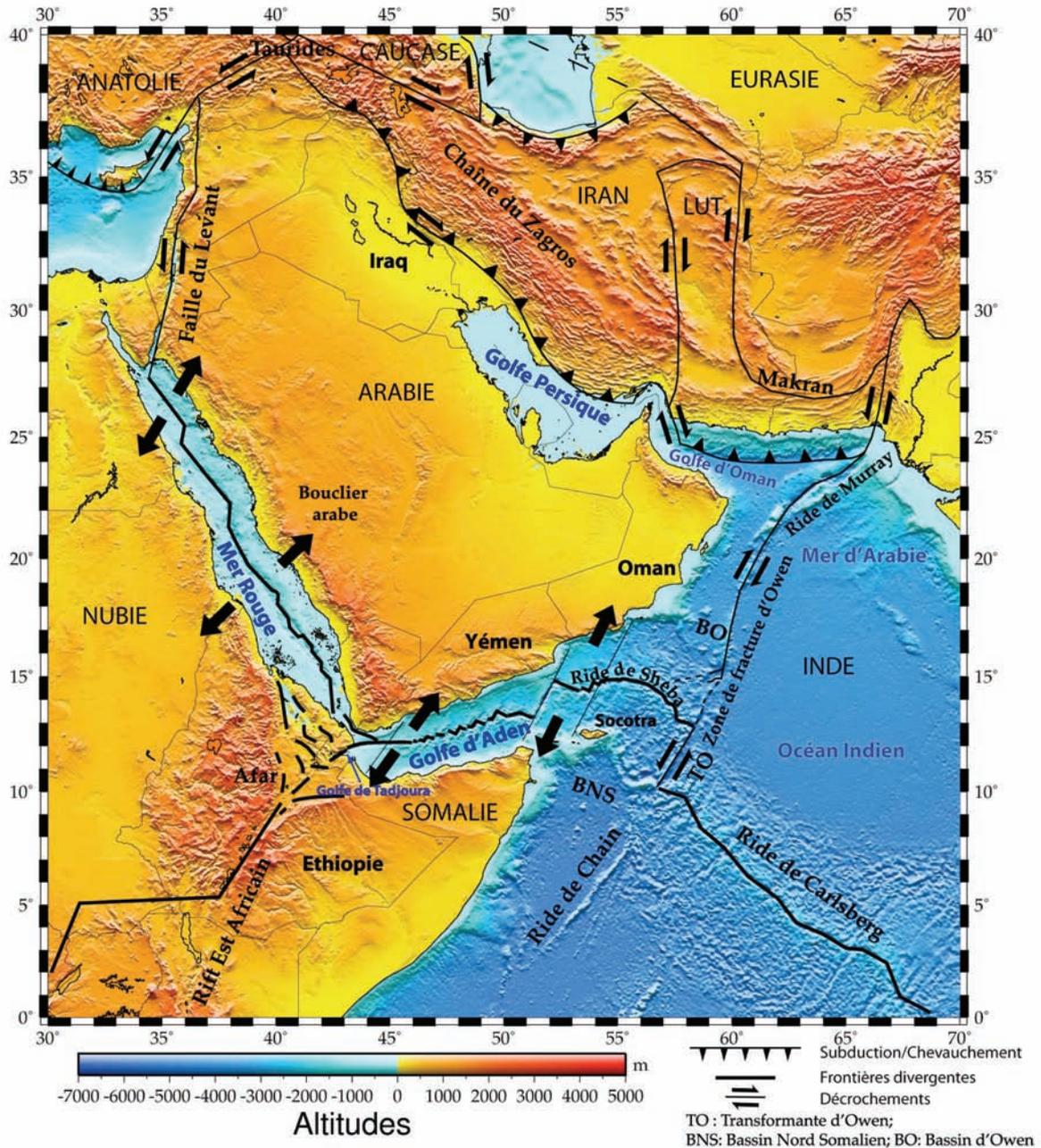


Figure II-18 : Localisation du golfe d'Aden, repères géographiques, cinématique et limites de la plaque arabe.

Après avoir rappelé le contexte géodynamique actuel, nous nous intéresserons aux événements ayant affecté la zone avant le développement du Golfe d'Aden. Nous pourrions ainsi poser des hypothèses sur l'héritage structural.

A. CINEMATIQUE ACTUELLE ET FRONTIERE DE LA PLAQUE ARABE

La plaque arabe se situe entre les plaques africaines (Nubie et Somalie), eurasiennes (Anatolie, Iran, Lut) et indienne (Figure II-18). Ses limites sont divergentes au sud avec les rides de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden. Elles sont convergentes au nord avec la subduction du Makran et la zone de collision des chaînes du Zagros et des Taurides. Les frontières est et ouest sont des failles transformantes. À l'est, la zone de fracture d'Owen est dextre. À l'ouest, la faille du Levant est senestre. L'ensemble des mouvements sur les frontières de la plaque arabe concorde donc avec un déplacement vers le nord.

Le modèle cinématique Nuvel-1A (DeMets *et al.* 1994) prend en compte le déplacement des plaques, moyenné sur les trois derniers millions d'années. Entre les plaques Somalie et Arabie, il considère une vitesse de 16 mm/an de direction azimutale N28° à l'extrémité sud de la Mer Rouge. Cependant, rappelons que la vitesse entre l'Arabie et la Somalie est variable le long du Golfe d'Aden avec 17 mm/an à l'ouest dans le Golfe de Tadjoura et 22 mm/an à l'est près de la Corne de l'Afrique (DeMets *et al.*, 1994). De même, le mouvement relatif actuel le long du Golfe d'Aden possède un azimut N35°E à l'ouest et N25°E à l'est (Jestin *et al.* 1994; Fournier *et al.* 2001).

Reilinger *et al.* (2006) se basent sur l'hypothèse que le mouvement des plaques à grande échelle donné par le GPS pour l'Arabie, la Nubie, la Somalie, et l'Eurasie, reflète le mouvement des plaques durant la période géologique récente (≈ 5 Ma). Ils modélisent les données GPS avec un formalisme de blocs rigides, ce qui permet de considérer une accumulation de la contrainte intersismique le long des limites des blocs. Leur modèle de vitesses, dérivé du GPS, montre au nord-ouest de la plaque arabe, une vitesse de 15 mm/an vers le nord et, au sud, de 20 mm/an vers le nord-est (Figure II-19). Pour l'Arabie et l'Eurasie, le mouvement relatif est de 21 ± 1 mm/an. Ce résultat est concordant avec les données de McQuarrie *et al.* (2003) qui intègrent des données d'accrétion dans la Mer Rouge. Ils déduisent une vitesse de convergence de 20 ± 4 mm/an (38°N, 48°E) entre l'Arabie et l'Eurasie au cours des 10 derniers Ma.

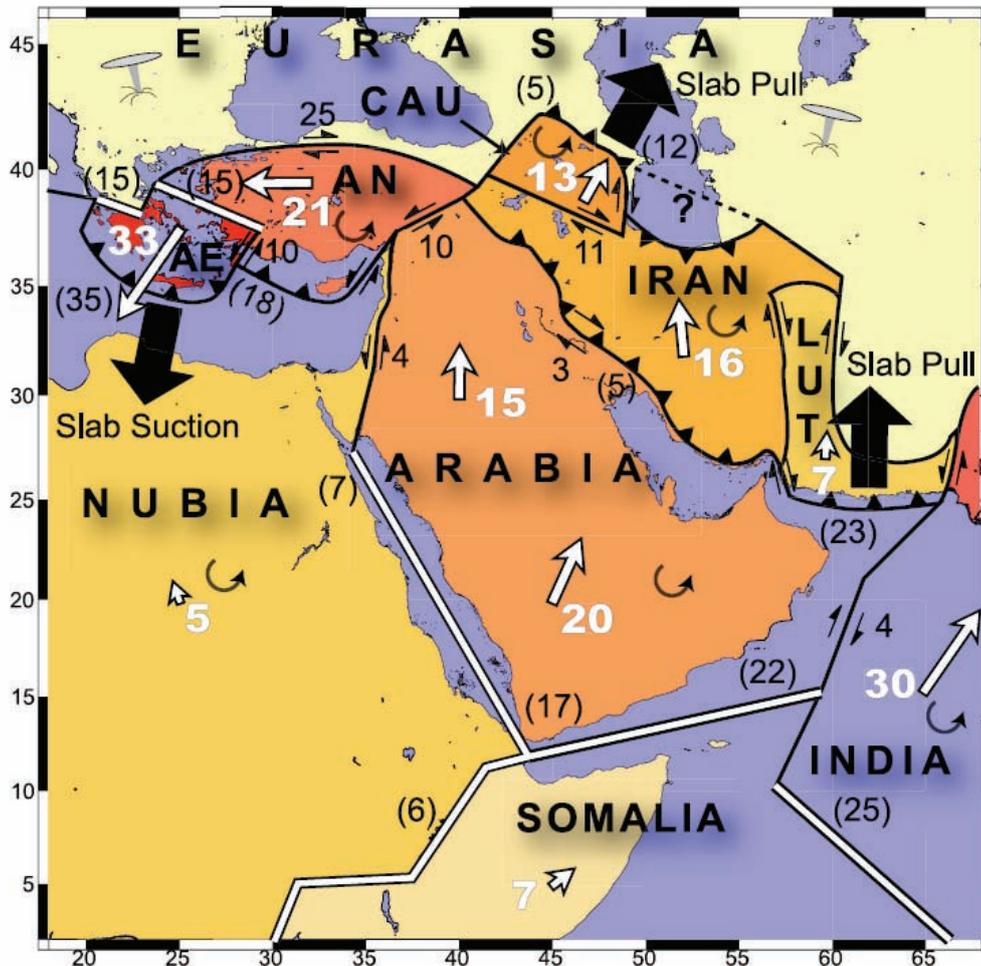


Figure II-19: Carte schématique de l'interaction entre les plaques de la zone Afrique-Arabie-Eurasie et hypothèses sur les forces mises en jeu (Reilinger *et al.* 2006). CAUC: bloc du Caucase; AN: Anatolie; AE: plaque Egée. Doubles traits: limite de plaques divergentes; traits simples: limites décrochantes; triangles: subductions et chevauchements. Chiffres noirs: taux de glissement dérivés du GPS (mm/an) sur des blocs bordiers. Flèches blanches: vitesses de plaques dérivées du GPS (mm/an) pour Eurasie fixe.

Le champ de vitesse découlant des données GPS montre une rotation antihoraire des plaques Arabie, Anatolie et Egée ainsi que dans le Zagros et en Iran central. Le taux de déplacement associé augmente vers l'arc de Chypre et l'arc hellénique. Reilinger *et al.* (2006) considèrent ainsi que les forces majeures responsables du déplacement vers l'ouest de l'Anatolie sont liées au retrait du slab par aspiration le long des fosses de subduction (Figure II-19, grosses flèches noires). De même, la rotation antihoraire de l'Arabie serait liée à l'aspiration de la fosse à l'ouest et à la traction du slab vers le nord-est sous le Makran et le Zagros. Ils en déduisent que le rifting de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden est la réponse du mouvement des plaques induit par les subductions actives. Cela implique que la subduction continue de la Néotéthys est le moteur du déplacement des plaques et de la déformation interplaque dans la zone Afrique-Arabie-Eurasie.

1. Les chaînes du Makran et du Zagros

La convergence des plaques arabe et eurasienne résulte de la subduction de la lithosphère océanique téthysienne sous l'Eurasie depuis le Trias. En plongeant, la lithosphère océanique entraîne à sa suite les continents auxquels elle est rattachée dont la plaque afro-arabe. Finalement, la plaque arabe rentre en collision avec la plaque eurasienne, formant ainsi les chaînes du Zagros et des Taurides (Figure II-18).

La vitesse de convergence actuelle entre les plaques Arabie et Eurasie varie d'est en ouest. À l'ouest, l'Arabie est en collision avec l'Anatolie et le Plateau Turc, où Allen *et al* (2004) donnent des vitesses de convergence de 16 mm/an vers le nord-nord-ouest. Tandis que dans la chaîne du Zagros, en Iran, la vitesse est de 22 mm/an vers le nord-nord-est. Enfin, à l'est, dans le Makran, la convergence a lieu sous la forme d'une subduction nord-sud avec une vitesse de 28 mm/an (GRSM-v1.2) (Kreemer *et al.* 2003). Le raccourcissement total dans ces régions est estimé à moins de 200 km sur le Plateau Turc et à 50 km selon une direction nord-est/sud-ouest dans la chaîne plissée du Zagros (Allen *et al.* 2004).

La collision entre les plaques arabe et eurasiatique prend place au Miocène moyen et supérieur avec une fermeture finale au Miocène terminal (Bayer *et al.* 1988). Cela se traduit par de nombreux plis au sein du Plateau Turc au Miocène supérieur (Kocyigit *et al.* 2001). À partir du Serravallien, le plateau est en surrection avec un raccourcissement crustal (Allen *et al.*, 2004). La formation de la chaîne plissée du Zagros a lieu au Pliocène inférieur. Cet événement correspond à une intensification de la déformation, tout le long de la frontière nord, à partir de 5 +/- 2 Ma (Allen *et al.* 2004).

2. Les zones décrochantes du Levant et d'Owen

La zone du Levant constitue la bordure occidentale de la plaque arabe. C'est une frontière décrochante sénestre qui relie le rift de la Mer Rouge au sud à la zone de collision Arabie-Eurasie marquée par la faille Est Anatolienne au nord (Figure II-18). La zone du Levant sépare la plaque Arabie à l'est de la plaque Afrique à l'ouest. Son mouvement sénestre résulte du fait que la plaque africaine migre moins vite vers le nord que la plaque arabe. Actuellement, la frontière nord de la plaque arabe se déplace vers le nord-nord-ouest de 15 à 28 mm/an par rapport à l'Eurasie, alors que l'Afrique se déplace de 10 mm/an vers le nord (GRSM-v1.2, Kreemer *et al.* 2003). Le déplacement total le long de la zone du Levant est de 105 km (Garfunkel 1981). Cette valeur est acceptée par la plupart des auteurs. Il est généralement admis que depuis l'océanisation de la Mer Rouge, il y a 6 Ma au moins (Izzeldin 1987), la faille du Levant est clairement individualisée et constitue la frontière coulissante majeure Arabie-Afrique.

À l'est du Golfe d'Aden, la ride de Sheba rejoint la zone de fracture d'Owen (Figure II-18), qui limite les plaques arabe et indienne. Elle se prolonge au nord par la ride de Murray, qui rejoint

le point triple de Karachi (Edwards *et al.* 2000). Le taux de glissement sur la zone de fracture d'Owen est de 2 mm/an avec un mouvement dextre (Gordon & DeMets 1989).

Les rides de Sheba et de Carlsberg sont reliées par la transformante d'Owen. Il s'agit de la frontière de plaque entre l'Inde et la Somalie. Les rides sont décalées de 300 km le long de la transformante sénestre.

3. Les dorsales de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden

La Mer Rouge constitue la frontière sud-ouest de la plaque arabe. Elle est large de 250 à 450 km avec une direction nord-ouest/sud-est. On distingue généralement trois parties, (1) la partie nord, (2) la partie centrale et (3) la partie sud.

- (1) La partie nord est la moins évoluée et se situe actuellement à un stade final de rifting sans accréation (Cochran & Martinez 1988; Gaulier *et al.* 1988). Les études géophysiques effectuées par Richter *et al.* (1991) suggèrent l'absence d'anomalies magnétiques linéaires. L'accréation n'aurait donc pas encore eu lieu dans cette portion de la Mer Rouge. Des failles parallèles à la direction de la Mer Rouge ont été identifiées sur les profils sismiques. Elles traduisent une période de rifting, mais celui-ci n'a pas encore conduit à un étirement significatif de la croûte. En effet, l'épaisseur de cette dernière est de 30-35 km, ce qui correspond à une croûte continentale normale (Makris *et al.* 1979; Mooney *et al.* 1985; Prodehl 1985). L'extrémité sud de cette portion septentrionale montre en revanche un amincissement significatif puisque la croûte y présente une épaisseur de 12 à 16 km, avec des systèmes de failles en échelons et du magmatisme intensif (Makris *et al.* 1983; Rihm *et al.* 1991).

- (2) La partie centrale de la Mer Rouge correspond à une zone de transition entre cette croûte continentale étirée et une croûte de nature océanique caractérisant la portion sud (Izzeldin 1987).

- (3) La présence de croûte océanique a été clairement reconnue à la latitude de 16°N par les données de campagne sismique (Mooney *et al.*, 1985). Le taux d'ouverture de la Mer Rouge est de 16 mm/an au maximum à environ 18°N et de 10 mm/an minimum à 25°30N (Chu & Gordon 1998).

Le Golfe d'Aden constitue la frontière divergente sud-est de la plaque Arabe. Il présente des anomalies magnétiques sur presque toute sa longueur. Le Golfe d'Aden est donc à un stade avancé d'accréation océanique. Néanmoins, l'identification des anomalies magnétiques indique que les âges de la croûte océanique sont de plus en plus jeunes en allant vers l'ouest. Il est communément admis que le rift se propage vers l'ouest. Le taux d'ouverture du Golfe d'Aden est de 17 mm/an à l'ouest et de 22 mm/an à l'est (DeMets *et al.* 1994). Néanmoins, un nouveau modèle géodésique (Vigny *et al.* 2006; Vigny *et al.* 2007) prédit des vitesses actuelles environ 20% plus faibles, entre 13 et 18 mm/an.

B. HISTOIRE GEOLOGIQUE

Nous entreprenons ici une synthèse des événements antérieurs à l'ouverture du Golfe d'Aden, afin de pouvoir intégrer dans notre travail, l'héritage tectonique et sédimentaire de la région.

1. Événements protérozoïques et paléozoïques

Une synthèse des événements tectoniques a été effectuée à partir d'une analyse structurale des formations sédimentaires protérozoïques et des substratums (Genna *et al.* 2002).

Le premier événement observable est le développement de bassins marginaux et d'arcs volcaniques antérieurs à 690 Ma (Genna *et al.*, 2002). Les arcs volcaniques se développent dans un environnement marin entre 950 et 720 Ma (Bokhari & Forster 1988). Ces éléments sont typiques d'une subduction et montrent que la convergence prend place dans un environnement océanique (Camp 1984; Laval & Le Bel 1986; Pallister *et al.* 1987). Mais la déformation intense masque les indices des processus cinématiques mis en jeu.

Le bouclier arabe s'est formé par l'accrétion de blocs plus ou moins bien différenciés (Figure II-20). Classiquement, on considère 5 blocs (Stoeser & Camp 1985) : Midyan, Hijaz, Ar Rayn, Asir et Afif. Mais les blocs Asir et Afif sont des blocs composites, formés antérieurement (Stoeser & Stacey 1988).

Le premier épisode d'accrétion continentale observable est daté au Précambrien supérieur. Al Hussein *et al.* (2000) propose que la fermeture de la Mer de Nabitah résulte d'une subduction vers l'ouest sous le bouclier ouest arabe, alors constitué des blocs Asir, Hijaz et Midyan. Le bloc Afif rentre en collision avec le bouclier ouest arabe entre 680 et 640 Ma. D'autres auteurs proposent que les éléments pré-cratoniques sont accrétés lors d'une collision vers 690 Ma (Johnson 1996; Genna *et al.* 2002). La fermeture de l'océan est marquée par une suture ophiolitique et des roches ultramafiques. La suture de Nabitah est orientée nord-sud et se situe à l'ouest de l'Arabie (Figure II-21). Un âge de 720-640 Ma avait été proposé (Bokhari & Forster 1988).

La formation du craton correspond à l'orogénèse panafricaine entre 690 et 590 Ma (dont la chaîne de Nabitah). Deux événements majeurs ont été distingués à 680 Ma puis 600 Ma par une étude du métamorphisme et des datations Ar^{40}/Ar^{39} (Al-Saleh *et al.* 1998). L'orogénèse est marquée par des dômes de gneiss et des bassins molassiques dans un contexte de zones cisailantes intracontinentales. La formation molassique de Ablah est datée de 642 ± 1 Ma (Genna *et al.* 1999). Le bassin de Murdama est un bassin d'avant-pays intrudé par des granites datés de 650 à 530 Ma (Béziat & Bache 1995). Les failles décrochantes sénestres sont orientées nord-ouest/sud-est, et leurs conjuguées dextres nord-sud à nord-nord-est/sud-sud-ouest. Sur la bordure est du bouclier arabe, un second épisode d'accrétion continentale résulte de la fermeture de la Mer d'Amar à l'est du nouveau bouclier arabe (Stoeser & Camp 1985; Al Hussein

2000). La subduction vers l'est provoque la collision du bloc Afif avec le bloc Ar Rayn entre 640 et 620 Ma (Stoeser & Camp 1985; Brown *et al.* 1989). La suture d'Amar est nord-sud, parallèlement à la suture de Nabitah à l'ouest de l'Arabie (Figure II-21).

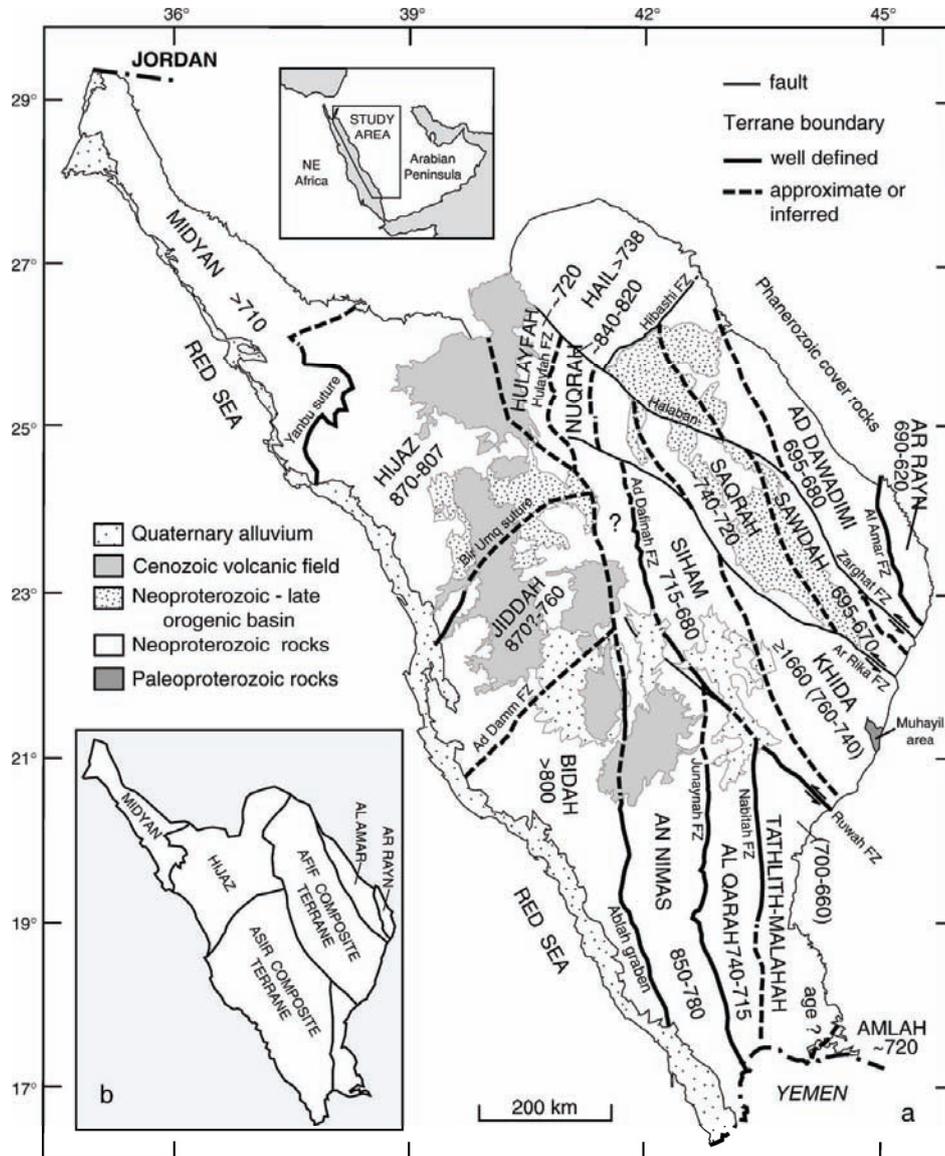


Figure II-20 : (a) Carte des blocs formant le bouclier arabe (Stoeser & Frost 2006). L'âge des protolites est indiqué en Ma. (b) Blocs du bouclier arabe définis par Stoeser et Camp (1985).

Puis des événements gravitaires montrent une extension tardi-orogénique entre 590 et 530 Ma, accompagnée d'un amincissement crustal marqué par une forte érosion et une transgression marine (Blasband *et al.* 2000; Genna *et al.* 2002). Cet effondrement gravitaire se prolonge au cours du Paléozoïque. Les failles décrochantes de Najd contrôlent l'amincissement ainsi que la sédimentation détritique qui se dépose en transgression. Le système de failles sénestres de Najd est composé de trois zones de failles parallèles de 5 à 10 km de large et de 5 à 150 km de rejet sénestre (Brown *et al.* 1989) (Figure II-21). Elles sont orientées N120° et

délimitent des rifts de direction moyenne nord/sud à N45°E, situés dans l'ouest et l'est de l'Arabie et en Inde (Al Hussein 2000). Une activité volcanique est associée à la déformation extensive. Des complexes intrusifs et des essaims de dykes sont datés entre 590 et 530 Ma. Le bouclier Arabie-Nubie se prolonge au nord par les formations protérozoïques du Sinaï (Blasband 1999; Brooijmans 1999; Blasband *et al.* 2000). Au sud, la chaîne de Nabitah se prolonge au Yémen et est corrélée avec la chaîne du Mozambique (Windley *et al.* 1996). Au Sinaï, on observe aussi cette extension nord-ouest/sud-est (Blasband, 1999), associée à des dykes et des intrusions granitiques datés de 590-530 Ma, ainsi que d'un métamorphisme de haute température et basse pression (Brooijmans, 1999). A l'ouest de la Mer Rouge, dans le désert d'Egypte, des complexes intrusifs post-orogéniques sont bordés par deux des failles de Najd (Renno & Stanek 1999). Bokhari et Foster (1988) discernent aussi une extension après la formation du craton, mais ils la datent entre 700 et 540 Ma. Elle est marquée par du volcanisme andésitique et des molasses.

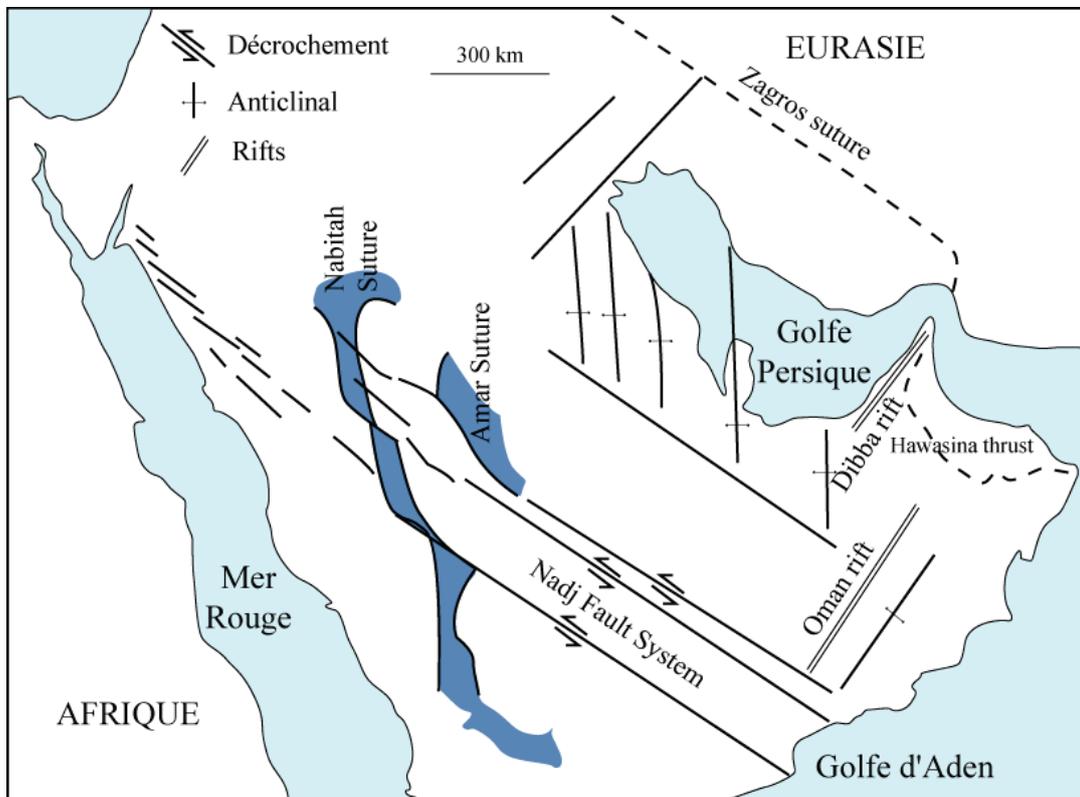


Figure II-21 : Schéma structural des structures protérozoïques et paléozoïques (Al Hussein 2000; Bellahsen 2002). Les sutures Nabitah et Amar se sont formées pendant le néo-protérozoïque. Les systèmes décrochants (Nadj fault system) et extensifs (Oman et Dibba rifts) se sont formés au début du Paléozoïque.

2. Fragmentation du Gondwana au mésozoïque

Vers 180 Ma, la rupture du super-continent Gondwana sépare l'Inde de l'Afrique, donnant naissance à une nouvelle marge afro-arabe qui délimite l'ouest de l'Océan Indien. Il s'agit de la première frontière de plaque à se développer dans la zone étudiée. Le Golfe d'Aden n'apparaîtra que plus tardivement, en réactivant ces structures héritées du rifting jurassique à crétacé.

a) Formation des bassins nord somaliens

Du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, une première séparation a lieu entre l'Inde/Madagascar/Antarctique et l'Afrique/Arabie. Elle aboutit à la formation des bassins océaniques Mozambique, Ouest Somalien et Nord Somalien (Figure II-22).

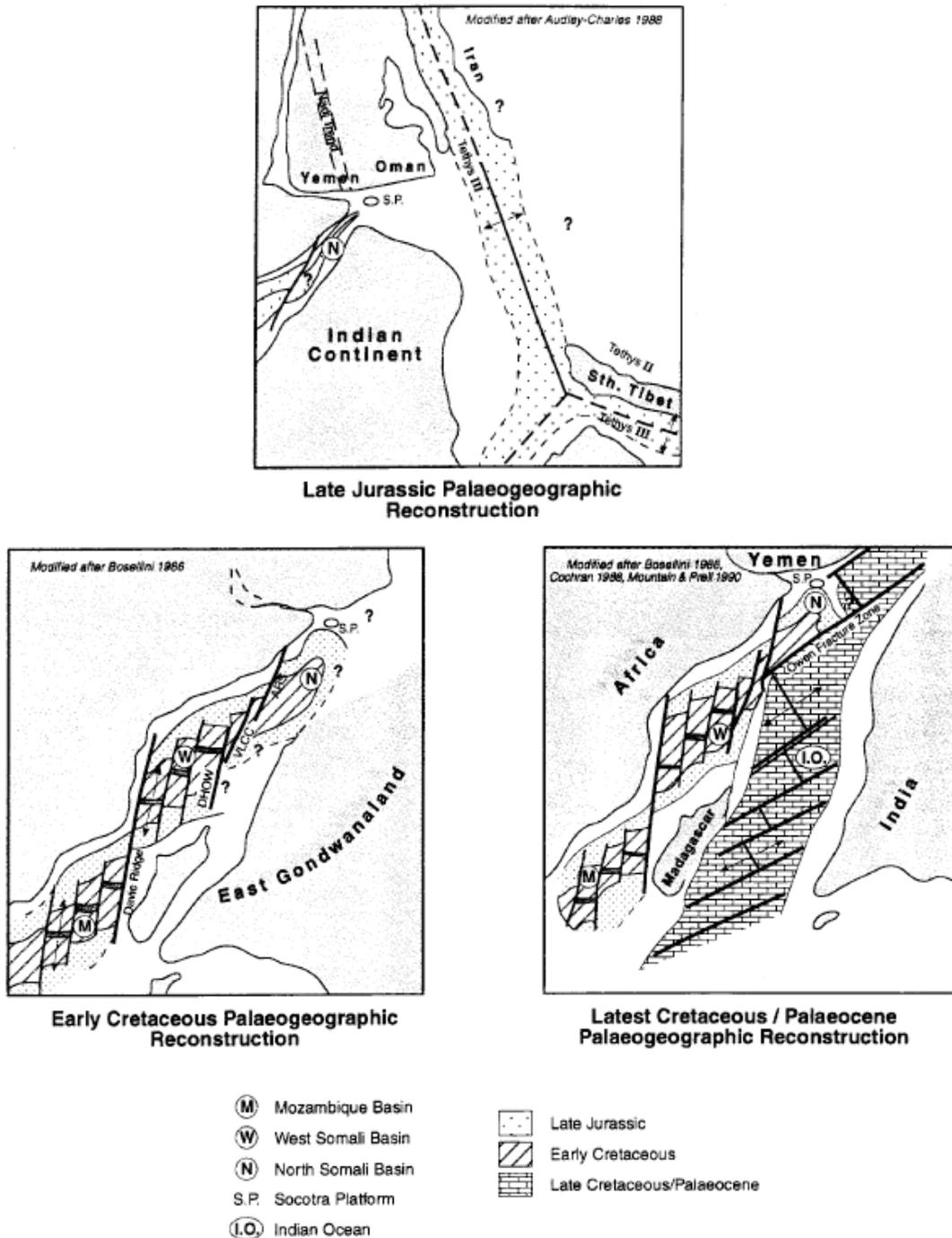


Figure II-22 : Reconstitution des plaques lors de la rupture du Gondwana depuis le Jurassique supérieur (Birse *et al.* 1997).

Ces bassins s'ouvrent en échelon avec des failles transformantes nord-sud qui décalent les centres d'accrétion est-ouest (Birse *et al.* 1997). L'Inde et Madagascar migrent alors vers le sud par

rapport à l'Afrique. Les anomalies les plus anciennes (M22) sont datées du Kimméridgien (~ 150 Ma) (Cochran 1988) et les plus récentes (M0) montrent un âge albien de 102 Ma (Edwards *et al.* 2000).

Sur la marge afro-arabe, cette extension engendre des bassins orientés N110°E sur le plateau somalien (bassins de Nogal, de Darror et de Gardafui, Figure II-23). Ces rifts sont corrélés avec les rifts du sud du Yémen (Ellis *et al.* 1996) avant leur séparation par le Golfe d'Aden (bassins de Aden-Abyan, de Balhaf, de Masilah et de Jeza-Qamar, Figure II-23).

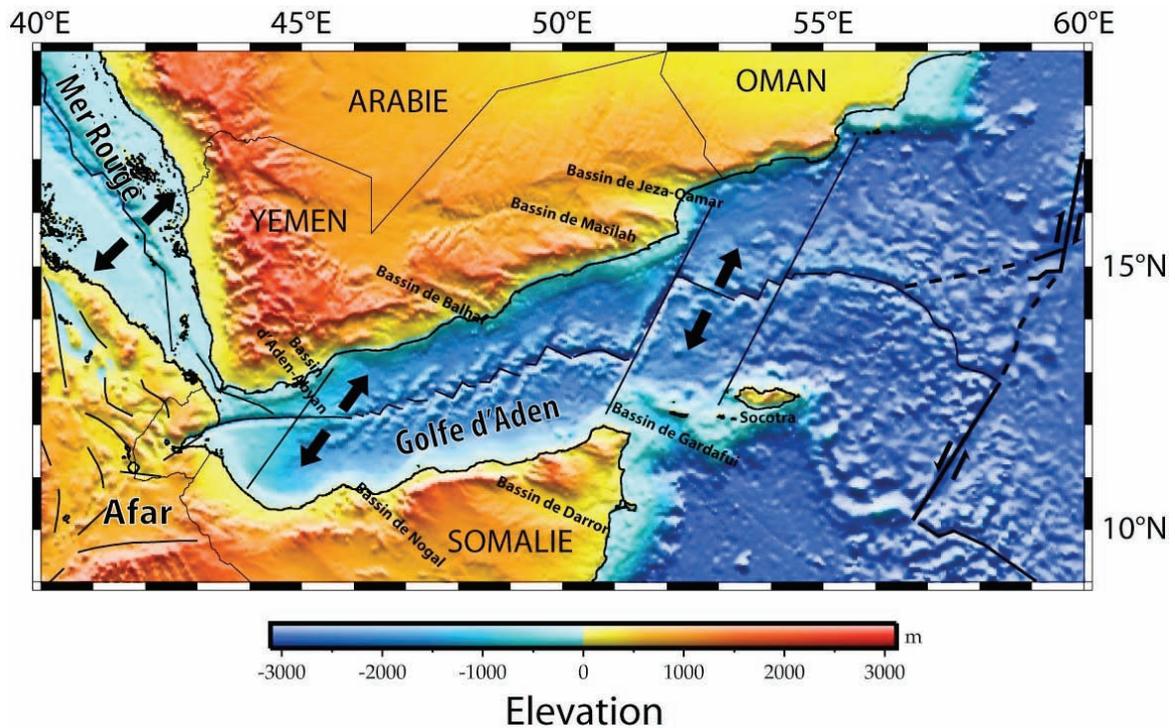


Figure II-23 : Carte du Golfe d'Aden et des principaux bassins mésozoïque, orientés N110°E (Birse *et al.* 1997).

À 90 Ma, l'accrétion entre l'Inde/Seychelles et Madagascar aboutit à la formation du bassin des Mascareignes (Figure II-24). La ride de Chain apparaît comme la cicatrice de la rupture entre ces plaques (Figure II-18).

Vers 65 Ma, un saut de l'accrétion vers le nord, provoque la séparation des Seychelles et de l'Inde, formant ainsi la ride de Carlsberg (Figure II-24). Le taux d'accrétion est important ainsi que le volcanisme (Trapps du Deccan, White 1992). L'Inde migre alors très rapidement vers le nord (1,5 à 2 cm/an) jusqu'à la collision avec l'Eurasie vers 53 Ma (Patriat & Achache 1984; Besse & Courtillot 1988).

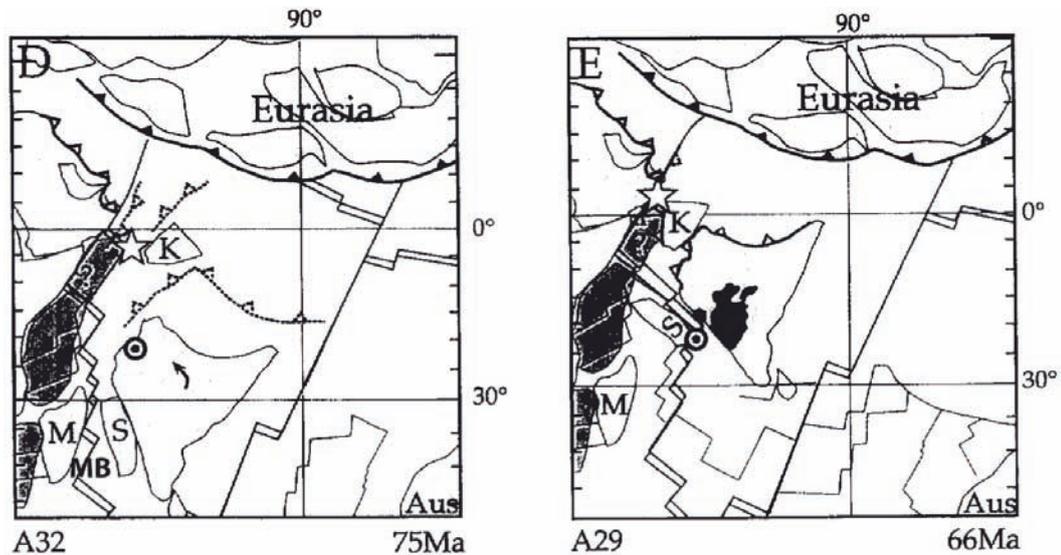


Figure II-24 : Reconstruction des plaques tectoniques de l’océan Ouest Indien à 75Ma et 66Ma, (Gnos et al. 1997). Étoile : Bassin de Masirah ; Rond : Point Chaud de la Réunion ; S : Seychelles ; M : Madagascar ; K : Bloc de Kabul ; Aus : Australie ; Ant : Antarctique ; MB : Bassin de Mascareignes.

La reconstitution de Royer et al (2002) (Figure II-25) montre que la ride de Carlsberg se propageait vers l’est, puis le sens de propagation s’est inversé vers l’ouest, depuis au moins l’anomalie 24n3o (53,3 Ma). Cette inversion ainsi que le ralentissement de l’accrétion sont reliés à la collision Inde/Eurasie (Patriat & Achache 1984; Royer 2002). La propagation de la ride favorise la croissance de la plaque indienne au détriment de la plaque somalienne (Dyment 1998). Un changement de la direction de l’accrétion océanique intervient à 45 Ma : de N-S elle devient N45° (Patriat & Achache 1984; Besse & Courtillot 1988).

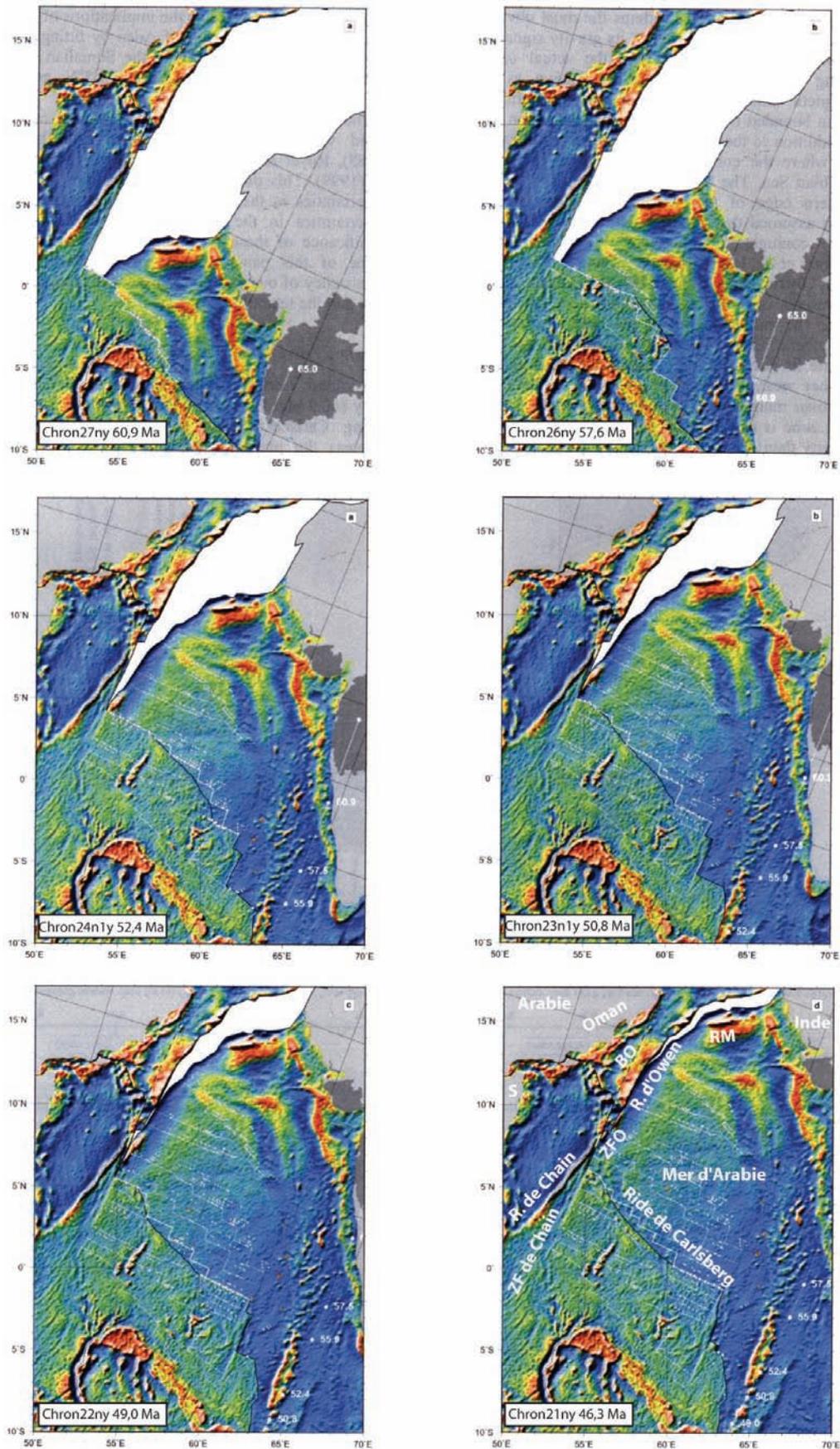


Figure II-25 : Reconstitution aux isochrones de Royer et al., 2002. Localisation des éléments principaux sur la reconstitution la plus récente. BO : Bassin d'Owen, ZFO : Zone de fractures d'Owen, RM : Ride de Murray, S: Somalie.

b) Formation de la Zone de Fracture d'Owen

(1) Localisation de la frontière

L'évolution de la localisation de la limite entre l'Arabie et l'Inde est encore discutée. Certains auteurs soutiennent que la frontière a toujours été localisée sur la Zone de Fracture d'Owen, tandis que d'autres pensent qu'elle se situait antérieurement le long de la marge omanaise. Le bassin d'Owen (Figure II-25) possède les caractéristiques d'une croûte océanique, mais ne montre pas d'anomalies magnétiques identifiables. Il est donc difficile de déterminer l'âge de la croûte océanique pour trancher entre ces hypothèses. Les deux principaux modèles proposés pour expliquer l'évolution du bassin d'Owen sont les suivants (Figure II-26) :

a) Le premier modèle (Whitmarsh 1979) soutient que la Zone de Fractures d'Owen est la limite de plaque entre l'Arabie et l'Inde depuis leur séparation. Cela implique que la croûte océanique sous le bassin d'Owen s'est formée pendant la séparation entre l'Afrique/Arabie et l'Inde au Jurassique supérieur/Crétacé inférieur, avec la création des bassins Mozambique, Somaliens et d'Owen.

b) Le second modèle (Mountain & Prell 1990) place la limite entre les plaques arabe et indienne sur la marge continentale au sud-est de l'Oman. Un proto-bassin d'Owen se forme au Jurassique, lors de la séparation de Inde-Madagascar et de Arabie-Afrique. Puis après la séparation de l'Inde et de Madagascar, la proto-ride de Carlsberg s'est propagée jusqu'à la marge Est Omanaise qui devient une marge décrochante. La Zone de Fractures d'Owen, plus à l'est, ne se développe que lorsque l'accrétion dans le Golfe d'Aden débute. Elle décale alors la ride de Carlsberg qui devient la ride de Sheba à l'ouest. Dans ce cas, l'accrétion sur la marge omanaise a été continue et la croûte océanique sous le bassin d'Owen date du Crétacé supérieur.

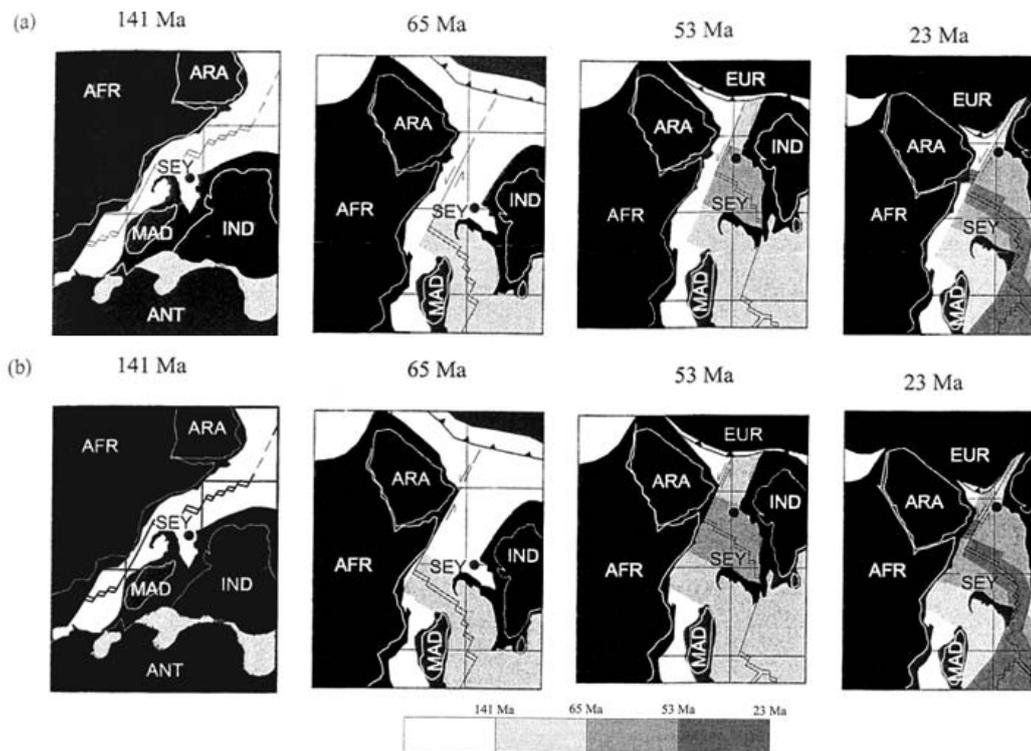


Figure II-26 : Deux modèles différents d'ouverture du nord-ouest de l'océan Indien (Edwards *et al.* 2000). Dans le modèle du haut (Whitmarsh 1979), l'Océan Indien s'étend jusqu'à la faille d'Owen. Dans le modèle du bas (Mountain & Prell 1990), il s'ouvre jusqu'à la marge arabe et le jeu de la faille d'Owen est plus tardif.

Mountain et Prell (1990) comparent les caractéristiques structurales du bassin Nord Somalien avec celles du bassin d'Owen. Ces caractéristiques doivent être semblables si tous les bassins se sont formés à la même période comme le suggère le modèle de Whitmarsh (1979). Cette comparaison est exposée dans le tableau suivant :

	Bassin Nord Somalien	Références	Bassin d'Owen	Références
Profondeur du socle	10 km (sous la marge) à 6,5 km	(Coffin <i>et al.</i> 1986)	5 km maximum au centre	(Whitmarsh, 1979)
Épaisseur des sédiments	8 km (sur la marge) à 2 km		Moins de 2 km, pas d'épaississement	
Age des sédiments à la base	Jurassique supérieur	(Rabinowitz <i>et al.</i> 1983)	Crétacé supérieur ou plus jeune	(Whitmarsh 1974)

Tableau II-1 : Comparaison des bassins Nord Somalien et d'Owen.

Les deux bassins ne présentent pas les mêmes caractéristiques et il ne semble donc pas qu'ils se soient formés pendant la même phase tectonique.

De plus, Mountain et Prell (1990) remarquent que le flux de chaleur sous le bassin d'Owen est trop élevé pour correspondre à une croûte océanique d'âge Jurassique, et que la marge sud-est de l'Oman ne présente pas les caractères géologiques et géophysiques d'une marge passive :

- La transition océan-continent est trop abrupte.
- Il y a trop peu de rifts et d'accumulations de sédiments.

Mais aujourd'hui ces arguments sont contestables car les transitions océan-continent abruptes existent comme dans le Golfe de Californie (Lizzaralde et al., 2007). De plus, les apports sédimentaires peuvent être restreints (peu de décharge détritique ou sédimentation carbonatée).

Le passage de la marge sud-est de l'Oman, d'une marge extensive à une marge décrochante est marqué d'après Mountain et Prell (1990) par :

- Les sédiments du groupe Aruma (Campanien-Maastrichtien, 72,9 à 65 Ma (Le Nindre et al., 2003)), au sud de l'Oman, présentent des changements d'épaisseur latéraux interprétés comme des blocs basculés du Crétacé supérieur (Morton, 1959; Beydoun, 1982). Ces blocs basculés pourraient être liés au décrochement majeur sur la marge sud-est.

- La dissolution des sels de subsurface a été cruciale pour le développement de pièges structuraux pétroliers le long de la marge omanaise. Les épisodes de dissolution par la nappe phréatique coïncident avec des périodes majeures d'activité tectonique (Al-Marejby and Nash, 1986). Au Mésozoïque moyen, l'épisode de dissolution pourrait correspondre à la fracturation du Gondwana et à la formation d'un proto-bassin d'Owen. Au Mésozoïque supérieur, il correspondrait à la formation de la transformante en tant que limite de plaque. Au Tertiaire supérieur, l'ouverture du Golfe d'Aden s'accompagne de variation des contraintes le long de la marge sud-est de l'Oman (Fournier *et al.* 2005).

Une reconstruction de la position des plaques en fonction des isochrones magnétiques (Royer et al., 2002) semble confirmer l'hypothèse de Mountain et Prell (1990) : la frontière de plaques entre l'Arabie et l'Inde se situait sur la marge omanaise au Paléogène. En effet, la reconstitution à l'isochrone 27 (61 Ma) montre l'absence de croûte océanique à l'est de la ride d'Owen (Figure II-25). La largeur manquante correspondrait à la largeur de la croûte océanique dans le bassin d'Owen.

Les linéations magnétiques (non corrélables à des anomalies de type océanique) observées dans le bassin d'Owen possèdent une direction est-nord-est/ouest-sud-ouest (Whitmarsh, 1979), tandis que celles de la Mer d'Arabie possèdent une direction est-ouest. Cette différence peut s'expliquer par la transpression nord-ouest/sud-est entre les plaques indienne et arabe depuis environ 49-46 Ma (isochrones 21 et 22, (Royer et al., 2002). Whitmarsh (1979) considère que la compression responsable du soulèvement de la zone d'Owen n'est effective que depuis le Miocène inférieur. Cette transpression peut aussi expliquer la rupture entre l'Inde et l'Arabie le long de la

Zone de Fracture d'Owen, ainsi que l'ouverture du Golfe d'Aden (Royer et al., 2002). De plus, la zone transformante d'Owen montre un décrochement dextre depuis l'Oligo-Miocène (Edwards et al., 2000), période qui marque le début du rifting du Golfe d'Aden.

Depuis l'isochrone 24 (52 Ma), la région située à l'Est de la ride d'Owen cisaille le long de la Zone de Fracture de Chain, suggérant qu'à cette époque, l'extrémité sud de la ride d'Owen marquait la limite ouest de la plaque indienne (Royer et al., 2002). La Zone de Fracture de Chain apparaît comme la conjuguée de la marge transformante omanaise (Barton et al., 1990).

L'évolution néogène de la Zone de Fracture d'Owen montre une inversion du sens de mouvement. Tandis que la faille transformante d'Owen, au sud du point triple, demeure senestre pour accommoder le déplacement induit par l'accrétion sur les rides de Sheba et de Carlsberg; la Zone de Fracture d'Owen, au nord du point triple, devient dextre. Cet évènement pourrait être lié à la collision de l'Inde avec la plaque eurasiatique (qui débute vers 53 Ma, Patriat & Achache 1984; Besse & Courtillot 1988) tandis que la plaque arabe continue de migrer vers le nord. Néanmoins, cette inversion est mal datée.

D'autre part, la position du point triple Arabie-Inde-Somalie évolue au cours du temps. Fournier *et al.* (2001; 2008) proposent une migration du point triple vers l'ouest, basée sur la réinterprétation de données sismologiques et magnétiques et sur les données géophysiques de la campagne AOC. En effet, vers 20 Ma, alors que l'accrétion débute à l'est du Golfe d'Aden, le point triple est constitué de la jeune ride de Sheba à l'ouest, de la zone transformante d'Owen au nord et de la faille transformante d'Owen au sud (Figure II-27). Le triangle des vitesses correspondant n'est pas stable et les frontières de plaques vont évoluer en conséquence. Les données sismologiques et magnétiques sur le point triple actuel montre qu'il est en train d'évoluer vers un type R-R-R. Le point triple migre vers l'ouest et deux nouveaux segments de rides se forment pour raccorder le point triple à la zone transformante d'Owen et à la décrochante d'Owen. Ainsi le triangle des vitesses est stable.

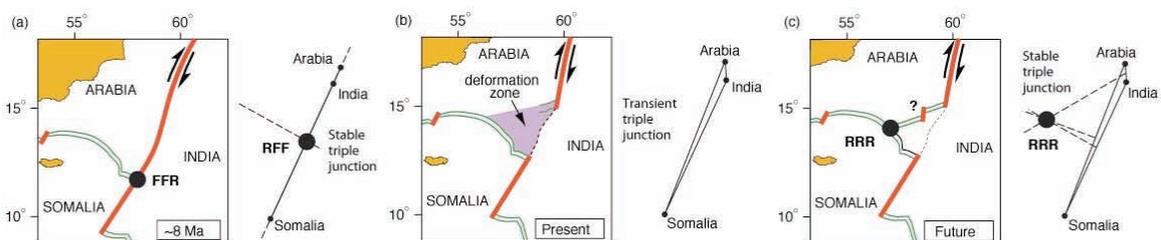


Figure II-27 : Migration vers l'Ouest du point triple Arabie-Inde-Somalie. Sketchs et triangles des vitesses depuis ~8Ma. (Fournier *et al.* 2008).

(2) *La marge Est-omanaise*

Les ophiolites du nord-est de l'Oman ont longtemps été considérées comme résultant d'une unique obduction vers le sud-ouest sur la marge continentale nord de l'Oman du Coniacien au

campanien (85-80 Ma) (Glennie *et al.* 1974; Shackleton *et al.* 1990; Roger *et al.* 1991; Wyns *et al.* 1992). Néanmoins, les données stratigraphiques et structurales montrent deux épisodes d'obduction (Schreurs & Immenhauser 1999). Une première obduction a lieu au Campanien inférieur (82-80 Ma) avec la mise en place du complexe d'Hawasina et des ophiolites de Semail vers le sud-ouest (Glennie *et al.*, 1974). La seconde a lieu au Paléocène inférieur (environ 65 Ma) avec la mise en place (1) du groupe Batain et (2) des ophiolites de Masirah (Peters & Mercolli 1998; Schreurs & Immenhauser 1999). Cet épisode serait lié à un mouvement transpressif entre les plaques indo-pakistanaise et afro-arabe vers 65 Ma (Gnos *et al.*, 1997) (Figure II-24). Il peut être relié à la rupture entre les plaques indienne et Seychelles et/ou à la collision du bloc de Kabul (à l'origine au nord de la plaque Inde ; Figure II-24) avec la plaque indienne (Tapponnier *et al.* 1981; Gnos *et al.* 1997; Immenhauser *et al.* 2000).

(1) Les sédiments du groupe Batain (Permien à Crétacé supérieur) ont été déposés dans un bassin à l'est de l'Oman qui séparait la plaque arabe de l'Inde, et déformés au sein d'une chaîne plissée de couverture lors de l'épisode d'obduction (Schreurs and Immenhauser, 1999). La compression nord-est/sud-ouest au Tertiaire supérieur pourrait être liée à la convergence entre l'Arabie et l'Eurasie associée à l'accrétion dans le Golfe d'Aden.

(2) Le bassin de Masirah, à l'origine des ophiolites de Masirah, présente une croûte océanique peu épaisse d'âge Jurassique supérieur (Beurrier 1987), plus exactement Tithonien (Marquer *et al.* 1998). L'évolution du bassin et la mise en place des ophiolites sont présentées dans un modèle de réorganisation des plaques (Gnos *et al.*, 1997) (Figure II-24). La croûte océanique s'est formée du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, lors de la séparation entre l'Afrique et l'Inde, dans le même temps que le bassin somalien. Les rides et les transformantes sont orientées est-ouest et nord-sud respectivement. Les résultats du paléomagnétisme (Gnos & Perrin 1996) ont permis de localiser la formation de la croûte océanique à $38^{\circ} \pm 12^{\circ}$ S, probablement à l'ouest de l'Inde, et de montrer que le déplacement du bassin est similaire à celui de la plaque indienne. Cela permet de supposer qu'à l'origine, le bassin de Masirah appartenait à la marge ouest de l'Inde.

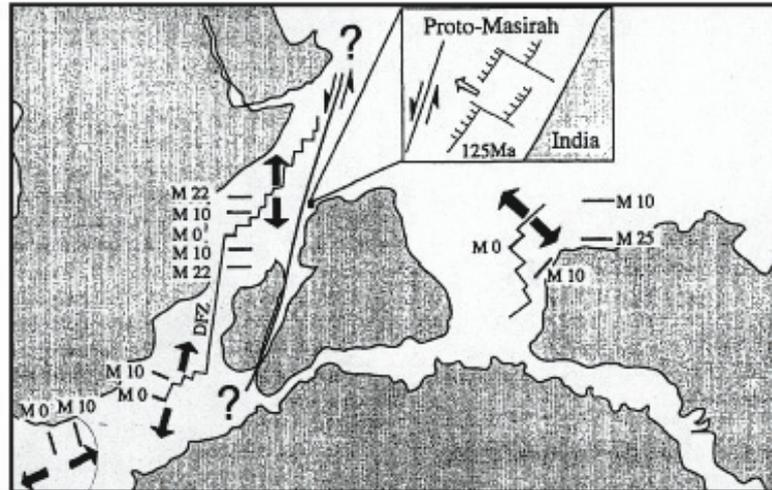


Figure II-28 : Hypothèse d'une transformante senestre entre l'Inde et Madagascar au Hauteriviens-Barrémien, qui permet une extension lithosphérique dans le bassin de Masirah (Marquer et al., 1998). DFZ: Davie fault Zone.

La faible épaisseur de la croûte océanique est expliquée par Peters et Mercolli (1998) qui pensent que la croûte océanique, localisée à l'intersection d'une ride et d'une transformante, est amincie par un apport restreint de magma à l'extrémité du segment de la ride. Néanmoins, leur publication suivante (Marquer et al., 1998) propose que la croûte est étirée par un rifting océanique au Crétacé inférieur (Hauteriviens-Barrémien) selon une direction d'extension nord-ouest/sud-est et des failles normales nord-est/sud-ouest (Figure II-28). Cet événement coïnciderait avec une réorganisation importante du déplacement de la plaque indienne par rapport à l'Afrique, l'Antarctique et l'Australie. L'ouverture du bassin serait alors une réponse locale à l'échappement vers le nord-est de la plaque indienne, lié à l'ouverture de l'Atlantique Sud et à l'accrétion dans la partie est de l'Océan Indien.

3. Synthèse des événements antérieurs au rifting du Golfe d'Aden

Au Protérozoïque, le craton arabo-nubien se forme par collision entre des microplaques tectoniques au cours de l'orogénèse panafricaine. Les sutures ophiolitiques constituent des structures héritées de direction nord-sud. L'effondrement gravitaire qui suit l'orogénèse donne naissance à des rifts de direction nord-sud à N45°E, contrôlés par un système de failles majeures sénestres de direction N120°E.

La Figure II-29 propose une reconstitution de l'évolution des frontières de plaques depuis le Crétacé inférieur et avant l'accrétion dans le Golfe d'Aden. Cette reconstitution est basée sur les données bibliographiques précédemment exposées avec un parti pris lorsque plusieurs hypothèses persistent.

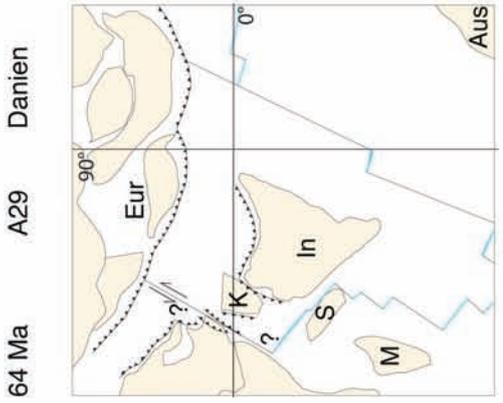
Au Jurassique supérieur/Crétacé inférieur (carte à 130 Ma), la séparation de l'Afrique et de Madagascar donne lieu à des centres d'accrétion est-ouest et des bassins N110°E sur la marge continentale Afro-arabe. A l'Hauterivien/Barrémien (carte à 118 Ma), une transformante senestre entre Madagascar et les Seychelles est apparue. Elle pourrait s'être prolongée le long de la marge Est omanaise (hypothèses combinées de Marquer et al. (1998) et de Mountain et Prell (1990) pour accommoder le déplacement rapide de l'Inde vers le nord. L'accrétion entre Madagascar et les Seychelles débute à 90 Ma. Vers 70-75 Ma, la vitesse de convergence entre le bloc de Kabul et l'Eurasie est anormalement élevée (20 cm/an) et plusieurs subductions intra-océaniques se forment entre la marge Afro-arabe, le bloc de Kabul et l'Inde (Gnos et al., 1997). Leur position et orientation sur la Figure II-29 a été estimée par Gnos et al. (1997).

À 65 Ma, l'initiation de l'accrétion entre les Seychelles et l'Inde et la possible collision entre l'Inde et le bloc de Kabul provoquent l'obduction des ophiolites de Masirah (point noir). À 53 Ma, l'Inde rentre en collision avec l'Eurasie, ralentissant fortement sa progression vers le nord. La faille transformante d'Owen se situe encore sur la marge Est omanaise comme le suggère la reconstitution de Royer et al. (2002). Enfin le point chaud de l'Afar se met en place vers 45 Ma et permet d'initier le rifting de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden vers 35 Ma. L'accrétion dans la partie la plus orientale du Golfe ne débutera que vers 20 Ma. La plaque arabe se déplace alors plus rapidement vers le nord que la plaque indienne. Ainsi, la faille transformante d'Owen devient dextre.

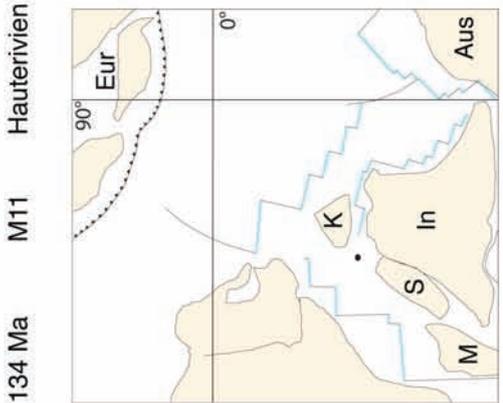
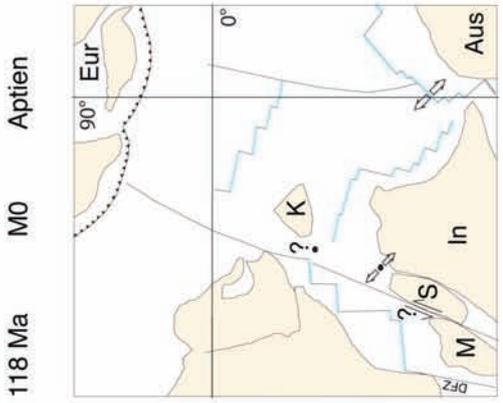
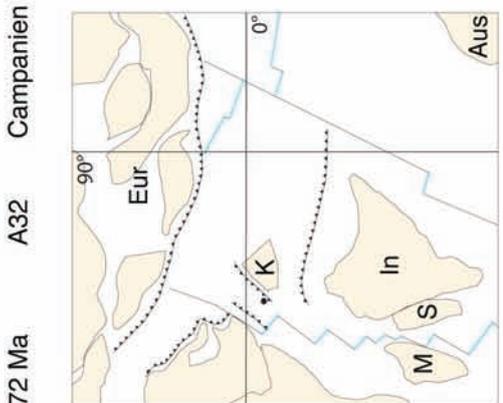
Au moment de la mise en place du point chaud de l'Afar vers 45 Ma, la croûte continentale de la plaque Afrique/Arabie est un craton épais et froid. Le dernier événement tectonique enregistré dans la zone d'étude date du Jurassique supérieur/Crétacé inférieur avec la mise en place de rifts d'une cinquantaine de kilomètres de large et profond d'une dizaine de kilomètres. Il est probable que le rééquilibrage thermique de la lithosphère soit terminé au moment du rifting d'Aden (60 Ma au moins se sont écoulés). Néanmoins, les bassins profonds indiquent qu'un amincissement important de la croûte continentale a eu lieu. Sous la croûte amincie, la remontée du manteau a mis en place des péridotites. Ces péridotites "froides" sont beaucoup plus résistantes que la croûte non-amincie adjacente. La lithosphère continentale avant la formation du Golfe d'Aden possède donc un héritage structural : les bassins mésozoïques constituent des zones résistantes de directions N110°E (d'Acremont et al, 2005; Bellahsen et al., 2006).

L'ouverture du Golfe d'Aden a été guidée par différents phénomènes dont l'importance relative reste à définir. Notons entre autres l'héritage structural, le point chaud de l'Afar, la propagation de la ride de Carlsberg et la traction de la plaque arabe par la subduction sous l'Eurasie, puis leur collision et la formation du Zagros.

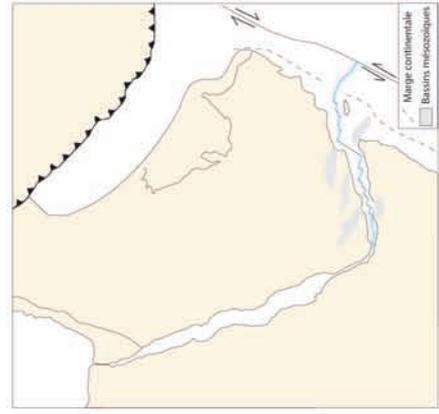
obduction Masirah



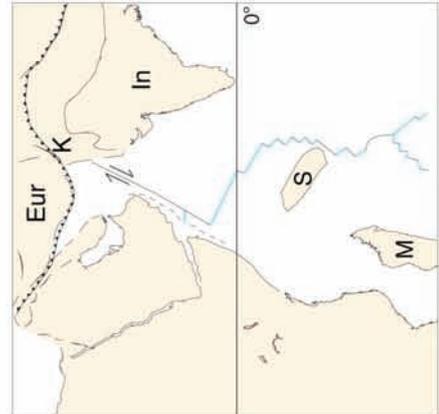
obduction Semail



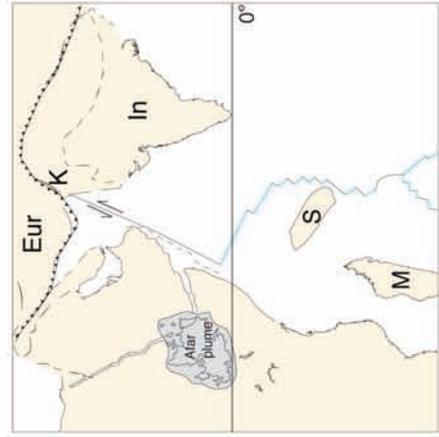
16 Ma A5c Langhien



20 Ma Burdigalien



30 Ma Rupélien



51 Ma A23 Yprésien

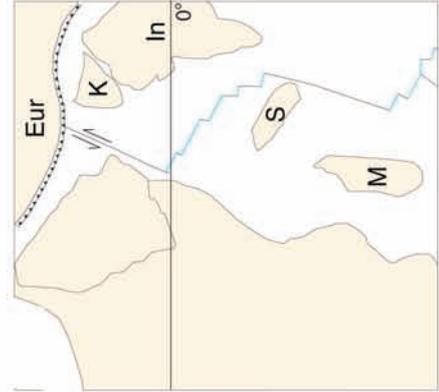


Figure II-29 : Reconstruction des plaques et évolution de la partie ouest de l'Océan indien entre 130 et 16 Ma. Modifié d'après Gnos et al., 1997; Marquer et al., 1998; Edwards et al., 2000; Immenhauser et al., 2000. Point noir : bassin de Masirah; Eur : Eurasie; K : bloc de Kabul; S : Seychelles; M : Madagascar; In : Inde; Aus : Australie.

C. TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE GOLFE D'ADEN

Les hypothèses d'ouverture du Golfe d'Aden sont nombreuses et variées. Afin de mieux comprendre ces scénarios, intéressons nous tout d'abord aux données sur lesquelles ils sont basés. Dans un premier temps les données apportées par la stratigraphie, la tectonique et la géophysique seront présentées afin de réaliser une synthèse des événements. Puis les modèles d'ouverture et de propagation du Golfe d'Aden seront discutés.

La Figure II-30 synthétise les principales données à terre disponibles sur le Golfe d'Aden ainsi que les données géophysiques (bathymétrie, sismique réflexion, gravimétrie, magnétisme) acquises lors de la campagne Encens-Sheba (Leroy et al, 2004). L'encart situé en bas à droite nous permet de nous remémorer l'état initial dans lequel se trouvaient les plaques arabe et africaine avant leur séparation.

1. Données stratigraphiques

a) Sédimentologie

Les marges conjuguées du Golfe d'Aden ont fait l'objet de différentes études et la description des formations géologiques diffère par leur dénomination mais aussi par leurs limites temporelles. Néanmoins, les séquences de dépôts et les sédiments relatifs au rifting décrits dans le Dhofar, possèdent des équivalents au Yémen et en Somalie (Beydoun 1970; Bosellini 1992; Abbate *et al.* 1993; Fantozzi 1996; Fantozzi & Sgavetti 1998; Watchorn *et al.* 1998). Le Tableau II-2 récapitule les équivalences possibles entre les marges conjuguées sur quelques études majeures. La description des séries sédimentaires est principalement basée sur les notices des cartes géologiques de Platel et al. (1992). Nous verrons dans le chapitre IV que les limites des séries sédimentaires peuvent être affinées dans la région du Dhofar.

(1) Socle et séries anté-rift

Au sud du Yémen et au nord-est de la Somalie, le socle est principalement composé de sédiments métamorphiques de faible degré avec des intrusions granitiques panafricaines (Fantozzi & Sgavetti 1998). Dans la région du Dhofar, le socle affleure sur la péninsule de Mirbat (Figure II-30, en rouge). Il est composé de gneiss âgés de ~1000-810 Ma (roches initiales > 1300 Ma), de roches magmatiques calco-alcalines (830-780 Ma), d'aplites et de pegmatites (770-750 Ma) et de granodiorites (~750-700 Ma) (Mecolli *et al.* 2006). La formation de Mirbat au Protérozoïque à Paléozoïque inférieur montre des conditions périglaciaires (Platel *et al.* 1992). Les séries anté-rift reposent en discordance sur le socle métamorphique protérozoïque. Ces séries sont corrélées sur les marges nord et sud (Samuel *et al.* 1997; Fantozzi & Sgavetti 1998; Watchorn *et al.* 1998).

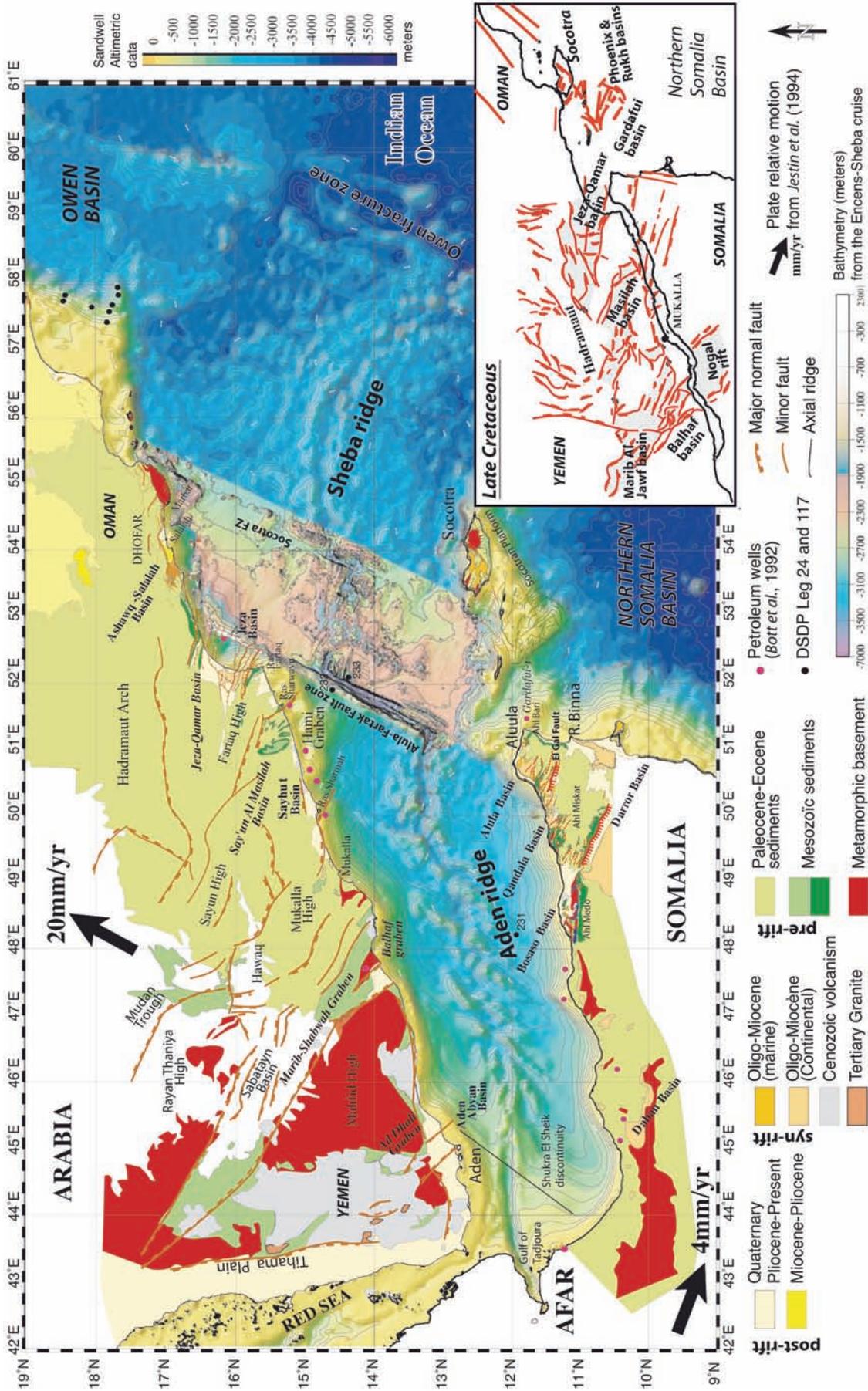


Figure II-30 : Carte de d'Acromont *et al.* (2005). Carte bathymétrique du Golfe d'Aden d'après les données de Sandwell and Smith (1997a) et celles de la campagne Encens-Sheba (2000). Carte géologique et structurale à terre (Beydoun & Bichan 1969; Roger *et al.* 1989; Platel *et al.* 1992; Menzies & al. 1994; Fantozzi 1996; Birse *et al.* 1997; Brannan *et al.* 1997; Morrison *et al.* 1997; Samuel *et al.* 1997; Watchorn *et al.* 1998). En encart, reconstitution des bassins mésozoïques avant l'ouverture oligo-miocène du Golfe d'Aden (modifié d'après Ellis *et al.* 1996).

Ma			Marge sud			Marge nord			
			Samuel et al., 1997	Fantozzi et Ali Kassim, 2002		Roger et al., 1989		Watchorn et al., 1998	
			Socotra	Somalie		Mahra/Dhofar	Dhofar	Yémen	
5.3	PLEISTOCENE								
	PLIOCENE	S	Gélasien			Boulder Beds	Dépôts post-Miocène	Conglomérats rouges (Nar, ...)	Shihr
		M	Plaisancien						
		I	Zancléen						
	MIOCENE	S	Messinien			Conglomérats	Fars	Adawnib	
			Tortonien						
			Serravallien						
		M	Langhien		Dubar				
			Burdigalien				Dubar		
			Aquitaniens		Scusciuban				
23	OLIGOCENE	Chattien	Mughsayl	Daban			Dhofar	Mughsayl	Base de Shihr (35 à 21,1-17,4 Ma)
		Rupélien			Scimis Hafun		Taqa	Ashawq	
33.9	EOCENE	S	Priabonien					Zalumah	
			Bartonien	Aydim		Karkar			Aydim
		M	Lutécien	Dammam		Gumaio		Habshiya/Qara/Andhur	Dammam
			Yprésien	Rus		Taleh		Rus	Rus
		55.8	PALEOCENE	Thanétien	Umm er Radhuma				Jeza
Danien					Auradu		Umm er Radhuma		
Maastrichtien	Sharwayn						Sharwayn	Sharwayn	
65.5	CRETACE SUP.	Campanien	Samhan		Yesomma		Mukalla	Samhan	

Tableau II-2 : Corrélation des séries anté-rift (brun), syn-rift (jaune) et post-rift (bleu) sur les marges nord et sud du Golfe d'Aden (d'après, Roger *et al.* 1989; Samuel *et al.* 1997; Watchorn *et al.* 1998; Fantozzi & Ali-Kassim 2002). Les séries en vert sont définies comme syn et post-rift par les auteurs.

Au Yémen et en Somalie, les séries sédimentaires anté-rift sont Jurassique à Eocène. À l'ouest, les sédiments siliciclastiques et carbonatés indiquent des environnements continentaux ou marins peu profonds. À l'est, les sédiments marneux clastiques et pélagiques du domaine Océan Indien montrent un approfondissement important vers l'est (Fantozzi & Sgavetti 1998; Fantozzi &

Ali-Kassim 2002). De même, dans le Dhofar, les épaisseurs varient considérablement d'ouest (400 m) en est (2 m) au sein des formations de Thamama, Wasia et Aruma, déposées lors d'une transgression au Crétacé (Platel & Roger 1989). La formation d'Hadhramaut (Platel & Roger 1989; Roger *et al.* 1989) se dépose ensuite du Paléocène à l'Eocène.

Dans le Dhofar, les séries anté-rift correspondent au groupe Hadhramaut (Platel & Roger 1989; Roger *et al.* 1989). Le groupe Hadhramaut s'étend du Paléocène (Thanétien) à l'Eocène supérieur (Priabonien). Il est en discordance sur le Crétacé supérieur qui repose sur le socle cristallin métamorphique de Mirbat et sur la couverture sédimentaire Paléozoïque. Ce groupe est constitué de deux unités carbonatées épaisses et d'environnements peu profonds. La formation Umm er Radhuma (Beydoun 1964) est datée du Thanétien supérieur à l'Ilerdien moyen. Elle est formée de calcaires comportant des intercalations marneuses et des nodules de "chert". Leur épaisseur totale atteint plus de 600 m. La formation Dammam est âgée du Lutétien inférieur terminal au Bartonien. L'épaisseur totale des deux formations dépasse les 400 m. Entre les deux, la formation de Rus (Ilerdien supérieur à Cuisien) est formée par des dépôts peu épais (60 m) de dolomites et d'évaporites, indiquant une régression à l'Eocène inférieur à moyen. La formation Aydim s'étend du Bartonien au Priabonien. Le groupe Hadhramaut correspond donc à deux cycles complets de transgression-régression (Platel & Roger 1989; Roger *et al.* 1989; Le Métour *et al.* 1995). Le premier montre l'établissement de la plate-forme arabe extensive au Thanétien supérieur, et son émergence à la fin de l'Yprésien, comme le montre les conditions restrictives pendant le dépôt de la formation Rus. Le deuxième correspond à la réinvasion de la plate-forme au Lutécien et au Bartonien, et sa seconde émergence au Priabonien supérieur, ce qui implique un soulèvement significatif des épaules du rift, avant le rifting. Le toit des sédiments anté-rift est daté à 42 Ma (Schüppel & Wienholz 1990; Hughes *et al.* 1991; Watchorn *et al.* 1998). Cela constitue une limite inférieure pour dater le rifting dans le Golfe d'Aden.

(2) Séries syn-rift

Au Yémen, les sédiments syn-rift du groupe Shihr sont au moins âgés du Chattien (30-23.5 Ma) (Schüppel & Wienholz 1990; Hughes *et al.* 1991; Watchorn *et al.* 1998). Dans le sud du Yémen, le sommet de la série syn-rift est daté au Miocène inférieur (21,1 à 17,4 Ma) par datation $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Watchorn *et al.* 1998). Le passage des sédiments anté-rift aux sédiments syn-rift est un bon marqueur de l'initiation du rifting. Il semble donc que, dans la partie ouest du Golfe, le rifting débute entre l'Eocène inférieur à moyen (42 Ma, toit des séries anté-rift) et l'Oligocène moyen à supérieur (30-23,5 Ma, base des séries syn-rift). Un approfondissement vers l'est est observé depuis des environnements continentaux à marins peu profonds (Yémen) jusqu'à un milieu marin profond (Dhofar). La profondeur de formation des sédiments et les marqueurs de conditions de dépôt en eaux saumâtres sur la marge yéménite témoignent du début d'un approfondissement du bassin à

l'Oligocène inférieur (Hughes *et al.* 1991). Puis une surrection rapide du Yémen est enregistrée par les traces de fission de l'apatite vers 20-23 Ma (Menziés *et al.* 1992). Ce soulèvement est observé sur tout le Golfe. Par conséquent, les séries syn-rift sont en discordance car il y a non-dépôt ou érosion des sédiments éocènes.

Dans la partie est du Golfe, au Dhofar, la formation anté-rift Aydim est priabonienne (37-33,7 Ma) et la formation syn-rift Zalumah est priabonienne terminal (Roger *et al.* 1989), indiquant que le rifting débute à cette époque. Dans le Dhofar, les séries syn-rift correspondent au groupe Dhofar (Platel & Roger 1989; Roger *et al.* 1989). Le groupe Dhofar suit l'émergence de la plateforme arabe à l'Eocène supérieur. Il n'est observé qu'au sud de la plaque arabe. Il repose en discordance sur le groupe Hadhramaut.

La séquence syn-rift du Dhofar débute à la fin du Priabonien supérieur avec la formation Zalumah. Elle indique un soulèvement progressif de la marge et une émergence généralisée. Des conditions marines peu profondes réapparaissent alors au Dhofar. La formation de Zalumah est datée du Priabonien supérieur au Rupélien. Elle est composée de dépôts lacustres indiquant un environnement continental.

Au Rupélien, la formation Ashawq marque l'initiation des grabens. Les dépôts atteignent plus de 600 m d'épaisseur et montrent un environnement marin peu profond. Le toit de la formation Ashawq passe latéralement aux dépôts de la Formation Mughsayl. La formation Ashawq est composée de sédiments syn-rift carbonatés tabulaires. Elle présente une évolution d'ouest en est. À l'ouest, l'épaisseur de la formation n'excède pas 300 m. À l'est, aux environs de Taqah, l'épaisseur atteint 700 m avec des faciès externes plus ouverts (Platel *et al.* 1992). Cela marque une augmentation de la profondeur vers l'est. Il y a donc création d'une pente vers l'est pendant le dépôt de la formation d'Ashawq et qui se poursuit au cours de la formation Mughsayl (Pointu 2007). De plus, les variations de faciès sont accompagnées de structures glissées confirmant le basculement vers l'est à l'Oligocène.

À l'Oligocène supérieur, la formation Mughsayl est composée de sédiments syn-rift très épais (> 700 m). Les dépôts calci-turbiditiques crayeux en bancs peu épais montrent un environnement calme. Néanmoins ces dépôts plus profonds sont accompagnés de glissements et de pentes de calciturbidites dont des méga-brèches, des débris flows et des olistolites provenant du plateau, qui indiquent la présence de pentes importantes tandis que la marge s'effondre et subside. Dans le Wadi Ashawq, des slumps et des figures d'échappement d'eau montrent une accélération de la subsidence à la base de la Mughsayl (Platel & Roger 1989). La subsidence maximale est marquée au Burdigalien. Les conditions marines profondes persistent jusqu'au Burdigalien moyen. À ce moment, un réajustement tectonique provoque le basculement vers le nord (et l'émergence induite) de tout le sud du Dhofar, soumis alors à l'érosion. Le toit de la Mughsayl comporte des

clinoformes. Il s'agit d'une intercalation de conglomérats et de récifs pentés vers l'océan, correspondant aux foresets d'un Gilbert Delta (Pointu 2007; Razin *et al.* in prep.). Cela indique un comblement du bassin au Burdigalien. Le Gilbert Delta marque donc la fin du rifting dans la région du Dhofar. Il pourrait être contemporain de la mise en place de la croûte océanique (marquée par l'anomalie magnétique 5d à 17,6 Ma). Plus à l'est, sur la plaine de Sharbitat, l'équivalent de la formation Mughsayl est la formation Warak. Les dépôts y sont bioclastiques et attestent d'un environnement différent. Il s'agit essentiellement d'un niveau de démantèlement de récifs, marqueur d'une diminution de la tranche d'eau. Il n'y a pas d'enregistrement préservé d'un éventuel Gilbert Delta.

(3) Séries post-rift

Dans le Dhofar, les séries post-rift correspondent au groupe Fars (Platel & Roger 1989; Roger *et al.* 1989). Son étendue est restreinte sur une zone étroite le long de la côte. Le groupe du Fars est discordant sur les sédiments bathyaux. Les conditions sédimentaires étaient alors similaires à l'environnement actuel.

La base de la formation de Adawnib est marquée par un soulèvement final majeur au Miocène moyen. Les premiers sédiments post-rift ont d'abord été datés à 18 Ma (Roger *et al.* 1989). Ultérieurement, une analyse plus fine de la faune à gastéropodes (*Cerithium*, *Terebralia bidonta*, *Neritina*...) a permis d'affiner la datation au Burdigalien supérieur-Langhien (Platel & Roger 1992; Platel *et al.* 1992).

Cette formation est composée de sédiments marins carbonatés relatifs à un environnement peu profond. Cela indique une reprise de la subsidence.

Puis, une émergence est enregistrée par les dépôts détritiques et continentaux de la formation Nar. Enfin des mouvements de soulèvement tardif ont lieu au Plio-quatenaire, au sommet de la formation de Nar. Des "beach rocks" constituent des paléo-plages actuellement perchées à 13 et 25 m. Il existe donc une surrection actuelle de la marge dans le Dhofar (Platel *et al.*, 1992).

b) Volcanisme

La carte compilant les événements volcaniques montre que le volcanisme évolue d'est en ouest le long du Golfe d'Aden (Leroy *et al.* subm.-b). Dans la partie orientale du Golfe, les marges nord et sud ne présentent pas ou peu de volcanisme (Figure II-31). Dans la partie occidentale du Golfe, les marges sont volcaniques et de moins en moins volcaniques vers l'est. Le volcanisme de la partie occidentale du Golfe d'Aden peut être mis en relation directe avec celui des marges de la Mer Rouge.

À terre, des datations Ar/Ar et de magnéto-stratigraphie ont été effectuées sur des séries de trapps basaltiques en Ethiopie (Hofmann *et al.* 1997; Rochette *et al.* 1998; Ukstins *et al.* 2002) et

au Yémen (Baker *et al.* 1996). Elles suggèrent un âge de mise en place du point chaud de l'Afar vers 30 Ma (Oligocène inférieur). Néanmoins, des études plus récentes montrent que les premières traces du point chaud à la surface datent de 45 Ma avec un pic d'activité aux alentours de 30 Ma (Ebinger & Sleep 1998; George *et al.* 1998; Kenea *et al.* 2001 et les références citées).

Les produits magmatiques au Yémen sont de types "coulées de lave" et intrusifs. Les coulées de laves sont datées à deux époques 31-29 à 26 Ma (Civetta *et al.* 1978; Chiesa *et al.* 1989; Baker *et al.* 1996) et 23 à 18 Ma (Civetta *et al.* 1978; Mohr 1991; Zumbo *et al.* 1995). Tandis que les produits intrusifs sont datés à 21-22 Ma (Capaldi *et al.* 1987; Huchon *et al.* 1991; Zumbo *et al.* 1995).

En sismique réflexion, les marges volcaniques sont marquées par la présence de SDR (Seaward Dipping Reflectors). Ce sont de grands éventails volcano-sédimentaires alimentés par des essaims de dykes. La différence d'impédance entre les sédiments et les laves est importante, on obtient donc des réflecteurs très marqués. Dans le Golfe d'Aden, des SDRs sont observés sur la marge SSE du Yémen (Tard *et al.* 1991).

Sur la dorsale, le Golfe de Tadjoura présente un volcanisme directement lié au point chaud de l'Afar (Barrat *et al.* 1990; Barrat *et al.* 1993). À l'est de la discontinuité de Shukra El Sheik (SSTf sur la Figure II-31), le volcanisme consiste en des MORB classiques de l'accrétion océanique. Entre les longitudes 45°30E et 47°E, le volcanisme est enrichi par des éléments mantelliques. En effet, le rift se propage alors dans une croûte contaminée par du matériel mantellique, remonté par le point chaud de l'Afar.

Dans la partie est du Golfe, entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra (Figure II-31), un segment océanique est anormalement plus nourri que les segments alentours avec un pic de l'activité magmatique vers 10 Ma et une asymétrie de l'épaisseur de croûte en faveur du flanc sud (Figure II-31, volcanic area). Une anomalie thermique s'est mise en place au sud de la dorsale vers 10 Ma. Elle alimente depuis ce segment (d'Acremont *et al.* subm.).

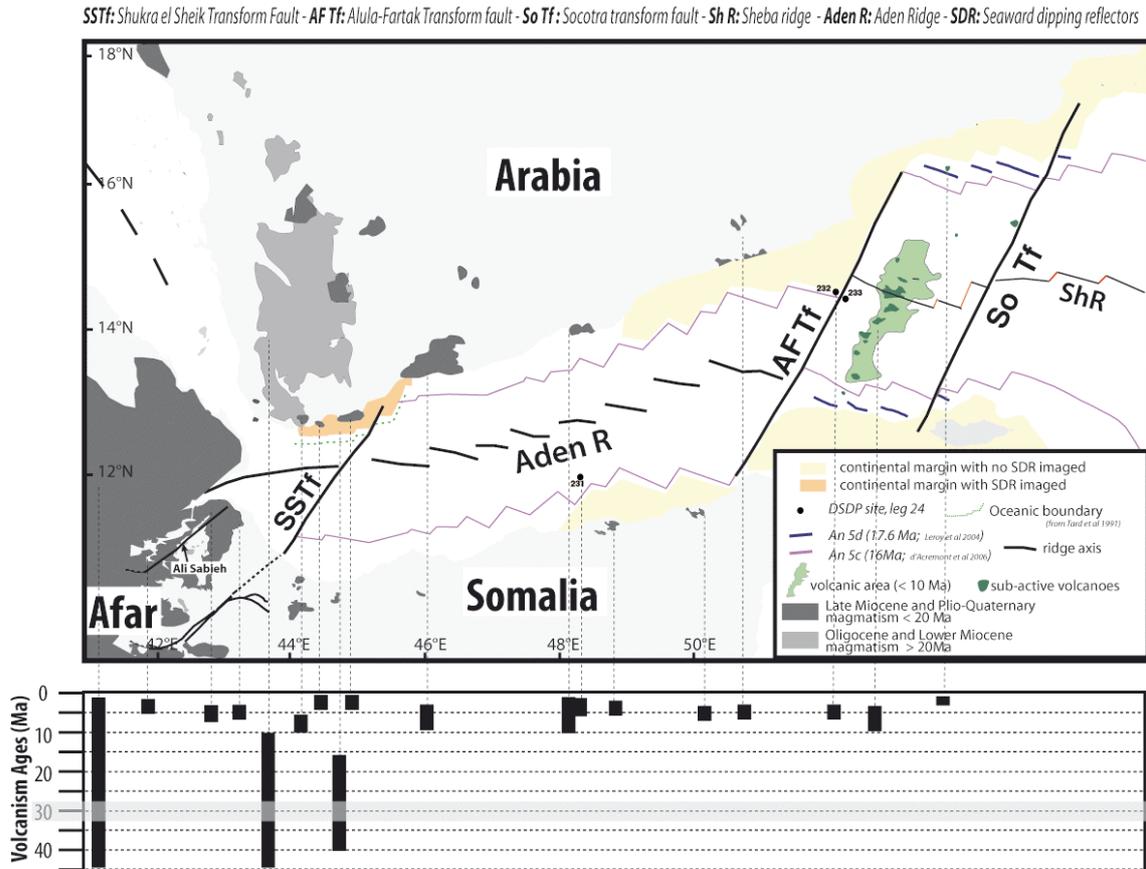


Figure II-31 : Volcanisme le long des marges du Golfe d'Aden et anomalie volcanique océanique (Leroy *et al.* subm.-b). SSTf : transformante de Shukra El Sheik. AFTf : transformante d'Alula-Fartak. SoTf : transformante de Socotra. ShR : Ride de Sheba. Aden R : Ride d'Aden.

2. Tectonique et géodynamique

Le Golfe d'Aden peut être divisé en trois parties. La partie orientale s'étend entre la transformante d'Owen et la transformante de Alula Fartak (Figure II-30). La partie centrale continue vers l'ouest jusqu'à la discontinuité de Shukra El Sheik. La partie occidentale s'étend jusqu'au rifting continental du Golfe de Tadjoura. Ces trois parties montrent des caractéristiques différentes tant par leur structuration que par l'âge de l'accrétion océanique.

a) Obliquité dans la partie Ouest du Golfe

A l'ouest de la discontinuité de Shukra El Sheik, la direction du Golfe est environ est-ouest entre les longitudes 45°30E et 43°30E (Figure II-32), et N70°E à l'ouest de la longitude 43°30E (Golfe de Tadjoura), alors que la direction de l'extension est toujours d'environ N37° (Dauteuil *et al.*, 2001).

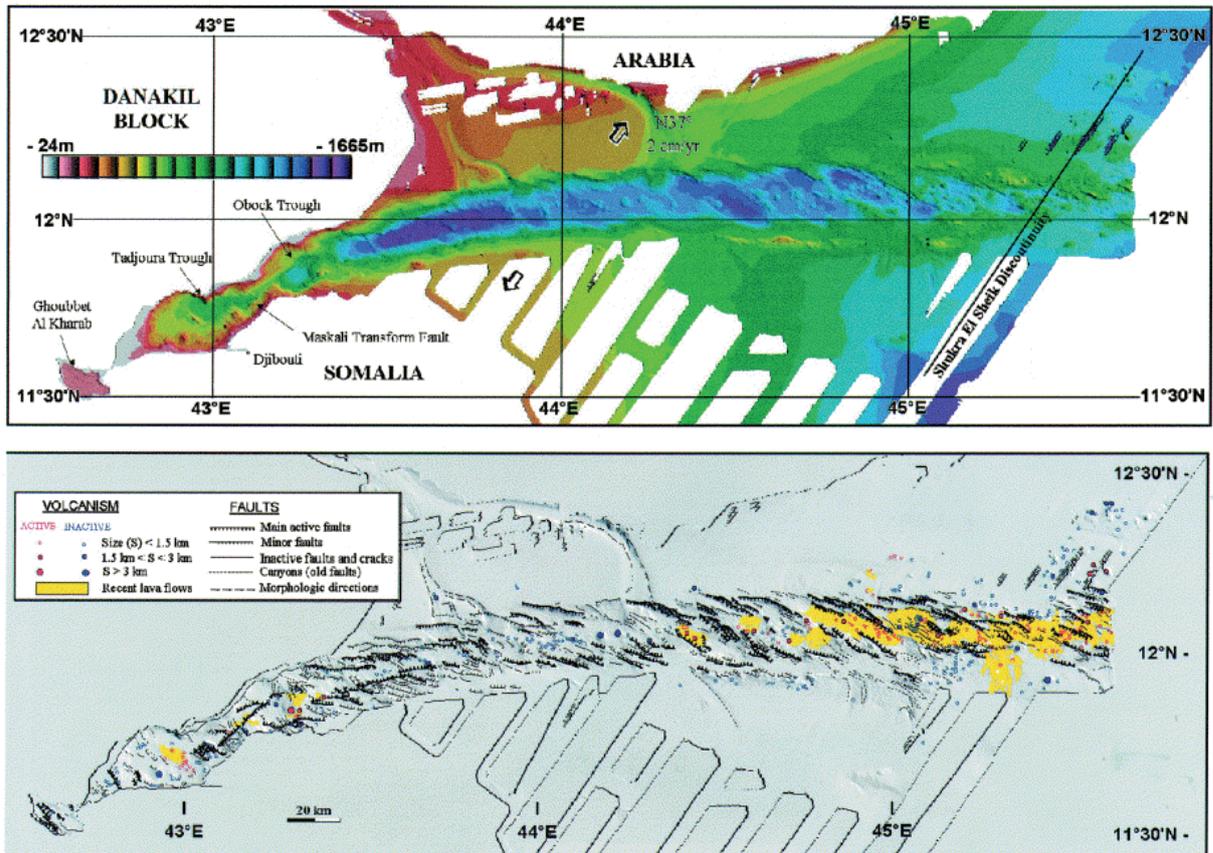


Figure II-32 : Bathymétrie (en haut) et volcanisme et faille (en bas) dans la partie ouest du Golfe d'Aden (Dauteuil et al., 2001).

L'obliquité (angle entre la direction d'extension et la perpendiculaire au rift) varie ainsi entre 39° et 59° . Le modèle de failles est par conséquent différent le long de cette zone. Pour une obliquité faible (39°), les failles normales sont sigmoïdes avec une partie centrale, de direction $N80^\circ$ à $N140^\circ$, purement extensive (perpendiculaire à la direction d'extension) et des extrémités avec une composante décrochante dextre, parallèles aux murs de la vallée axiale. Pour une obliquité plus forte (59°), la zone déformée est plus étroite et profonde. Elle est bordée par des failles qui possèdent des composantes décrochantes et normales.

La profondeur de la transition cassant-ductile peut être déterminée à partir de la largeur des grabens sans accrétion (Allemand & Brun 1991). Dans la partie ouest du Golfe, elle varie de 17 km à l'ouest, à 6 km à l'est. Entre les deux, la profondeur de la transition cassant-ductile est variable de 7 à 14 km (Dauteuil *et al.* 1990). Ces épaisseurs concordent avec celles estimées par l'inversion de données gravimétriques (Hébert 1998; Hébert *et al.* 2001). Deux interprétations sont possibles (Dauteuil et al., 2001) :

La croûte continentale à l'ouest s'amincit vers l'est et permet l'intrusion d'un nombre croissant de dykes qui dépose une couche de basaltes de plus en plus épaisse vers l'est.

La zone de transition est composée de l'alternance de blocs de croûte continentale et océaniques (Courtilot 1980).

b) Partie Centrale : Le Yémen et la Somalie

Une étude de terrain et de nouvelles datations des séries volcaniques dans la partie ouest du Yémen suggèrent une extension est-ouest à l'Oligocène et jusqu'à 22 Ma (Huchon *et al.* 1991). De 22 à 18 Ma, deux directions d'extension se succèdent de direction N20°E à N40° et N160°E à N-S (Figure II-33). Enfin, une extension nord-est/sud-ouest a lieu au Miocène supérieur de 18 à 10 Ma et correspond à l'accélération du rifting menant à l'accrétion dans la Mer Rouge et le Golfe d'Aden.

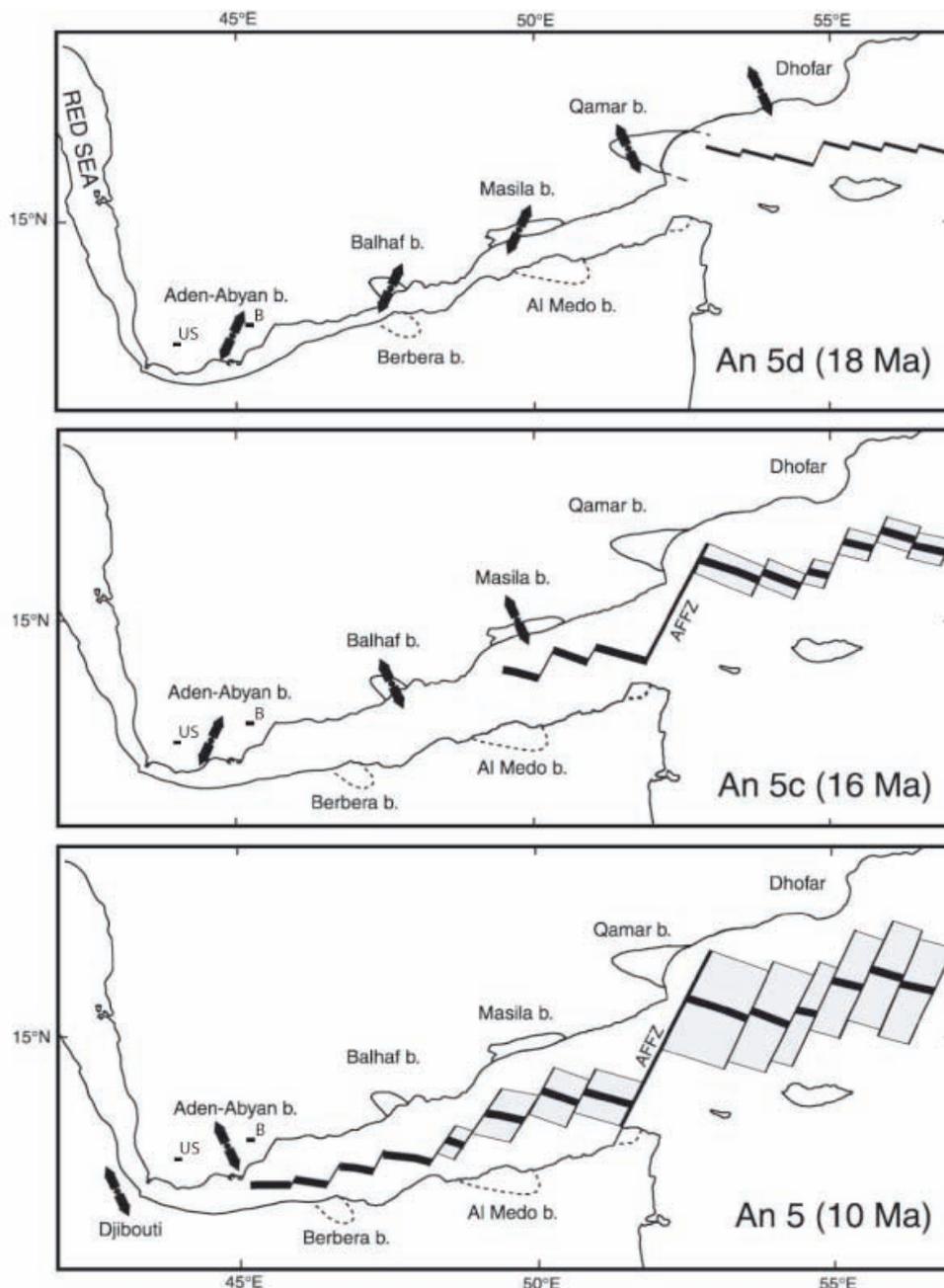


Figure II-33 : Reconstitutions du Golfe d'Aden à l'époque des anomalies magnétiques 5d (18 Ma), 5c (16 Ma) et 5 (10 Ma) et distribution possible des extensions syn-rift observées sur le terrain (Huchon & Khanbari 2003). Données disponibles au Dhofar (Lepvrier *et al.* 2002), au Yémen (Huchon & Khanbari 2003) et à Djibouti (Gaulier & Huchon 1991). AFFZ : zone de fractures d'Alula-Fartak. L'emplacement des sites d'étude de Thoué *et al.* (1997) est reporté sur chaque reconstitution. US : Umm Shatt. B : BA'tays.

Dans le sud du Yémen, des estimations du taux d'extension ont été réalisées à partir d'images satellites et de mesures de terrain (Thoué *et al.* 1997). Deux régions au sud du Yémen sont comparées : la région de Umm Shatt à l'ouest et la région de Ba'tays à l'est (Figure II-33). Elles sont soumises chacune à une extension dont l'âge et la direction diffèrent.

Dans la région de Ba'tays, les failles normales N60-80° séparent les blocs basculés, recoupés par des failles décrochantes dextres N140°. Des failles non identifiables N60-80° sont aussi observées. La direction d'extension résultante est N135° et est datée d'au moins du Crétacé puisque toutes les failles recoupent les terrains mésozoïques. Dans la région de Umm Shatt, des dykes sont orientés N130°, tandis que des failles normales N110-130° séparent des blocs basculés recoupés par des failles décrochantes dextres N160°E synchrones. Des failles senestres N40° sont subparallèles à la foliation régionale N50°. Thoué *et al.* (1997) en déduisent une direction d'extension N50° en transtension. Cet épisode correspond à l'extension N20° à N40°, datée entre 18 Ma, âge des dernières coulées volcaniques basculées par cet épisode, et 10 Ma, où des coulées volcaniques tabulaires recouvrent les blocs basculés (Huchon *et al.* 1991; Davison *et al.* 1994). En mer, un forage a permis de dater le toit des coulées volcaniques basculées à 16.7 Ma (Tard *et al.* 1991). Cette extension est aussi observée au Miocène moyen par Berhe (1986) et Tard *et al.* (1991). De plus, dans la région de Fartak au Yémen et au nord-est de la Somalie (Fantozzi 1996), les bassins formés par le rifting sont allongés selon une direction ouest-nord-ouest/est-sud-est. Leur remplissage est Oligo-Miocène. Cela indique que cet épisode ne serait pas limité à la seule partie ouest du Yémen.

Au Yémen, les observations de terrain semblent indiquer que la direction N20°E précède la direction N160°E (Huchon *et al.* 1991; Khanbari 2000; Huchon & Khanbari 2003). Les deux directions d'extension syn-rift observées peuvent être interprétées comme suit (Figure II-33) :

- La direction N20°E correspond à la direction d'extension de l'ouverture du Golfe, les failles normales étant parallèles à la direction du Golfe (N75°),
- La direction N160°, perpendiculaire à la direction du Golfe, elle correspond au déplacement entre l'Afrique et l'Arabie.

Ces directions sont en accord avec les directions observées dans les modélisations analogiques du rifting oblique (cf. I.C.2).

c) Partie Est : L'Oman et Socotra

En Oman, dans la région du Dhofar, on retrouve les directions d'extension N20°E et N160°E (Lepvrier *et al.* 2002; Fournier *et al.* 2004; Bellahsen *et al.* 2006). Elles sont datées de l'Oligocène inférieur terminal au Miocène inférieur. Elles affectent donc la région de l'Oman avant celle du Yémen. Cela peut s'expliquer en considérant la propagation vers l'ouest du rift.

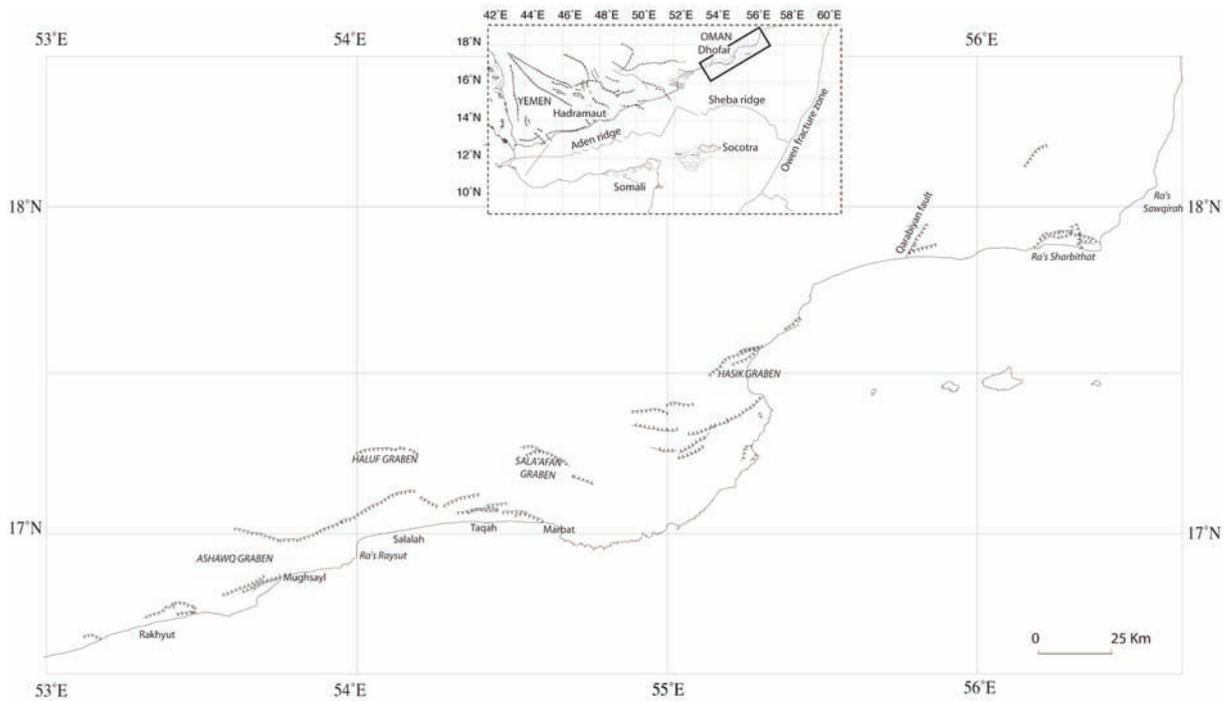


Figure II-34 : Carte tectonique de la région du Dhofar en Oman. Pointu (2007) d'après Platel et al. (1992).

Ne pouvant établir de chronologie entre ces différentes directions, Fournier et al. (2004) proposent que les failles N75° (Figure II-34) se soient formées suivant la direction de la zone de faiblesse responsable de la direction du Golfe. Puis les failles N110°E (Figure II-34) répondent à l'extension permanente entre les plaques africaine et arabe. Néanmoins, le modèle analogique d'ouverture de Bellahsen et al. (2003) montre que la direction du golfe n'est pas nécessairement dû à une direction de faiblesse. En effet, la seule considération du point chaud de l'Afar et de la subduction de la Néo-Téthys suffit à reproduire les directions de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden ainsi que les directions d'extension associées.

Sur la marge sud, l'île de Socotra (localisation Figure II-30, 12°30'N 54°E) a fait l'objet d'une étude structurale (Fournier *et al.* 2007). La partie ouest de l'île est structurée par des blocs basculés perpendiculaires à la direction d'extension entre les plaques, tandis que la partie est est formée d'un anticlinal (Figure II-35). La zone de transfert d'Hadibo, qui sépare les deux parties de l'île, présente un mouvement décrochant dextre. Les auteurs proposent que la partie ouest de l'île soit une plaque supérieure d'un détachement à pendage vers le nord, tandis que la partie est serait une plaque inférieure d'un détachement à pendage vers le sud. Les données microstructurales indiquent deux directions d'extension (N0-30° et N145°) le long des blocs basculés (Figure II-35). Ces directions sont comparables aux directions mesurées sur la marge nord (N20°E et N160°), au Yémen (Huchon *et al.* 1991; Huchon & Khanbari 2003) et en Oman (Lepvrier *et al.* 2002; Fournier *et al.* 2004; Bellahsen *et al.* 2006). Aucune chronologie entre ces directions n'a été observée. La zone de transfert d'Hadibo est constituée de failles décrochantes dextres orientées N50-70°. En

dehors de la zone de transfert, des failles décrochantes conjuguées témoignent d'une direction d'extension N0-30° avec une contrainte principale horizontale N90-120°. La direction d'extension reste donc identique sur les failles normales et décrochantes, témoignant d'un régime de déformation transtensif unique.

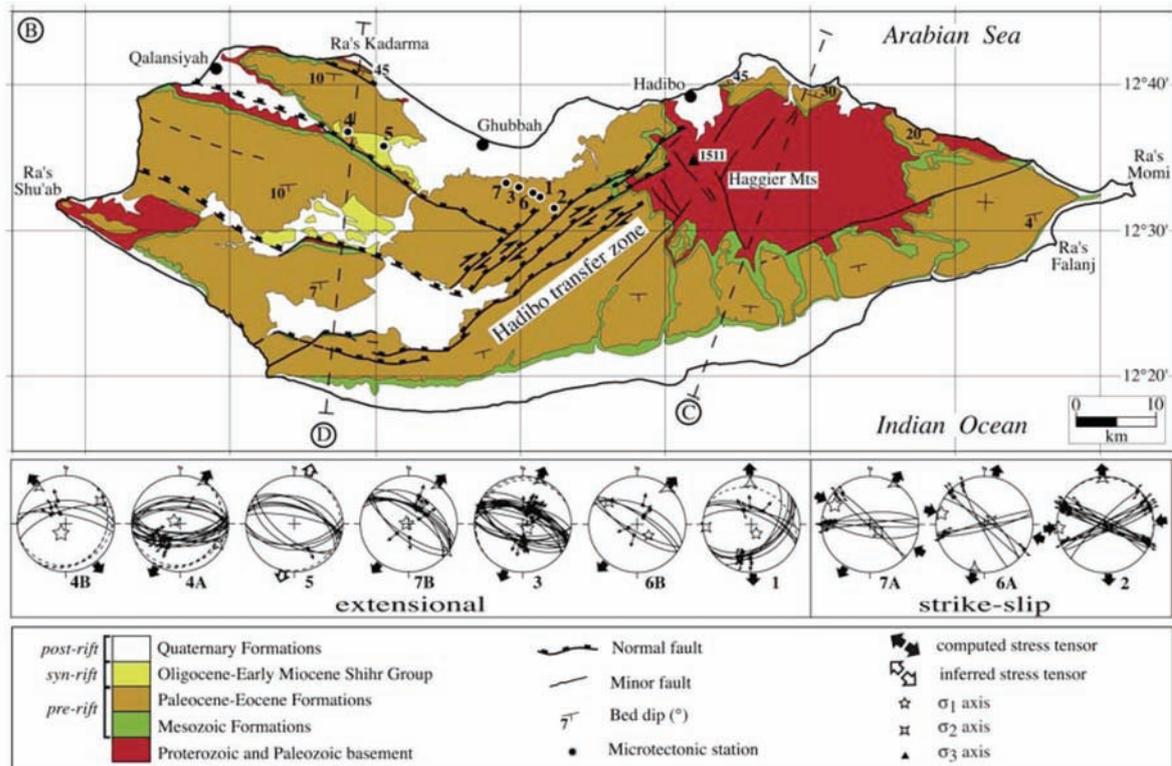


Figure II-35 : Carte géologique simplifiée de l'île de Socotra sur la marge sud-est du Golfe d'Aden (Fournier *et al.* 2007). Des mesures de microtectoniques ont été réalisées dans la partie nord-ouest de l'île (stéréogrammes).

3. Données de la géophysique

a) Age de la croûte océanique

La division du Golfe d'Aden en trois parties (orientale, centrale et occidentale) repose sur l'âge des anomalies magnétiques mesurées sur la croûte océanique. L'identification des anomalies magnétiques semble indiquer que les âges de la croûte océanique sont de plus en plus jeunes en allant vers l'ouest (Tableau II-3). Dans la partie orientale (52°E à 59°E), l'anomalie magnétique la plus ancienne identifiée est l'anomalie 5d qui donne un âge d'au moins 17.6 Ma (Leroy *et al.* 2004; d'Acremont *et al.* 2006). Dans la partie centrale (45°E à 52°E), les anomalies 1 à 5 sont observées et correspondent à une accréation à partir de 10-11 Ma (Cochran 1981; Audin 1999). A l'est de la partie centrale, l'anomalie 5c est observée (Sahota 1990; Sahota *et al.* 1995 (abstract)) et donne un âge d'au moins 16 Ma à l'ouest de la transformante de Alula Fartak. Dans la partie occidentale (43°E à 45°E) et à l'ouest de la discontinuité de Shukra El Sheik, les

anomalies 1 et 2 sont observées et correspondent à une accrétion à partir de 2-3 Ma (Audin 1999).

Golfe de Tadjoura	Ouest de Shukra El Sheik	Entre Shukra El Sheik et Alula-Fartak		Entre Alula-Fartak et Socotra	Ouest du point triple AOC
Ouest de 43°E	43-45°E	45-52°E	Ouest de 52°E	52-54°E	54-59°E
Pas d'anomalies, limite du point chaud	2-3 Ma	11 Ma	16 Ma	17,6 Ma	20 Ma
	an1-2	an5	an5c	an5d	an6
(Manighetti 1993; Manighetti <i>et al.</i> 1997; Dauteuil <i>et al.</i> 2001; Hébert <i>et al.</i> 2001)	(Audin 1999)	(Cochran 1981; Audin 1999)	(Sahota 1990; Sahota <i>et al.</i> 1995 (abstract))	(Leroy <i>et al.</i> 2004; d'Acremont <i>et al.</i> 2006)	(Fournier <i>et al.</i> 2008)

Tableau II-3 : Répartition des plus anciennes anomalies magnétiques observées le long du Golfe d'Aden.

Il est apparent et communément admis que la propagation de la ride s'effectue d'est en ouest. Elle est néanmoins de plus en plus remise en question aux vues des nouvelles interprétations des données magnétiques. Il semblerait que l'arrêt de l'accrétion au niveau de la zone de fracture d'Alula-Fartak soit réduite à moins de 2 Ma. La discontinuité de Shukra El Sheik marque par contre une pause de 8 Ma avant que l'accrétion ne commence à l'ouest (Féraud *et al.* 1991; Manighetti *et al.* 1997; Audin 1999).

La ride a atteint le point chaud de l'Afar il y a au moins 10 Ma et se propage actuellement au sein de l'Afar (Courtilot *et al.*, 1980; Manighetti *et al.*, 1998). La croûte à l'ouest de la discontinuité de Shukra El Sheik est océanique puisque l'on observe des anomalies mais elle est atypique et constitue un changement majeur de rhéologie qui correspond à la limite du point chaud de l'Afar (Manighetti 1993; Manighetti *et al.* 1997; Dauteuil *et al.* 2001; Hébert *et al.* 2001).

b) La campagne Encens-Sheba dans le Golfe d'Aden oriental

La campagne Encens-Sheba (2000) a permis l'acquisition de profils de sismique 3 traces sur les marges conjuguées du Golfe d'Aden oriental, entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra (Leroy *et al.*, 2004). Des données bathymétriques, gravimétriques et magnétiques complètent le jeu de données.

(1) Schéma structural

Entre les zones de fracture d'Alula-Fartak et de Socotra, un schéma structural a été réalisé à partir des données de la campagne Encens-Sheba (d'Acremont 2002; d'Acremont *et al.* 2005)

(Figure II-36). Les auteurs dénombrent trois segments orientés N110°, délimités par des zones d'accommodation de direction N25° correspondant à la direction d'extension.

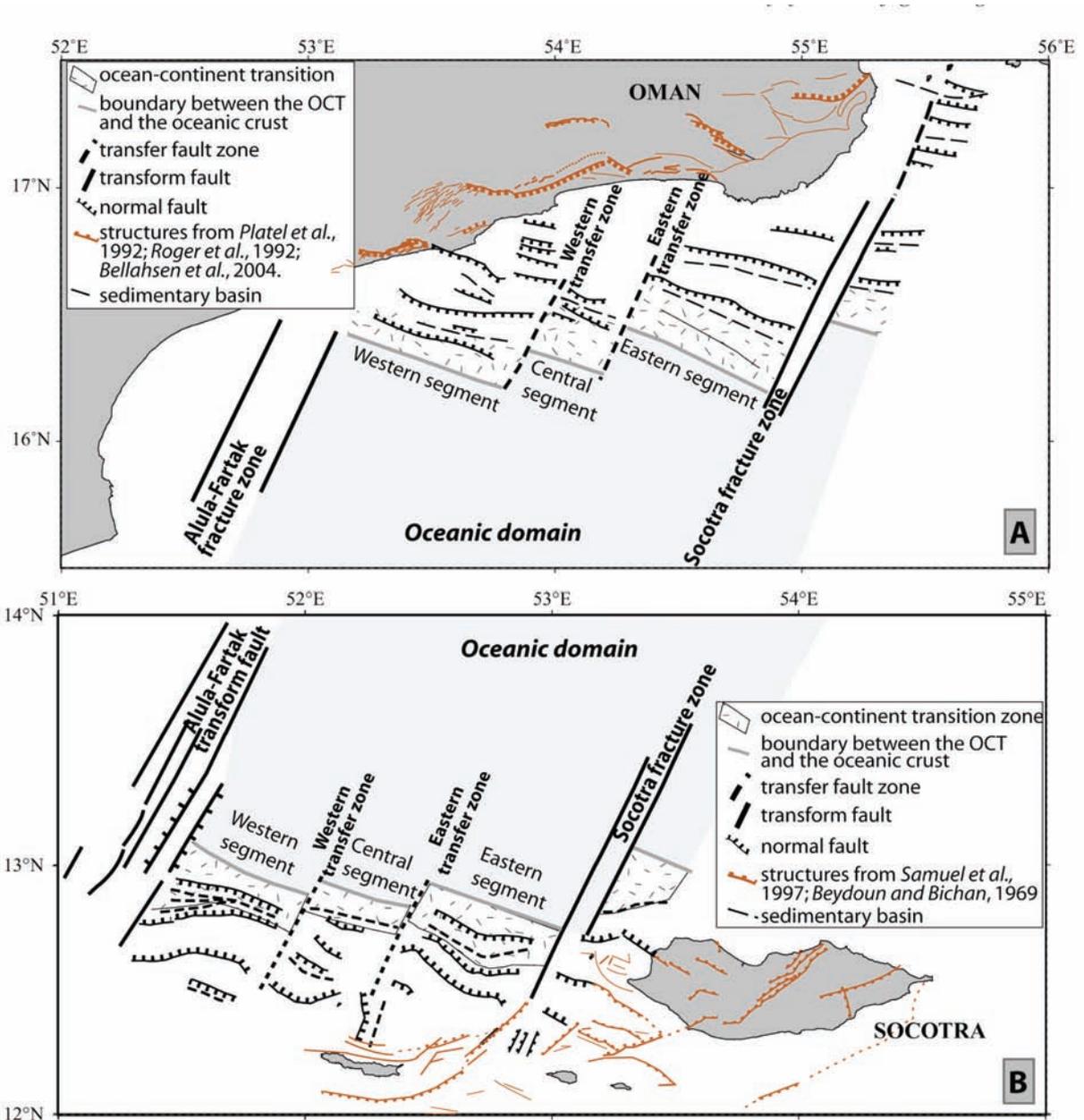


Figure II-36 : Schéma structural des marges conjuguées du Golfe d'Aden oriental à partir des données de la campagne Encens-Sheba entre les zones de fracture d'Alula-Fartak et de Socotra (Leroy *et al.* 2004; d'Acremont *et al.* 2005). A. sur la marge nord-est (Oman). B. sur la marge sud à proximité de l'île de Socotra.

L'obliquité du rift influence les structures syn-rift immergées ainsi que les failles normales qui ont des directions N70°E (parallèles au Golfe) à N110°E (perpendiculaires à l'extension). Néanmoins les failles N110°E dominent dans le domaine immergé. Les auteurs proposent que la domination des failles N110°E résultent de la diminution de l'influence de l'obliquité vers le centre du rift et/ou de l'héritage structural, mais aussi de la rhéologie plus localisante du manteau.

Architecture et Evolution de la Marge nord-est du Golfe d'Aden

Les marges sont asymétriques (Figure II-37) : la marge nord est plus étroite et plus raide que la marge sud. En considérant les domaines émergés et immergés, la marge sud est environ deux fois plus large que la marge nord. Cette asymétrie pourrait résulter de l'héritage structural des rifts mésozoïques.

La largeur de la marge est plus grande au sud qu'au nord et la croûte s'amincit plus rapidement au nord. Deux mécanismes peuvent expliquer cette asymétrie :

- Un rifting par cisaillement pur où les marges conjuguées possèdent des épaisseurs différentes avant la séparation crustale (héritage structural).
- Un mécanisme de cisaillement simple avec un détachement d'échelle lithosphérique.

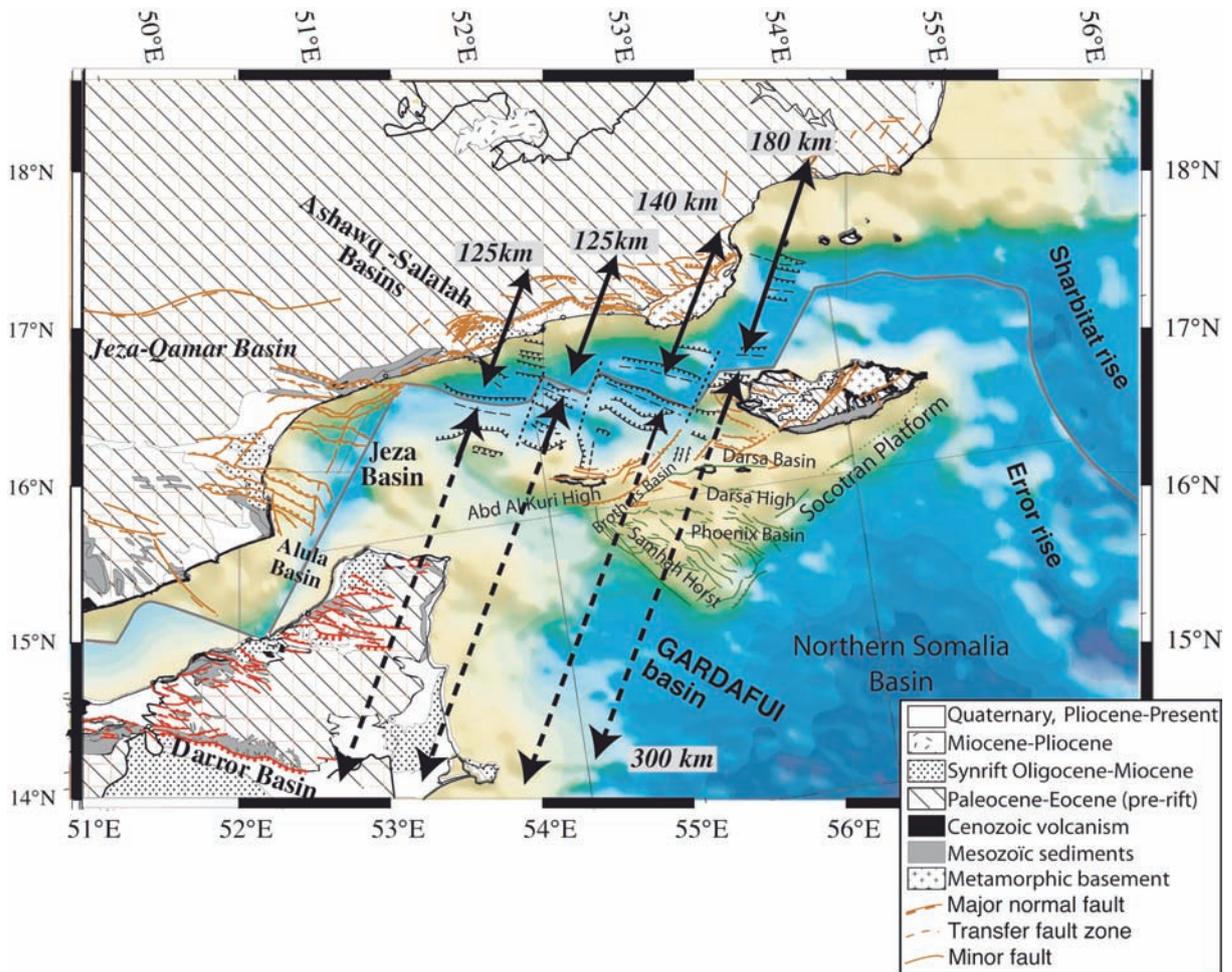


Figure II-37 : Reconstitution des marges conjuguées à l'anomalie magnétique 5d (d'Acremont *et al.* 2005). La zone de déformation qui affecte la marge nord est beaucoup moins large que celle qui affecte la marge sud, ce qui indique une forte asymétrie des marges dans cette zone.

(a) La croûte continentale

Le domaine continental est structuré par des hauts de socle qui percent la couverture sédimentaire post-rift. Ils délimitent de larges bassins syn-rift en éventail. Sur les deux marges conjuguées, les séries syn et post-rift comportent quatre discordances en tout.

Sur la marge nord, un ou deux grands horsts (6 à 12 km de large) délimitent un ou deux grabens suspendus. Le graben principal (20 km de large) est asymétrique et bordé par une ou quelques failles pentées vers l'océan au nord et par quelques failles antithétiques plus petites. Le rejet total sur la bordure nord est de 6 km.

Sur la marge sud, une ou deux crêtes de socle sont larges d'une vingtaine de kilomètres avec une direction N110°E environ. Un unique bassin suspendu de 20 km de large est de 4000 m de profondeur est observable. La plupart des hauts de socle sont enfouis sous les sédiments post-rift. Une série de failles normales à pendage vers le nord limite le flanc nord du haut de socle le plus profond. Le rejet apparent maximum des failles majeures est d'environ 4 km. Le bassin suspendu est asymétrique. L'épaisseur des sédiments syn-rift est maximale au nord du bassin, le long des failles principales à pendage vers le sud.

(b) La transition océan-continent

La transition océan-continent (TOC) correspond au passage de la croûte océanique à la croûte continentale, marquant ainsi la limite de la marge continentale. Avant la phase d'accrétion, cette limite correspondait à l'axe du rift continental. La TOC marque donc l'emplacement de la rupture principale du continent.

La TOC est marquée par un gradient négatif de l'anomalie gravimétrique à l'air libre dû à l'effet de coin généré par la juxtaposition de deux types de croûte océanique et continentale (Worzel 1968). Cochran (1982) a décrit la TOC dans le Golfe d'Aden oriental comme une zone magnétique calme, située au-delà de l'an5, caractérisée par l'amincissement crustal et la tectonisation du socle. Elle correspondrait alors à un domaine de croûte amincie lors d'une période d'extension continentale diffuse.

Dans le Golfe d'Aden oriental, la TOC est caractérisée par une zone large de 40 km (d'Acremont *et al.* 2005). Les hauts de socles et bassins syn-rift sont enfouis sous la couverture post-rift (Figure II-38). Un bassin asymétrique est bordé, côté continent, par une faille majeure à pendage vers l'océan. Cette faille marque le pied de la pente continentale. Côté océan, le bassin est limité par un ou deux horsts enfouis. Le graben contient des sédiments faillés contemporains de la formation de la TOC : les sédiments syn-TOC. Ils sont recouverts par la séquence post-rift. Ils ne sont pas présents sur la croûte océanique et difficilement corrélés en haut de marge. Ils sont probablement liés à la séquence syn-rift supérieure d'après les profils utilisés par d'Acremont *et al.* (2005).

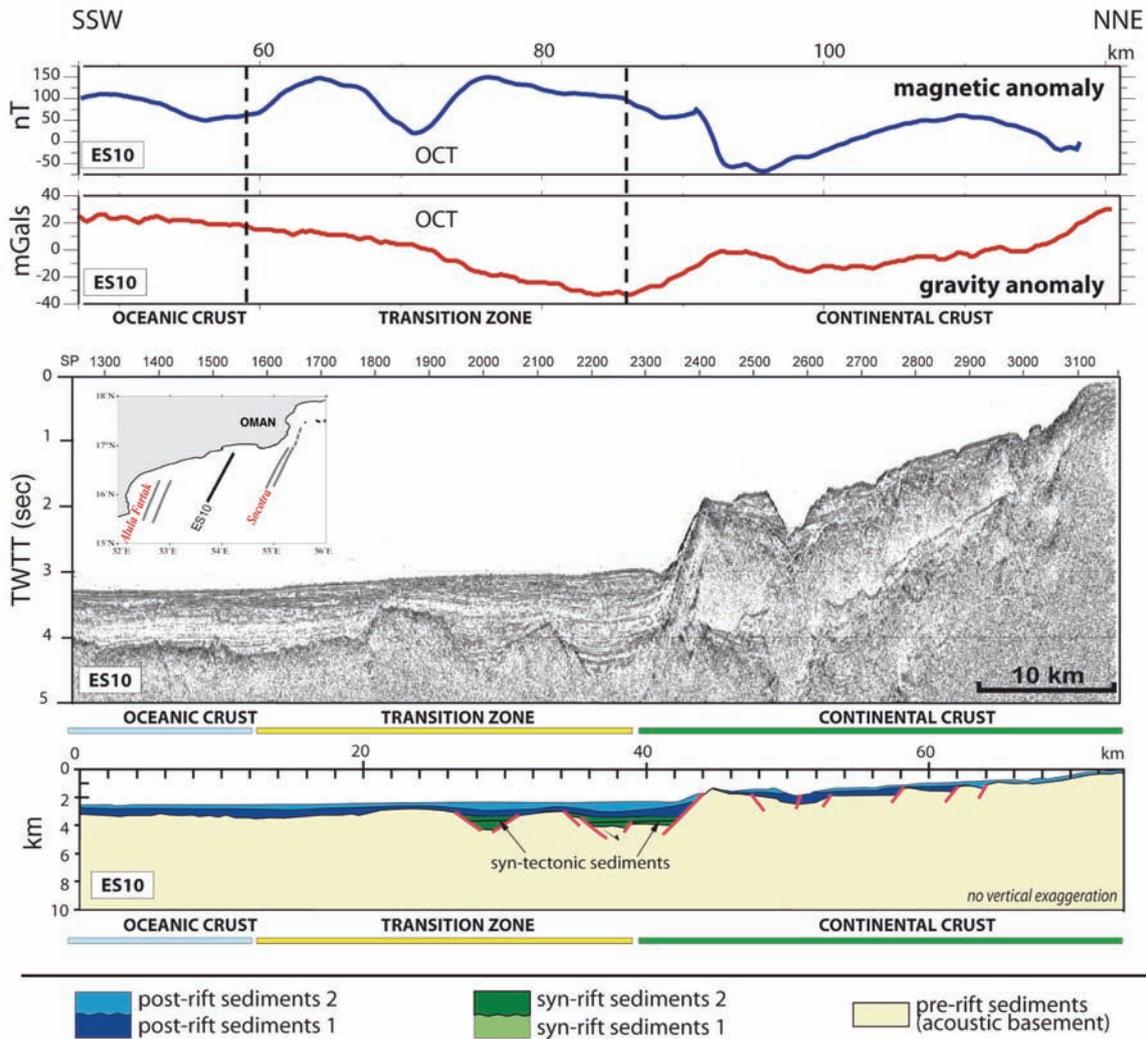


Figure II-38 : Profil de sismique réflexion ES10 (au centre) de la campagne Encens-Sheba et localisation de la TOC (d'Acremont *et al.* 2005). Au-dessus: profils magnétique et gravimétrique. Au-dessous : schéma interprétatif du profil.

Les anomalies gravimétriques montrent une croûte très mince probablement composée de matériaux plus denses que la croûte continentale classique (d'Acremont *et al.*, 2005). Cela pourrait indiquer une zone de matériel exhumé mantellique, ou non. Néanmoins, les auteurs ne disposent pas de données directes (dragages, forages) pour déterminer la nature de la TOC dans le Golfe d'Aden oriental. D'Acremont *et al.* (2005) proposent que l'accrétion océanique ne succède pas immédiatement à la rupture continentale entre les zones de fracture d'Alula Fartak et de Socotra. Elle serait précédée par un amincissement extrême de la croûte continentale avec intrusion magmatique et/ou d'une exhumation du manteau.

(c) La croûte océanique

Le domaine océanique présente une topographie du socle relativement plate avec quelques volcans isolés. Les sédiments n'apparaissent pas faillés. Le sommet du socle est moins profond d'un kilomètre par rapport à la TOC. Les deux séquences post-rift reconnues sur la marge continentale

sont présentes avec une épaisseur maximale de 1,5 km. La croûte océanique comporte des anomalies magnétiques corrélées avec l'échelle de temps magnétique. La plus vieille anomalie observée est l'An5d à 17,6 Ma (d'Acremont, 2002; Leroy et al., 2004; d'Acremont et al., 2006).

(2) Asymétrie de l'accrétion

Dans la partie est du Golfe, les anomalies magnétiques indiquent une asymétrie de l'accrétion sur les marges nord et sud, de part et d'autre de la ride de Sheba (Leroy *et al.* 2004; d'Acremont *et al.* 2006). Entre les an5d et an5c, le taux d'accrétion est presque le même sur le flanc nord (13mm/an) et que le flanc sud (14 mm/an). Entre les an5c et an5, le taux d'accrétion est plus rapide au nord (14mm/an) qu'au sud (8 mm/an). Le sens de l'asymétrie semble s'inverser entre les an2 et aujourd'hui, avec un taux d'accrétion plus rapide sur le flanc sud (Leroy et al., 2004). L'asymétrie d'accrétion pourrait être due à un saut de dorsale vers le sud guidé par la mise en place d'une anomalie thermique à l'anomalie 5d (10 Ma) (d'Acremont *et al.* subm.).

c) Études sismologiques à terre

Deux missions sismologiques ont été réalisées sur la région du Dhofar en Oman. La première étude comportait 11 stations sismologiques déployées en 2003-2004. Elle a été traitée au cours de la thèse de A. Pointu (2007). La seconde étude comportait 18 stations déployées en 2005-2006, ajoutées aux 11 stations déployées en 2003-2004. Elle a fait l'objet d'un stage de Master 2 (Basuyau *et al.* subm.).

Ces études ont permis de mettre en évidence trois anomalies lentes sous la marge du Dhofar. Une anomalie lente crustale, limitée aux premiers 20 km est liée aux épais dépôts sédimentaires de la Plaine de Salalah. Deux anomalies lentes asthénosphériques sont situées entre 80 et 210 km de profondeur sous le Dhofar à l'Est et à l'Ouest. Le ralentissement des rais dans ces zones profondes pourrait être rattaché à des phénomènes de fusion partielle. Les deux anomalies sont alignées chacune avec une zone de fracture en mer : la Zone de Fracture d'Alula-Fartak à l'Ouest et la Zone de Fracture de Socotra à l'Est.

Les hypothèses formulées pour les anomalies profondes sont :

- Une origine post-rift, où la ride et les zones de fracture conduisent le matériel mantellique du point chaud de l'Alfar jusque sous la marge.
- Une origine pré-rift, où les zones de fusion partielle localisent la mise en place des transformantes.

Une étude de l'anisotropie par biréfringence des ondes SKS est en cours (Al-Lazki *et al.* 2006). Une anisotropie représentative pourrait signifier que le matériel est soumis au même régime de contrainte depuis une longue durée.

4. Synthèse

a) Etapes majeures du développement du Golfe d'Aden

Le rifting du Golfe d'Aden (35 Ma) et la mise en place du point chaud de l'Afar (45-30 Ma) sont probablement synchrones (Manighetti et al., 1997; Huchon and Khanbari, 2003). Les premières traces du point chaud à la surface sont datées à 45 Ma avec un pic d'activité aux alentours de 30 Ma (Ebinger & Sleep 1998; George *et al.* 1998; Kenea *et al.* 2001 et les références citées). L'influence du point chaud de l'Afar résulte en la transition d'une marge volcanique à l'ouest vers une marge non volcanique à l'est.

Vers 35 Ma, les premiers sédiments syn-rift sont déposés au Yémen (Watchorn et al., 1998) et en Oman (Roger et al., 1989). Ils sont discordants sur les séries pré-rift car un soulèvement généralisé accompagne la mise en place du point chaud de l'Afar. Les séries syn-rift à terre se corrèlent bien d'est en ouest, du Yémen en Oman, et du nord au sud, du Yémen à la Somalie et d'Oman à l'île de Socotra. Il semble que les dépôts syn-rift soient synchrones tout au long du Golfe, contrairement aux anomalies magnétiques marquant le début de l'accrétion. Ces sédiments syn-rift enregistrent une transgression pendant l'Oligocène. Tandis qu'au Miocène, le soulèvement final de la marge entraîne une régression.

Il existe deux directions d'extension syn-rift qui sont liées à l'obliquité du Golfe d'Aden. En effet, La direction N20°E correspond à la direction d'ouverture du Golfe, tandis que la direction N160°E correspond aux failles parallèles au Golfe (N70°). Au Yémen, il semble que la direction N20°E précède la direction N160°E (Huchon *et al.* 1991; Khanbari 2000; Huchon & Khanbari 2003). Néanmoins, pour l'instant aucune chronologie n'a été observée dans la partie est du Golfe (Lepvrier *et al.* 2002; Fournier *et al.* 2004; Bellahsen *et al.* 2006).

Le début de l'océanisation est marqué à l'est par l'anomalie 5d (17,6 Ma) (d'Acremont, 2002; Leroy et al., 2004; d'Acremont et al., 2006). Elle est corrélée au toit des séries syn-rift. Les premiers sédiments post-rift sont datés de 18 Ma dans le Dhofar, au sein de la formation Adawnib (Roger et al., 1989). L'accrétion est légèrement diachrone le long du Golfe avec une légère pause sur la zone de fractures d'Alula-Fartak et un arrêt prolongé sur la discontinuité de Shukra El Sheik. Elle montre une propagation vers l'Ouest.

Fantozzi (1996) propose un modèle de mise en place des centres d'accrétion. Il a travaillé dans la région de Fartak au Yémen et au nord-est de la Somalie. Il propose qu'au Miocène moyen précoce, la plaque afro-arabe est affectée par de nombreuses failles normales, créant de petits bassins syn-rift WNW-ESE. Ces bassins sont séparés par des hauts topographiques et des zones de transfert. L'extension crustale se poursuit et des centres d'accrétion se forment en correspondance avec les bassins syn-rift, tandis que les failles transformantes se développent en correspondance avec les zones de transfert. La projection sur le continent, des failles transformantes, séparant les

segments de la ride, correspond à l'emplacement des zones de transfert entre les bassins issus du rifting. Puis la séparation entre la Somalie et le Yémen se poursuit jusqu'à la formation d'un bassin océanique.

b) Réflexion sur le rifting dans le Golfe d'Aden

Le premier chapitre de cette thèse nous a permis d'effectuer une synthèse des caractéristiques et phénomènes accompagnant le rifting et la formation de marges passives. Le deuxième chapitre a permis de récapituler les particularités du Golfe d'Aden ainsi que les principaux événements de son évolution. Nous pouvons donc à présent utiliser ces renseignements pour caractériser le rifting et la formation des marges dans le Golfe d'Aden.

Le Golfe d'Aden est de type rift étroit (cf. I.A.2). Il est large de 480 km avant l'accrétion (reconstitution à la transition Océan-Continent). Le Golfe d'Aden se forme au sein d'une croûte continentale d'épaisseur normale (30-40 km) voire légèrement épaissie (~ 45 km) si l'on considère qu'il s'agit d'un craton ancien. La lithosphère peut être localement plus résistante. En effet, les rifts mésozoïques constituent des bassins profonds de direction N110°. Si la lithosphère est de nouveau à l'équilibre thermique avant le rifting tertiaire du Golfe d'Aden, la base de la lithosphère est plate puisqu'elle correspond à l'isotherme 1300°C. Néanmoins, la base de la croûte, le Moho, est associée à une différence de lithologie entre les roches de la croûte et celles du manteau. Le retour à un équilibre thermique n'induit donc pas un aplatissement du Moho. Par conséquent, là où la croûte a été amincie, sous les bassins, du matériel mantellique résistant se situe à faible profondeur. La lithosphère sera donc plus résistante au niveau des bassins mésozoïques.

Dans le Golfe d'Aden occidental, les traces de fission de l'apatite enregistrent un soulèvement vers 40 Ma et vers 20-23 Ma (Menzies *et al.* 1992). Ces données semblent montrer un soulèvement significatif avant l'initiation de l'extension, datée par les sédiments syn-rift entre 35 et 21-17 Ma (Watchorn *et al.* 1998). Les marges du Golfe d'Aden occidental sont volcaniques et montrent la présence d'éventails volcano-sédimentaires de type SDR (Tard *et al.* 1991). En revanche, dans la partie Est du Golfe, l'extension semble précéder le soulèvement (ou être synchrone), d'après les données stratigraphiques de Roger *et al.* (1989). Les marges du Golfe d'Aden oriental ne présentent pas d'événement magmatique avec une production massive. Ces données montrent que, du moins le long d'une partie du rift, le rifting est de type passif (cf. I.A.3). À proximité du point chaud des Afars, il semble que le rifting soit actif et que le point chaud ait grandement participé à l'évolution des déformations.

Les marges du Golfe d'Aden oriental sont asymétriques : 300 km de large pour la marge sud et 180 km pour la marge nord sur le segment entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra. Cette asymétrie s'inverse en fonction des segments. Néanmoins il est difficile de dire si cette géométrie est le résultat d'un mécanisme de cisaillement simple ou d'un effet de l'héritage

structural constitué par les bassins mésozoïques N110°. Au vu des modèles conceptuels de formation des marges passives (cf. I.A.4), il est probable que les mécanismes à l'origine de l'extension et de l'amincissement lithosphériques combinent les deux types de cisaillement (simple et pur).

La transition océan-continent identifiée dans le Golfe d'Aden oriental (d'Acremont *et al.* 2005; d'Acremont *et al.* 2006) correspond à une croûte très peu épaisse (modélisation gravimétrique). Elle pourrait correspondre à de la croûte continentale amincie et éventuellement à du manteau exhumé (cf. I.B), intrudé en proportion variable par des produits de la fusion du manteau sous-jacent.

Le Golfe d'Aden est issu d'un rifting oblique dont l'origine est encore débattue (cf. II.C.5). Son obliquité est d'environ 50° et résulte d'une extension N20-25° le long d'un rift de direction principale N70-75°. L'étude des structures et la compréhension des mécanismes du rifting oblique permettront de mieux caractériser l'évolution du Golfe d'Aden.

Cette synthèse sur le Golfe d'Aden nous permet à présent d'aborder les modèles proposés pour expliquer son ouverture et sa propagation.

5. Modèles d'ouverture et de propagation

L'hypothèse du contrôle de la direction de propagation du Golfe d'Aden par la présence du point chaud de l'Afar (Courtilot *et al.* 1999b) est assez répandue. On distingue trois types de modèles pour l'ouverture oblique du Golfe d'Aden :

- L'obliquité est attribuée à une hétérogénéité préexistante.
- La propagation de la ride est responsable de l'obliquité. La ride de Carlsberg a croisé la marge Afro-Arabe vers 30 Ma et s'est propagée vers l'Afar (Courtilot *et al.*, 1987 ; Manighetti *et al.*, 1997 et Courtilot *et al.*, 1999). La ride aurait suivi le chemin le plus court pour joindre la ride de Carlsberg au point chaud de l'Afar.
- L'obliquité résulte de la géométrie et des forces qui s'appliquent aux frontières de plaques, notamment au niveau du point chaud de l'Afar (Bellahsen *et al.* 2003).

Nous allons détailler et discuter ces trois hypothèses ci-après.

a) Zones de faiblesse préexistantes

Certains auteurs pensent que des grabens mésozoïques de même direction que le Golfe d'Aden (N70°) ont été réactivés pendant l'ouverture, contribuant à son obliquité (Withjack & Jamison 1986; Bott *et al.* 1992; Birse *et al.* 1997; Bosence 1997; Granath 2001). Néanmoins, ces grabens n'ont pas été observés dans la partie est du Golfe.

Abbate *et al.* (1993) proposent que le Golfe d'Aden se développe au sein d'un système de failles héritées qui constitue une zone de faiblesse crustale est-ouest. Le déplacement de la plaque arabe vers le nord-est engendre un étirement oblique et la formation de failles arquées au nord-est de la Somalie. Les failles sont disposées de manière antithétique à l'ouest et de plus en plus de manière alternée vers l'est. Les failles bordières, dont les déplacements verticaux sont importants, sont à l'origine des demi-grabens. Les failles majeures accommodent la déformation de telle manière qu'elle ne se propage pas au-delà des arcs, sur le plateau continental.

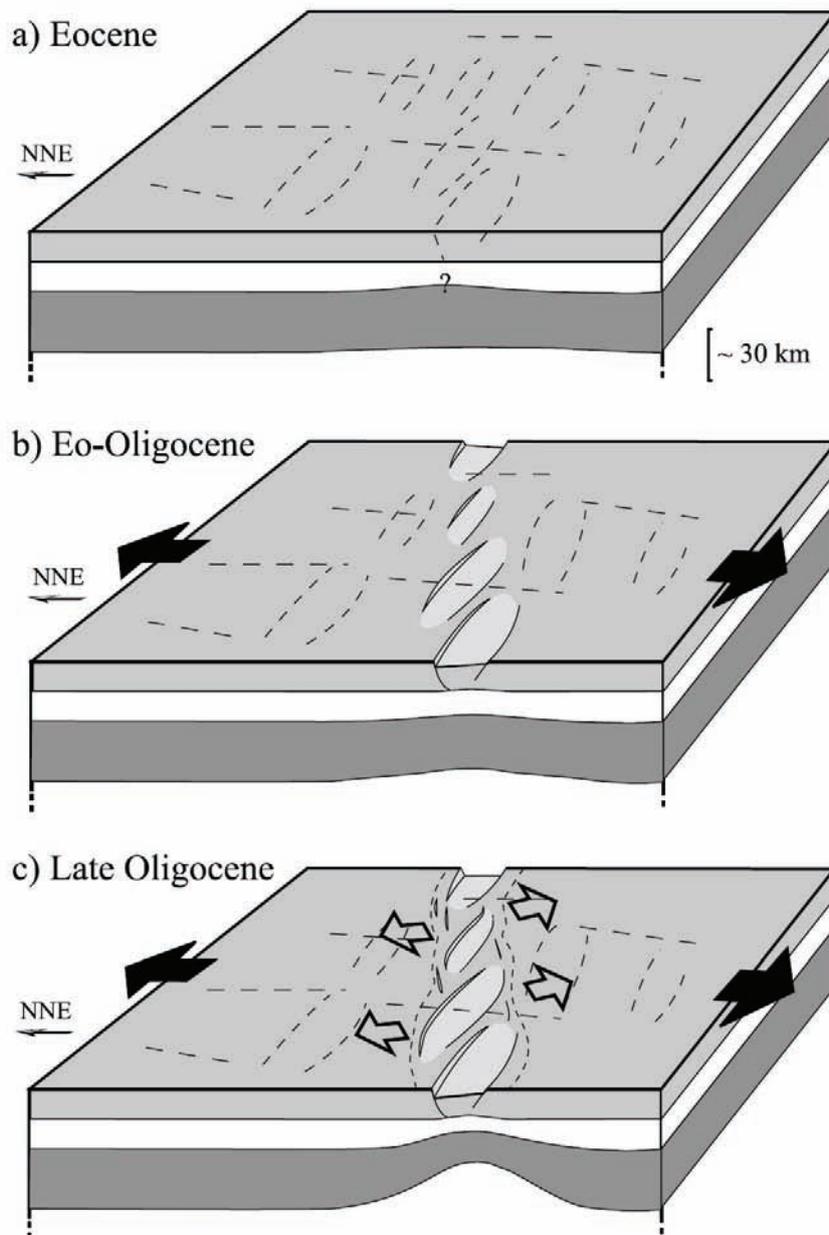


Figure II-39 : Modèle d'évolution lithosphérique du golfe d'Aden (Bellahsen et al., 2006). (a) Eocène : les bassins mésozoïques sont présents avant le rifting. (b) ~ 35 Ma : Réactivation oblique des bassins mésozoïques. (c) Fin de l'Oligo-Miocène : L'évolution du rift et l'amincissement de la croûte selon la direction N70°E provoque la réactivation des failles N110°E et la formation de failles N70°

Bellahsen *et al.* (2006) font l'hypothèse que les hétérogénéités à l'origine de la direction du Golfe d'Aden soient d'échelle crustale et non lithosphérique. La distribution des bassins mésozoïques N110°E à l'Eocène constituerait une zone de faiblesse crustale (Figure II-39). À l'Eo-Oligocène, la mise en place du point chaud de l'Afar associée aux conditions aux limites de plaques engendrent une extension N20°E qui réactive les failles N110°E et en forme de nouvelles en échelons. Enfin à l'Oligocène supérieur, les variations lithosphériques liées à la segmentation en échelon induisent une extension de direction N160°E qui se superpose à l'extension N20°. Cette extension N160°E serait alors tardive dans le développement du Golfe d'Aden. Les failles N110°E sont réactivées en décrochements en créant des structures en queue-de-cheval, et de nouvelles failles N70°E sont formées.

Ce scénario est basé sur un modèle analogique (Bellahsen & Daniel 2005). Ce modèle montre qu'une extension N160°E appliquée sur des failles préexistantes N110°E permet la réactivation de ces dernières et la formation de failles N70°. De plus, la morphologie des escarpements à l'intersection des deux types de failles correspond à celle observée sur la marge nord du Golfe d'Aden (Oman). Les intersections correspondent soit aux maxima d'élévation, soit aux subsidences maximales.

b) Propagation de la ride de Carlsberg

Suivant l'idée que les rifts de la Mer Rouge et d'Ethiopie préexistaient à la formation du Golfe d'Aden, certains auteurs (Courillot *et al.* 1987; Manighetti 1993; Manighetti *et al.* 1997) observent que la localisation actuelle du Golfe d'Aden est le chemin le plus court entre la ride de Carlsberg et les rifts de Mer Rouge et d'Ethiopie. Cette trajectoire correspondrait à la localisation de la concentration des contraintes lors de l'extension de la plaque Arabo-Somalienne. Une modélisation numérique de la propagation de la ride appuie cette idée (Figure II-40). Basée sur un critère de rupture de Coulomb, elle essaie de reproduire le chemin du rift d'Aden depuis la ride de Carlsberg à l'est jusqu'aux rifts de la Mer Rouge et d'Ethiopie à l'ouest (Hubert-Ferrari *et al.* 2003).

Au Yémen, les directions d'extension N20°E et N160°E sont datées entre 22 et 18 Ma (Huchon *et al.*, 1991). Ces auteurs observent une chronologie systématique entre les deux familles de failles indiquant que la direction N20°E est antérieure à la direction N160°, résultant potentiellement d'une rotation antihoraire progressive entre ces deux phases. Huchon et Khanbari (2003) proposent que ces extensions soient induites par la propagation vers l'Ouest de la dorsale océanique, à la manière d'une fente de tension d'échelle lithosphérique (Figure II-41).

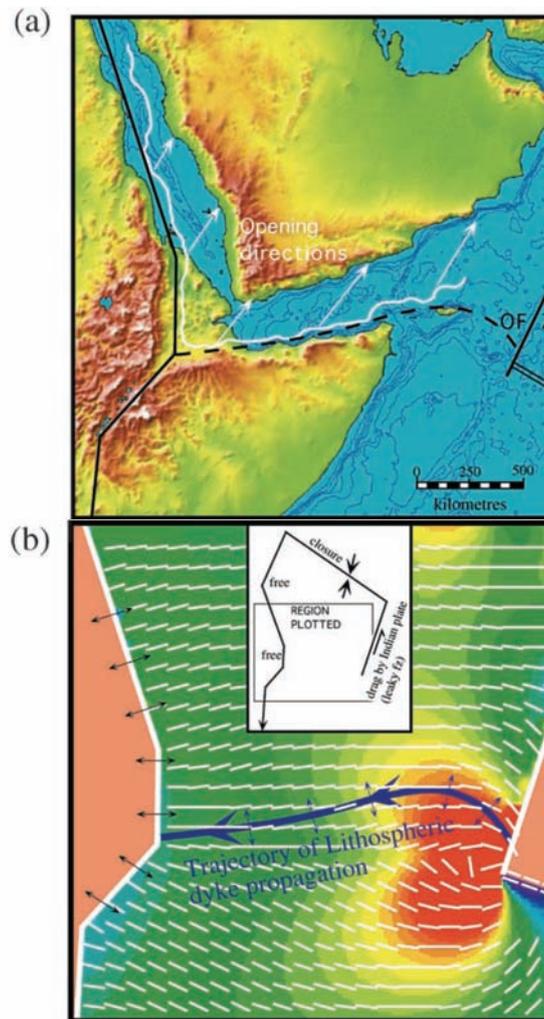


Figure II-40 : Modèle de propagation de la ride de Carlsberg puis du Golfe d'Aden (Hubert-Ferrari *et al.* 2003). (a) Région modélisée. Le trait blanc représente la côte arabe avant l'ouverture du Golfe. OFZ : zone de fractures d'Owen (b) Les couleurs représentent la contrainte extensive (faible : couleurs froides, forte : couleurs chaudes). Les traits blancs modélisent la direction des failles normales ou des dykes. Les conditions appliquées aux limites sont représentées dans l'encart. La forme de la limite de plaque représentée en (a) est reporté ici en bleu, ainsi que les directions initiales de propagation.

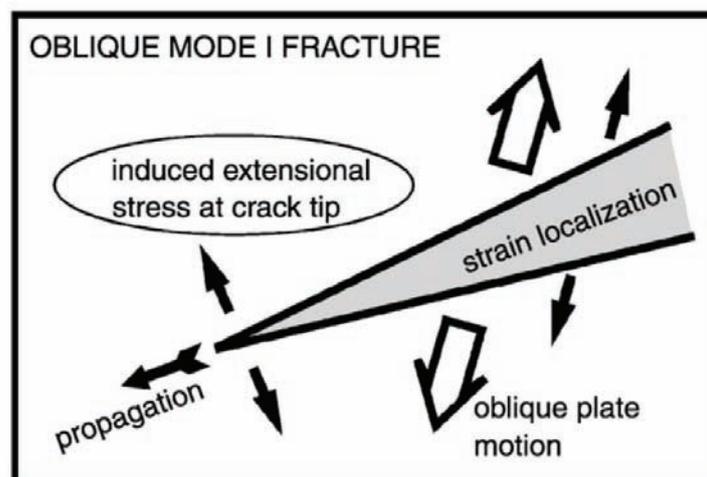


Figure II-41 : Schéma des contraintes extensives induites par la propagation oblique d'un rift océanique dans le cas d'une fente de tension d'échelle lithosphérique (Huchon et Khanbari, 2003). Flèches creuses : mouvement relatif des plaques. Flèches noires : contraintes extensives.

c) Point chaud de l'Afar et conditions aux limites

L'angle entre la ride d'Aden et la ride de la Mer Rouge est de 110° . La bissectrice de cet angle correspond à la direction du déplacement relatif entre l'Arabie et l'Afrique. Une modélisation analogique reproduit cette géométrie en considérant une zone de faiblesse constituée par le point chaud de l'Afar (Malkin & Shemenda 1991). Le rifting du Golfe d'Aden et celui de la Mer Rouge seraient alors synchrones comme le proposent Le Pichon et Gaulier (1988).

Une modélisation analogique montre que la localisation du point chaud de l'Afar, associée aux conditions aux limites de la plaque arabe, suffit à reproduire les directions de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden, ainsi que leurs directions d'extension (Bellahsen *et al.* 2003). Ils considèrent une plaque arabe continentale homogène tractée par de la croûte océanique en subduction sous la zone de subduction de la Néo-Téthys. A l'ouest, au niveau de la zone de suture Bitlis, la plaque arabe est rentrée en collision et à l'est, la subduction exerce une traction sur la plaque, entraînant sa rotation vers l'est.

De plus, d'autres conditions aux limites de la plaque arabe aurait pu jouer un rôle dans l'initiation du rifting. La reconstitution des plaques d'après les isochrones (Royer 2002), implique une transpression sud-est/nord-ouest sur la partie sud de la limite de plaque entre l'Arabie et l'Inde (Figure II-25) entre 49 Ma (anomalie magnétique 22) et 46,3 Ma (anomalie magnétique 21). Cette compression aurait pu activer ou favoriser l'ouverture du Golfe d'Aden. Cette idée avait déjà été suggérée par Whitmarsh (1979).

De nombreuses études ont participé à la compréhension des événements et mécanismes à l'origine de la formation du Golfe d'Aden. Cependant, certains points sont encore à préciser, il n'existe pas de modèle d'évolution unanimement admis et suffisamment complet. Les raisons de l'obliquité du rift et la segmentation des marges ne sont pas bien comprises ou du moins les données disponibles avant cette thèse ne permettaient pas de bien l'imager. Notamment, il reste à préciser le rôle de l'héritage structural dans l'asymétrie des marges et l'obliquité du rift, voire dans son initiation. Les mécanismes de formation des marges du Golfe restent mal expliqués et peuvent avoir une conséquence sur leur asymétrie. De plus, la corrélation entre la sédimentation étudiée à terre et celle enregistrée en mer n'est pas satisfaisante. Les nouvelles données acquises vont permettre une meilleure corrélation des séquences sédimentaires, et donc, de préciser l'histoire des marges continentales passives du Golfe d'Aden oriental. Par ailleurs, la nature de la TOC et les conditions de la rupture continentale sont encore à préciser. L'asymétrie d'accrétion et les anomalies thermiques de la croûte océanique nous montrent qu'il existe des événements post-rift importants que l'on ne cerne pas encore bien.

Le prochain chapitre, chapitre III, est consacré à l'acquisition et au traitement des données. Les données de sismique réflexion multitrace nous permettront d'améliorer nos connaissances de la marge nord-est du Golfe d'Aden (chapitre IV). Les données microstructurales récoltées sur la marge sud-est complètent celles de la marge nord et permettent une étude conjointe des marges conjuguées (chapitre V). Enfin les modélisations analogiques du rifting oblique éclaireront notre vision de l'évolution du rifting dans le Golfe d'Aden (chapitre VI). Ces résultats seront ensuite examinés conjointement dans une discussion générale (chapitre VII).

III. ARCHITECTURE ET EVOLUTION DE LA MARGE NORD-EST DU GOLFE D'ADEN

A. ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES GEOPHYSIQUES	103
1. Sismique réflexion multitrace	103
2. Autres méthodes déployées	125
B. CARACTERISTIQUES DE LA MARGE	128
1. Morphologie de la marge	128
2. Identification des domaines de croûte	134
C. EVOLUTION DE LA RUPTURE CONTINENTALE SUR LE SEGMENT DE ASHAWQ-SALALAH	142
Article : Continental break-up history of a deep magma-poor margin from seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman)	142
D. SEGMENTATION DE LA MARGE : VARIABILITE DE L'ARCHITECTURE DES SEGMENTS	167
1. Variabilité de l'architecture des segments	167
2. Deux schémas d'évolution différents	169
3. Structures et segmentation du segment de premier ordre	170

La marge passive Nord du Golfe d'Aden oriental correspond au passage d'une croûte continentale épaisse (30-40 km) à une croûte océanique de 5 à 8 km d'épaisseur (d'Acremont *et al.* 2006; Tiberi *et al.* 2007). L'amincissement crustal, la rupture continentale et l'océanisation se succèdent. Les différents domaines de croûte sont donc les suivants : le domaine continental, la Transition Océan-Continent et le domaine océanique. La zone d'étude concerne la partie orientale de la marge nord, entre les zones de fracture d'Alula-Fartak et de Socotra (Figure III-42). Ce segment de premier ordre est subdivisé en trois segments de second ordre : le segment d'Ashawq-Salalah, le segment de Taqah et le segment de Mirbat. Dans une première partie, nous détaillerons les données géophysiques utilisées et les traitements appliqués. Puis nous définirons quelles sont les principales caractéristiques de la partie orientale de la marge nord du Golfe d'Aden entre les zones de fracture d'Alula-Fartak et de Socotra. Nous nous concentrerons ensuite sur le segment d'Ashawq-Salalah, qui a fait l'objet d'un article soumis récemment dans la revue « *Geophysical Journal International* ». Enfin, nous montrerons la variabilité des structures le long de la marge en présentant les segments de Taqah et de Mirbat d'Ouest en Est

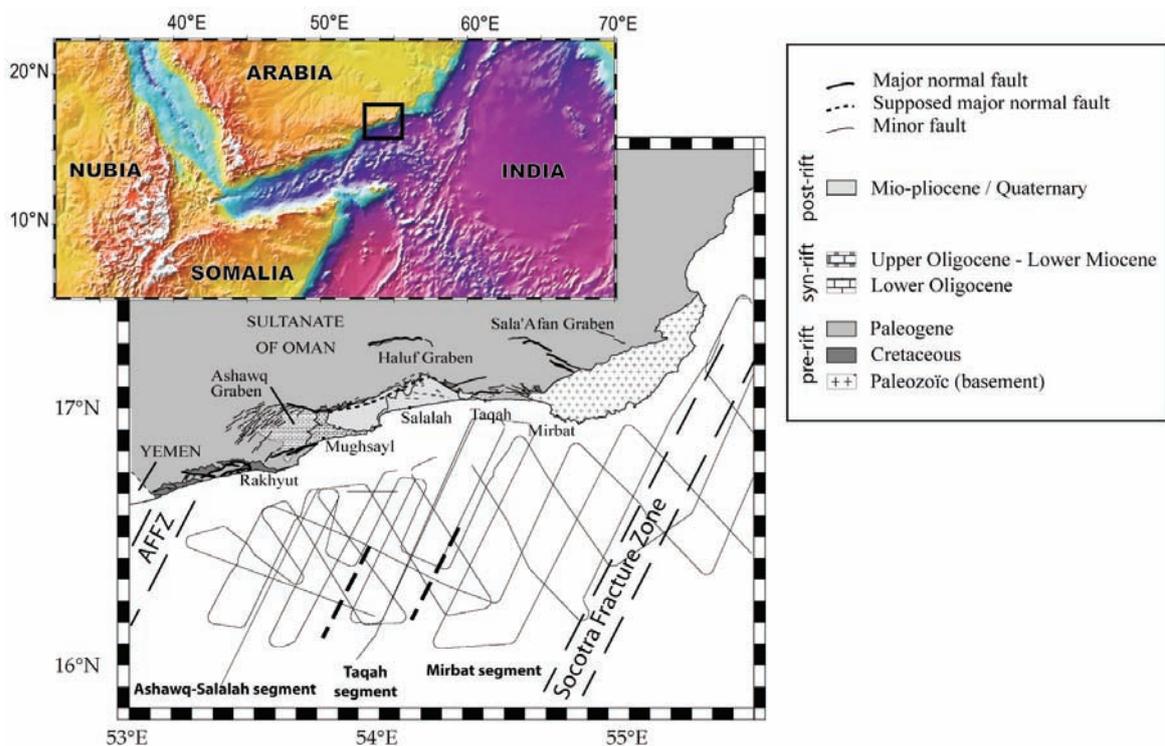


Figure III-42 : Plan de position de la campagne Encens sur le segment de premier ordre situé entre les zones de fractures d'Alula-Fartak (AFFZ) et de Socotra. La segmentation de second ordre est reportée avec les lignes en tirets gras.

A. ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES GEOPHYSIQUES

La campagne Encens s'est déroulée en février/mars 2006, j'ai donc pu participer à l'acquisition des données et au traitement à bord.

1. Sismique réflexion multitrace

Une description des méthodes sismiques, réflexion et réfraction, est disponible en annexes à la fin de ce travail (cf. annexes)

a) Acquisition des données : la campagne ENCENS (Leroy et al., 2006)

La zone d'étude s'étend de la transformante d'Alula-Fartak (environ 53°E) à la ride de Sharbitat (environ 59°E). Trois types de sismique réflexion multitrace ont été mis en œuvre.

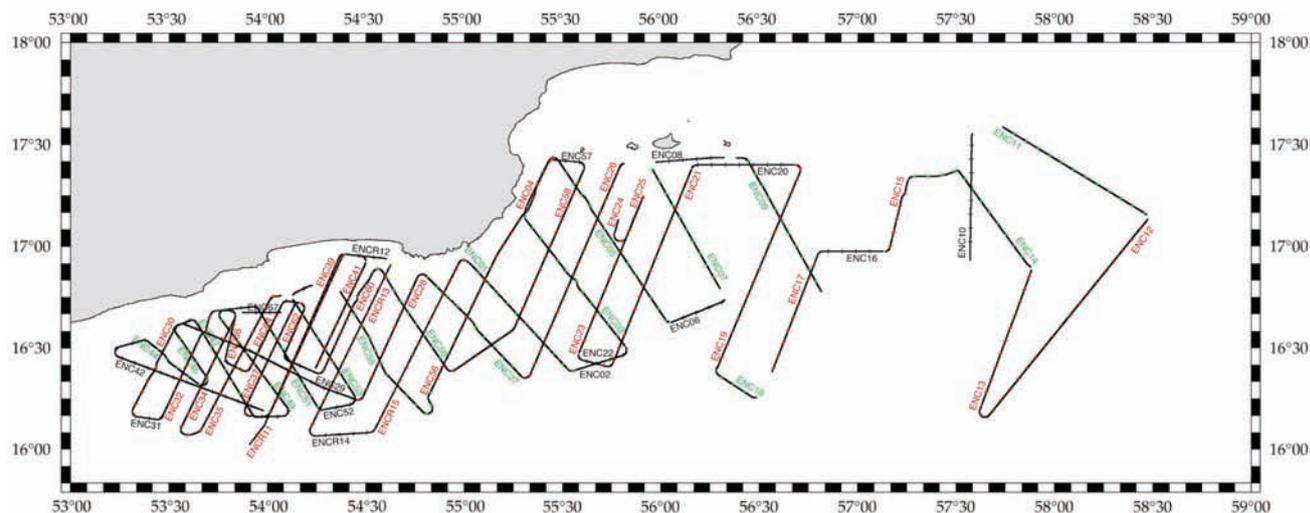


Figure III-43 : Plan de position des profils de sismique réflexion de la campagne Encens.

La source mise en œuvre au cours de la sismique réfraction est de type monobulle avec un pas de tir de 1 min (=150 m). Les profils ENCR01 à ENCR15 ont été acquis. La flûte sismique a été déployée uniquement sur les profils ENCR11 à 15 qui ont donc été acquis en sismique réfraction et en sismique réflexion avec la source réfraction.

La première source de sismique réflexion est de type monobulle (Avedik *et al.* 1993). Elle permet l'acquisition de données profondes aux dépens d'une résolution plus fine dans les sédiments. Les profils ENC01 à ENC23 ont été acquis. Ils correspondent à la partie est de la zone d'étude, entre 55°E et 59°E.

La deuxième source de sismique réflexion est une source classique calée sur le premier pic, appelée "streamer". Elle privilégie la résolution au sein des sédiments à la pénétration. Cette

sismique a été déployée dans la partie ouest de la zone d'étude entre 53°E et 56°E permettant l'acquisition des profils ENC24 à ENC67.

Ces trois types de sources sismiques (réfraction, réflexion de pénétration moyenne et réflexion de faible pénétration) ont nécessité trois types de configurations différentes.

(1) Source

1- REFRACTION MONOBULLE. La première configuration, pour la sismique réfraction, met en jeu une source monobulle synchronisée sur le deuxième pulse, engendré par 18 canons, dont le volume d'air total atteint 8410 inch³ (168,2 L) à 140 bars. Les canons sont immergés sur trois niveaux à 19, 24 et 28 m. La flûte sismique 360 traces est immergée à 20 m de profondeur. La cadence de tir est réglée sur la distance inter-tir de 150 m soit un intervalle de tir d'environ 1min. Les profils ENCR11 à ENCR15 correspondent à cette configuration.

2- REFLEXION MONOBULLE. Pour la sismique réflexion de pénétration moyenne, il s'agit également d'une source monobulle synchronisée sur le deuxième pulse ou la première oscillation de la bulle mais cette fois avec 14 canons d'un volume total de 4530 inch³ (90,6 L) à 140 bars. Les canons sont immergés sur trois niveaux à 19, 24 et 28 m. La flûte sismique est encore immergée à 20 m de profondeur. La cadence de tir réglée tous les 75 m correspondant à un intervalle d'environ 30 sec. Il s'agit des profils ENC01 à ENC23.

3- REFLEXION "STREAMER". Pour la sismique réflexion de faible pénétration, dite streamer, il s'agit d'une source réflexion conventionnelle, synchronisée sur le premier pulse avec 14 canons d'un volume total de 2594 inch³ (51,9 L) à 140 bars. Les canons sont immergés sur trois niveaux à 10, 13 et 14 m. La flûte sismique est alors immergée à 15 m de profondeur. La cadence de tir réglée tous les 50 m correspondant à un intervalle d'environ 20 sec. Il s'agit des profils ENC24 à ENC67.

(2) Récepteur : la flûte sismique

La flûte sismique est composée de 30 ALS (Acquisition Line Section) de 150 m et contenant 12 traces de 12,5 m chacune, totalisant ainsi 360 traces pour une longueur de 4,5 km. Chaque trace est composée de 20 hydrophones. Seize avions, équipés de capteurs de pression et disposés régulièrement le long de la flûte, permettent de contrôler et modifier la profondeur d'immersion. Seize compas ainsi qu'une bouée de queue équipée d'un réflecteur radar et d'un positionnement satellite permettent d'enregistrer la position des différents tronçons de la flûte.

(3) Acquisition

La gestion de l'acquisition des données sismiques est réalisée par le logiciel ECOS qui utilise les données de navigation pour générer les ordres de tir. La cadence de tir a été calée non pas sur un

intervalle de temps mais sur les distances en mètre correspondant à l'inter-tir, ce qui permet de s'affranchir des variations de vitesse du navire.

Les données sont stockées sur cassettes DLT en format SEGD. L'enregistrement a été effectué sur 20 secondes d'écoute avec un pas d'échantillonnage de 4 ms.

b) Objectifs du traitement sismique

Le traitement des données de sismique réflexion de la campagne Encens a évolué depuis un traitement classique, effectué à bord (avec Marie-Odile Beslier, Elia d'Acremont, Julie Perrot et Esther Courrèges) jusqu'à un traitement élaboré en fonction des caractéristiques de la source (avec Marie-Odile Beslier, Elia d'Acremont et Clark Chahine). Trois sources ont été déployées au cours de la campagne, donc chaque chaîne de traitement a dû être adaptée pour chacune de ces sources spécifiques.

Le traitement géophysique consiste à améliorer le signal réel, porteur de l'information, au détriment des signaux perturbateurs. On parle d'optimisation du rapport signal sur bruit. En sismique réflexion multitrace, les bruits incohérents correspondent à tous les signaux qui sont générés par des ondes autres que celles qui sont générées par la source. Les bruits cohérents sans réalités géologiques sont les multiples, les hyperboles de diffraction et les pull-up ou pull-down (**Figure Annexe-93**). Ces bruits cohérents étant classiquement établis en sismique réflexion, ils sont détaillés en annexes. De même, les étapes principales de tout traitement en sismique réflexion sont détaillées en annexes (cf.VI.4.b)

c) Les chaînes de traitement mises en œuvre

À partir des principes établis de la propagation des ondes et des principes de traitement sismique, décrits en annexes (cf. **VI.4.a**), nous détaillons dans la suite du texte les traitements effectués pour le travail de thèse.

(1) Traitement de bord

Le traitement à bord, avec le logiciel Geovecteur (version 8100) sous système Unix (Solaris CDE 1.4), a permis d'obtenir pour une partie des profils (de ENC01 à ENC26 et de ENCR11 à ENCR15), une monotrace, une section sommée et une section sommée, filtrée et migrée à vitesse constante. La majorité des profils traités à bord a été mise en œuvre avec la source 2.

Cette chaîne a servi de base au traitement conventionnel. La description des différentes étapes est donc explicitée dans la partie qui traite de la chaîne de traitement conventionnel. Ici ne seront donc présentées que les étapes principales :

- renforcement du gain,
- antimultiple dans le domaine (F,k),

Architecture et Evolution de la Marge nord-est du Golfe d'Aden

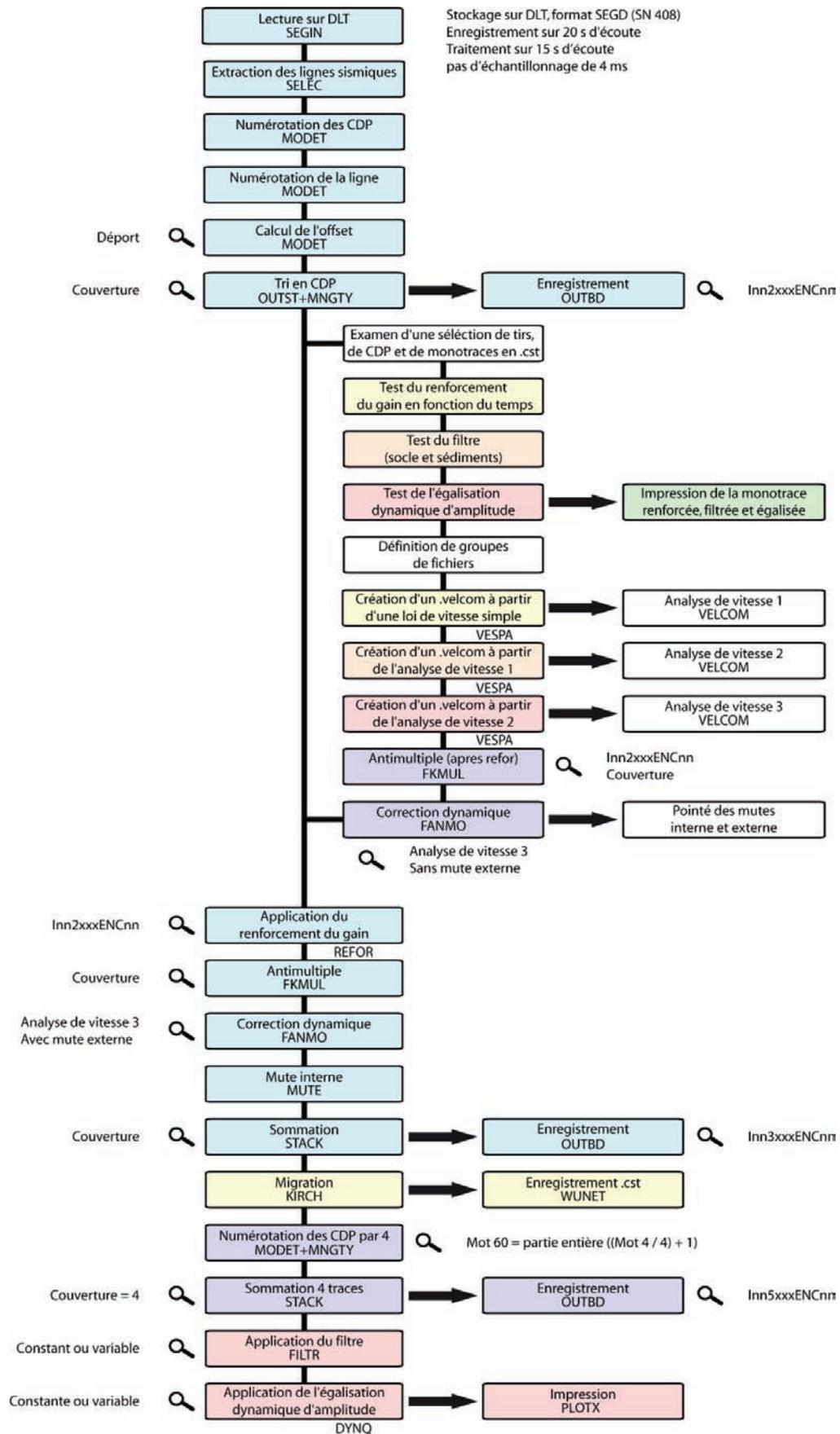


Figure III-44 : Chaîne de traitement appliquée à bord.

- correction dynamique,
- sommation,
- migration de Kirchhoff à vitesse constante (1500 m/s),
- sommation de 4 traces successives,
- filtrage dans le domaine (x,t),
- égalisation dynamique d'amplitude.

(2) *Traitement conventionnel*

Un traitement poussé a été effectué en collaboration avec Marie-Odile Beslier et Françoise Sage au laboratoire Géosciences Azur de Villefranche-sur-mer. Les logiciels Geovecteur version 8100 sous système Unix (Solaris) et version 3100 et 4100 sous système Linux (Red Hat) ont été utilisés. La majorité des profils traités avec cette chaîne de traitement (Figure III-45) appartiennent à la source 3, dite streamer (partie ouest de la campagne, Figure III-42). Cette source offre une bonne résolution dans les sédiments tout en permettant la visualisation de réflecteur profond grâce à un traitement adapté.

Les tirs enregistrés par chacune des 360 traces de la flûte sismique sont d'abord triés en CDP (OUTST, MNGTY) lors de la lecture des données (SEGIN). Les paramètres de renforcement du gain (REFOR), de filtrage (FILTR) et d'égalisation dynamique d'amplitude (DYNQU) sont testés sur une monotrace. La déconvolution du signal par l'ondelette source (WAPCO) est parfois nécessaire pour corriger les temps d'arrivée et obtenir un signal minimum phase (pour les sources 1 et 2).

Puis trois analyses de vitesses sont effectuées successivement (VELCOM) pour affiner la loi de vitesses en profondeur. La première analyse prend en compte un CDP sur 400 puis la seconde un CDP sur 200. Enfin la troisième analyse de vitesse est beaucoup plus précise avec un CDP sur 100 et des tests sont effectués pour améliorer la correction en profondeur (tests à 80, 90, 110 et 120 % de la loi de vitesses déjà élaborée).

Architecture et Evolution de la Marge nord-est du Golfe d'Aden

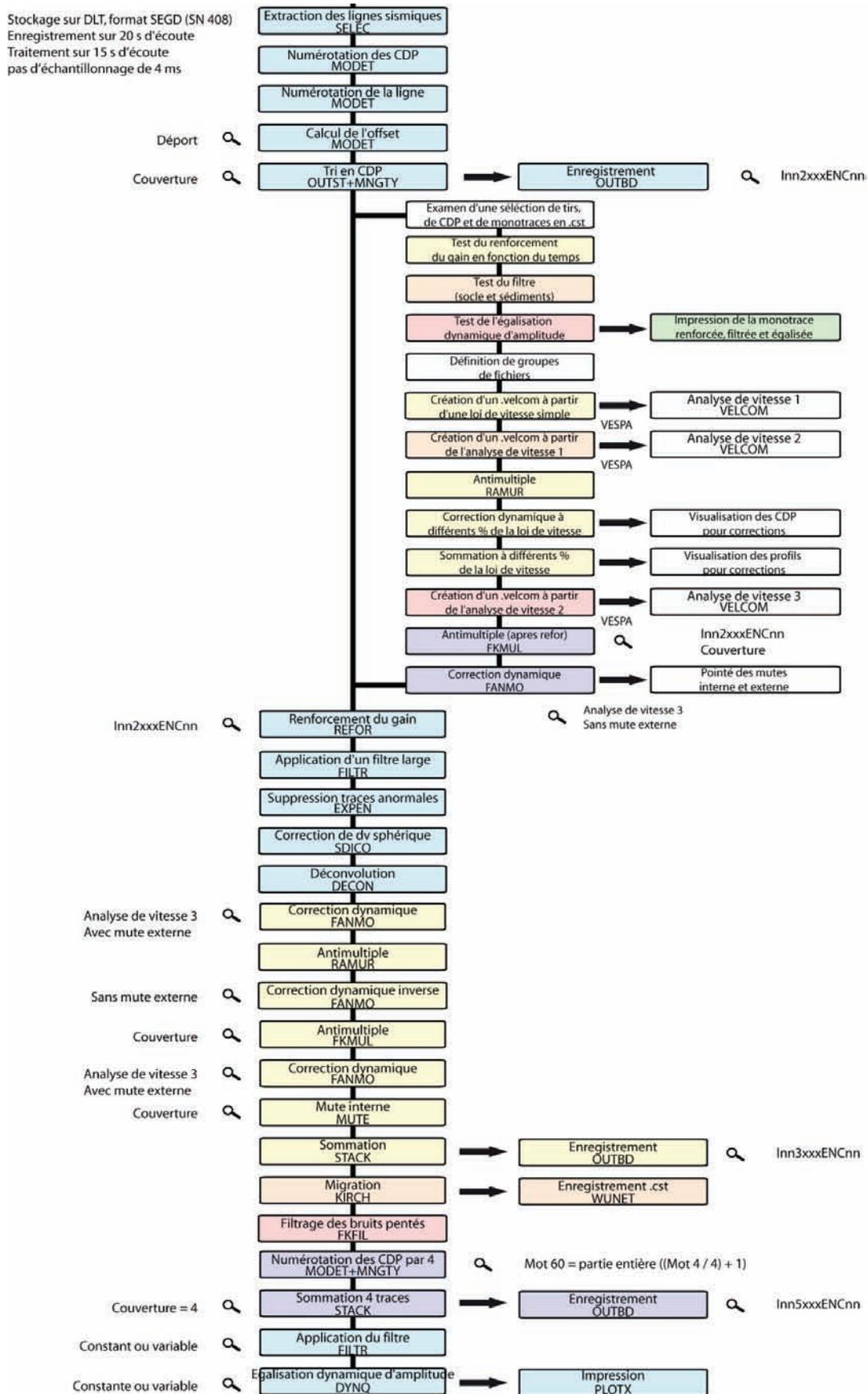


Figure III-45 : Chaîne de traitement conventionnel pour la source dite "streamer".

Un renforcement du gain (REFOR) en fonction du temps est appliqué uniformément sur l'ensemble des traces pour augmenter les amplitudes. Puis on ajuste les variations temporelles (EXPEN) en éliminant les traces dont les amplitudes sont anormales. La correction de divergence sphérique (SDICO) permet de compenser la perte d'énergie avec la distance à la source. Ce module utilise la formule de Newman (1973) :

$$D=t.v^2/v_i$$

D : divergence sphérique

t : temps de propagation entre la source et le récepteur (en secondes), somme des temps t_i

v : vitesse rms pondérée en fonction du temps

v_i : vitesse des couches supérieures

Cette formule est utilisée dans le cas de couches horizontales, pour de courts offsets (distance source-récepteur). Lorsque l'offset est grand, il faut le prendre en compte dans la formule, ainsi que les épaisseurs et les angles d'incidence dans les couches (Gutenberg 1936).

La déconvolution blanche (DECON) permet de compresser l'ondelette source. Elle utilise l'algorithme de Wiener-Levinson. La trace en entrée est segmentée en fenêtres, déconvoluées séparément en prenant en compte les variations en temps du signal. L'opérateur de la déconvolution blanche est strictement l'inverse de l'ondelette entrée. La déconvolution permet d'affiner et de préciser les réflecteurs. La résolution est nettement améliorée surtout dans les sédiments (Figure III-46).

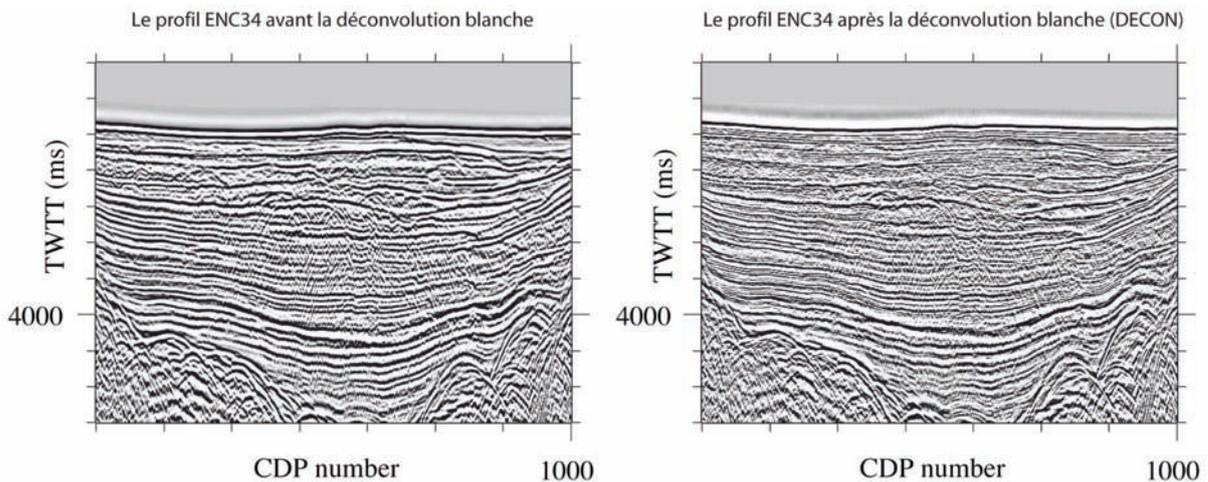


Figure III-46 : Effet de la déconvolution blanche sur un zoom du profil ENC34. Les réflecteurs sont plus fins et plus précis. Le nombre de réflecteurs semble plus important car la déconvolution a séparé les réflecteurs proches, qui auparavant ne formaient qu'un réflecteur épais.

Deux antimultiples sont appliqués pour permettre la visualisation du signal sous le multiple du fond qui le masque en profondeur. Le premier (RAMUR) élimine les hyperboles (sur des CDP après correction NMO) dont la courbure est plus importante qu'un seuil fixé par l'utilisateur. Ce seuil est choisi afin de séparer les hyperboles primaires des hyperboles de multiple. En effet, le

multiple correspondant à un temps d'arrivée deux fois plus grand que le primaire, la courbure des hyperboles après correction reste importante tandis que les primaires sont approximativement plates. Ce module nécessite une correction NMO (FANMO) avant son application. Une correction NMO inverse (FANMO inverse) est ensuite appliquée pour permettre l'application du deuxième antimultiple.

Le second antimultiple (FKMUL) fonctionne dans le domaine (F, k). Le plan (F, k) est représenté par le nombre d'onde k en abscisse et la fréquence temporelle F en ordonnée (Figure III-47). Le nombre d'onde correspond à la fréquence spatiale, soit le nombre de cycles par unité de distance. Tandis que la fréquence temporelle est le nombre de cycles (ou oscillations) par unités de temps. Le nombre d'onde maximal que le dispositif d'acquisition permet d'atteindre est le nombre d'onde de Nyquist :

$$k_{ny} = 1 / (2 * \Delta x)$$

k_{ny} : nombre d'onde de Nyquist ou fréquence spatiale m^{-1}
 Δx : pas d'échantillonnage spatiale (inter-trace) en mètres

La fréquence temporelle de Nyquist correspond à la fréquence maximale permise par le pas d'échantillonnage du dispositif :

$$F_{ny} = 1 / (2 * \Delta t)$$

F_{ny} : fréquence temporelle de Nyquist en Hz
 Δt : pas d'échantillonnage temporel en secondes

Le plongement de réflecteurs dans le domaine (x, t) correspond à la répétition dans le temps et dans l'espace d'un signal régulier. On peut donc repérer une fréquence spatiale et une fréquence temporelle. Dans le plan (F, k) un plongement correspond donc à un point (Figure III-47). Par convention, un plongement vers la droite (offset croissant) est considéré comme positif et par conséquent il sera représenté dans le quart droit du plan (F, k) (où F et k sont positifs).

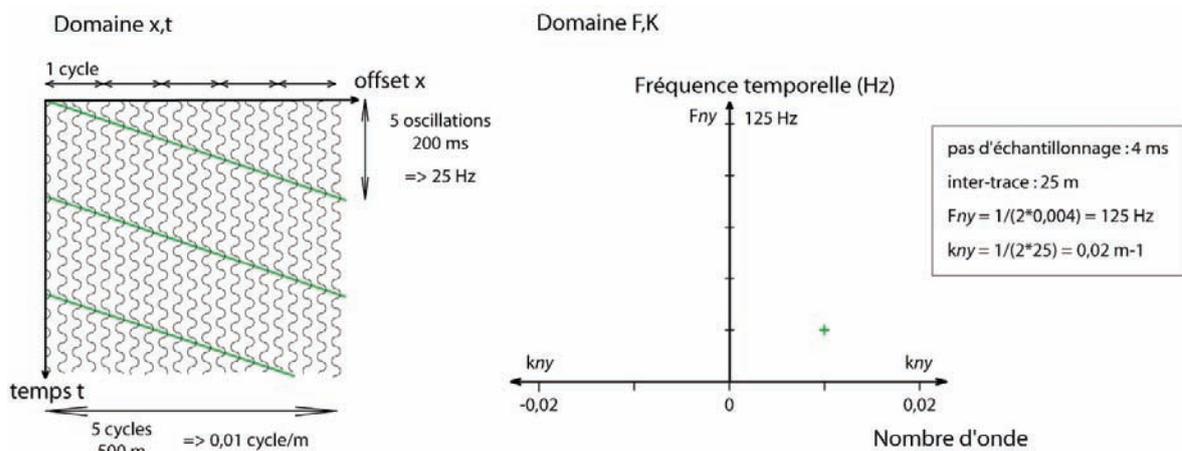


Figure III-47 : Passage du domaine (x, t) au domaine fréquentiel (F, k). Les réflecteurs ont tous le

même plongement (marqué en vert) et sont donc tous représentés dans le domaine (F, k) par un même point (0,01 cycle/m, 25 Hz). Fny : fréquence de Nyquist. kny : nombre d'onde de Nyquist.

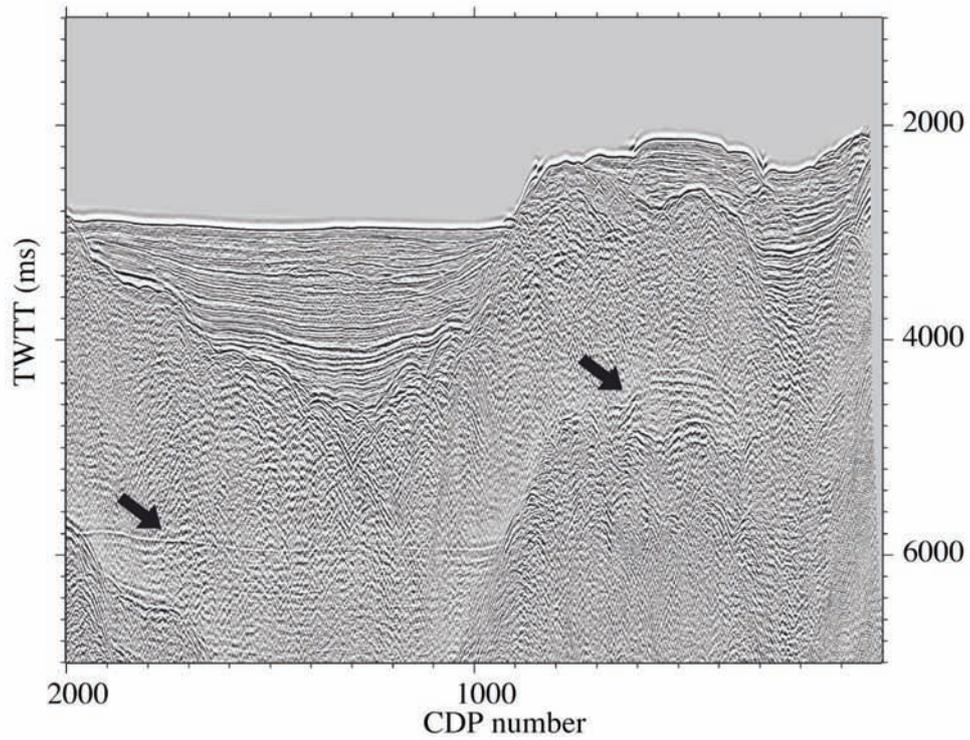
Le principe de l'antimultiple FKMUL est de surcorriger les CDP de manière à ce que les primaires atteignent un plongement négatif alors que les multiples conservent un plongement positif. Pour cela, la correction dynamique utilisée doit être surévaluée par le module. La transformée de Fourier 2D permet de passer dans le domaine (F, k). On réalise alors un filtrage du plan (F, k) qui consiste à éliminer le quadrant de droite correspondant au nombre d'onde positif et donc aux plongements positifs. Ainsi seuls les primaires sont conservés. Puis la transformée de Fourier 2D inverse permet de retourner dans le domaine (x, t). Enfin la correction NMO surévaluée est inversée pour retrouver les CDP non corrigés. Le désavantage d'un tel procédé est qu'il existe des fréquences "aliasées" correspondant à un plongement négatif apparent mais non réel des réflecteurs. Ces réflecteurs sont donc préservés et même mis en valeur lors du passage dans le domaine (F, k). Sur nos profils traités, ce phénomène est souvent observé au niveau du multiple du socle acoustique. Celui-ci est donc toujours marqué et peut gêner l'interprétation en profondeur de certains profils.

Il est aussi possible d'utiliser le module FKFIL. L'utilisateur choisit précisément la part du domaine (F, k) qu'il veut supprimer. Mais, dans ce cas, il faut que les CDP aient été préalablement surcorrégés par une loi de vitesse surestimée, pointée par l'utilisateur. FKFIL permet de contrôler précisément la suppression du multiple et le résultat est souvent meilleur. Néanmoins, FKFIL nécessite un coût élevé en temps et FKMUL est un bon compromis entre la qualité et le temps de traitement.

L'ordre d'application des antimultiples RAMUR et FKMUL peut paraître anodin. Néanmoins, les tests ont montré que l'atténuation du multiple est améliorée si RAMUR est appliqué avant FKMUL sur nos données (Figure III-48). Cela est peut-être dû au fait que l'aliasing généré par FKMUL gêne la reconnaissance des hyperboles dans RAMUR. Le résultat final après l'application des antimultiples montre une bonne atténuation de la partie du multiple qui correspond aux sédiments. Cependant, la partie correspondant au socle est encore visible et gênera l'interprétation. Ceci est dans doute dû aux fréquences aliasées qui seraient reconnues comme des primaires lors de l'application de FKMUL.

Une autre méthode a été utilisée pour diminuer le multiple, il s'agit d'un mute interne sur les CDP corrigés (après correction NMO, cf. paragraphe suivant).

Le profil ENC34 avant les antimultiples



Le profil ENC34 après les antimultiples (RAMUR et FKMUL)

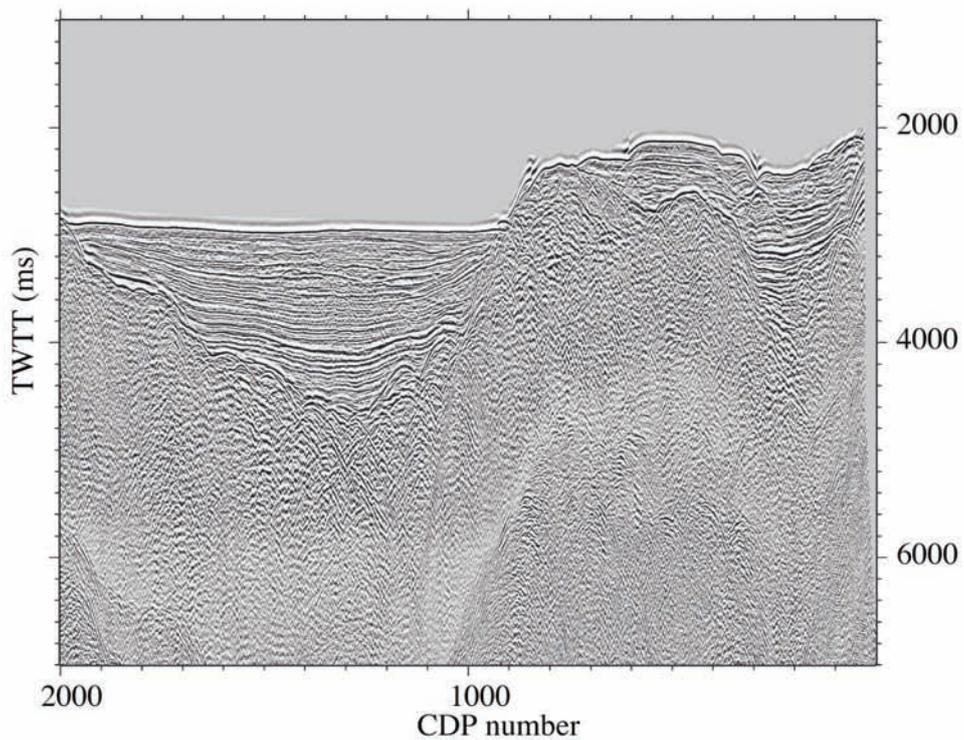


Figure III-48 : Effet des antimultiples sur une portion du profil ENC34. Le multiple (flèches noires sur la section du dessus) est nettement atténué pour la partie correspondant aux sédiments. Néanmoins la partie correspondant au multiple du socle est encore visible.

La correction dynamique (FANMO) corrige les temps d'arrivées de façon à ce qu'ils correspondent au temps que mettrait l'onde pour se réfléchir à la verticale de la source (offset zéro) pour permettre la sommation. Elle est utilisée avec une librairie de fond afin d'ôter le bruit dans l'eau, et une librairie de mute externe qui permet d'enlever la partie étirée des traces les plus éloignées d'un CDP. En effet, la correction dynamique provoque parfois un étirement exagéré des traces qui devient alors l'équivalent d'un bruit gênant. Une interpolation linéaire est appliquée pour corriger les CDP qui n'ont pas bénéficié d'un pointé lors de l'analyse de vitesse. Puis un mute interne (MUTES) est aussi appliqué pour atténuer le multiple. En effet, après la correction NMO, les hyperboles des multiples sont en partie correctement corrigées sur les traces les plus proches de la source (à faible offset). Il est donc utile de supprimer les premières traces à partir du temps d'arrivée du multiple.

Le module STACK effectue la sommation des traces d'un même CDP après l'alignement des primaires lors de la correction dynamique. La sommation s'effectue sur la première trace du CDP. On obtient alors un profil sommé contenant un nombre de traces équivalent au nombre de CDP précédemment.

Une migration de Kirchhoff (KIRCH) est appliquée au profil obtenu après la sommation (Figure III-49). Cela permet de réduire les hyperboles de diffraction en sommant les amplitudes le long de l'hyperbole sur l'apex de cette dernière. La migration est effectuée à vitesse constante (1500 m/s). Nous avons fait le choix d'une migration à vitesse constante car elle présente un bon rendement de la qualité de l'image par rapport au temps de traitement.

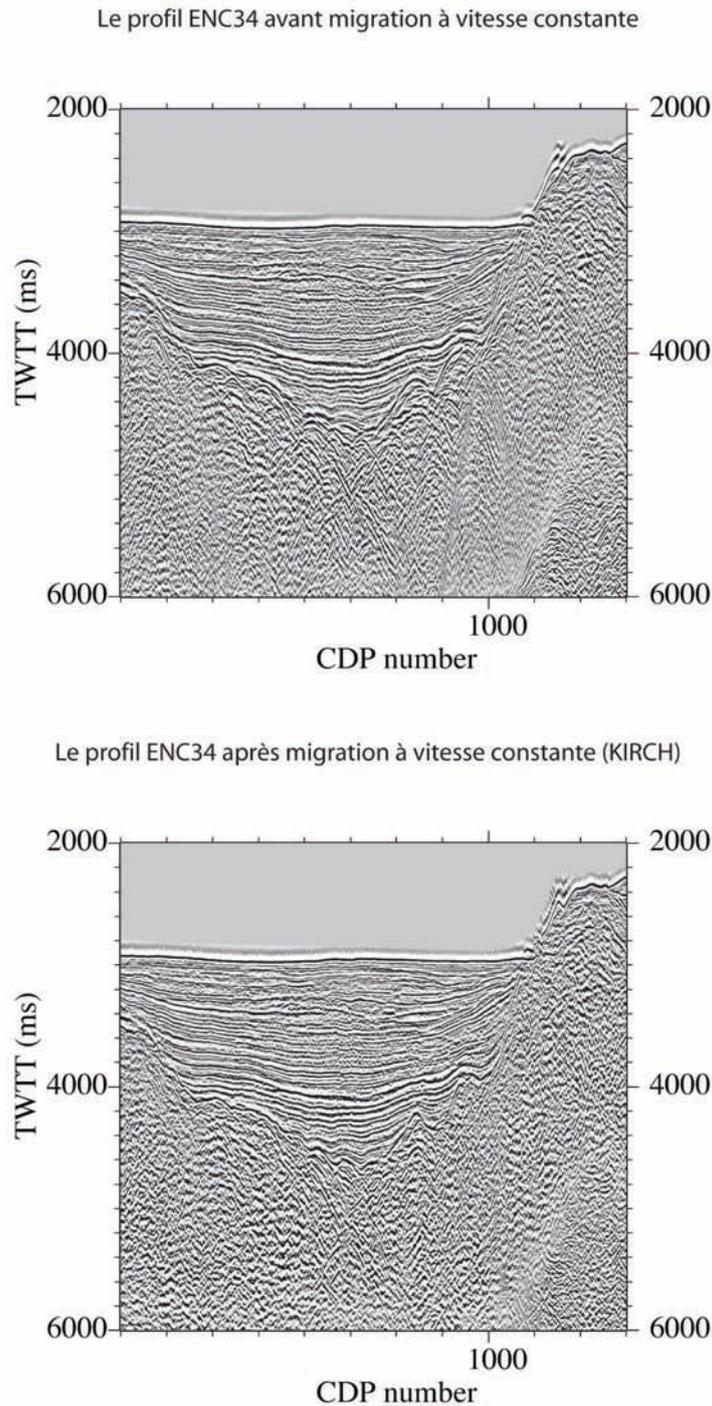


Figure III-49 : Effet de la migration à 1500 m/s sur un zoom du profil ENC34. Les hyperboles de diffraction sont réduites à leur apex, révélant la géométrie des réflecteurs dans les domaines déformés.

Une fois migré, le profil contient encore des bruits présentant une pente constante. Ces bruits sont éliminés par filtrage dans le domaine (F, k) (FKFIL). Le principe est le même que pour le filtrage du multiple. À la différence que l'on n'élimine pas un quadrant entier du plan (F, k) mais une portion précise correspondant à la pente des bruits incriminés. Cette portion doit être précisément délimitée par des tests.

Le module STACK est de nouveau utilisé pour effectuer une sommation de 4 traces successives qui permet une visualisation plus globale et agréable du profil en réduisant sa longueur.

Enfin, un filtrage dans le domaine (x, t) (FILTR) et une égalisation dynamique d'amplitude (DYNQU) sont appliqués avec les paramètres testés sur la monotrace en début de traitement (Figure III-50). Ces paramètres sont variables en profondeur. Ils diffèrent selon que l'on se situe dans les sédiments ou dans le socle acoustique. Il est donc nécessaire de pointer le toit du socle pour brancher les fenêtres d'application des différents paramètres. Le filtrage permet de soustraire du signal le bruit de fond, composé essentiellement de basses fréquences. De même, les très hautes fréquences, notamment celles au-delà de la fréquence de Nyquist, ne correspondent pas au spectre du signal cohérent. L'égalisation dynamique d'amplitude permet de ramener du gain en profondeur, mais elle a tendance à lisser le profil et peut-être à masquer certains événements. Il est donc parfois nécessaire de se référer à une section où seule la correction de divergence sphérique aura été utilisée pour ramener du gain en profondeur.

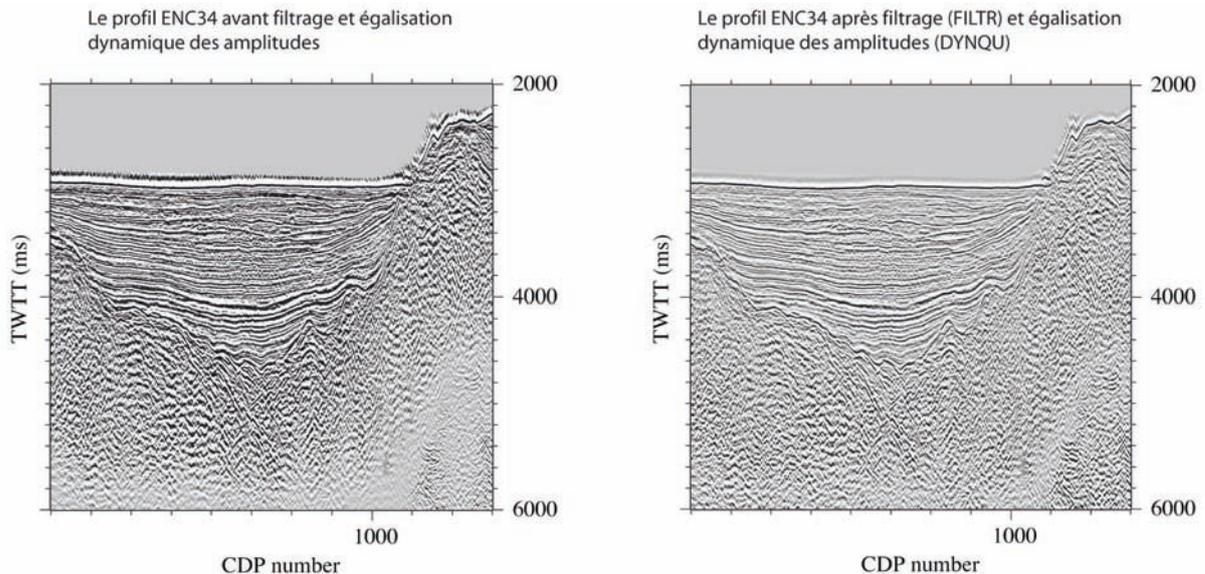


Figure III-50 : Effet du filtrage et de l'égalisation dynamique des amplitudes sur un zoom du profil ENC34. Leurs paramètres sont variables en profondeur selon qu'il s'agit de sédiments, du socle acoustique ou de structures profondes. Le bruit de fond, composé de basses fréquences, est soustrait au signal, ainsi que les très hautes fréquences. L'égalisation dynamique des amplitudes apporte du gain en profondeur.

d) La migration avant sommation profonde

Jusqu'ici, les traitements sismiques présentés reposaient sur l'exploitation d'une partie de l'information contenue dans le signal : les propriétés cinématiques des arrivées sismiques. Le traitement classique est basé sur un modèle de couches planes et horizontales qui ne correspond pas à la réalité géologique. Seule la migration avant sommation permet de prendre en considération les modifications d'amplitude et de phase des signaux au cours de leur propagation. Dans les zones hétérogènes, à structure et à rhéologie complexes, les signaux enregistrent des anomalies locales

d'amplitude, résultantes des caractéristiques pétrophysiques des milieux traversés. L'inversion des signaux devrait donc permettre de retrouver certaines propriétés physiques des milieux traversés par une méthode d'inversion de la forme d'onde complète (tomographie en diffraction du champ d'onde, fondée sur des modélisations asymptotiques et numériques des ondes). Il est alors possible d'accéder à de nouvelles informations comme la géométrie correcte des réflecteurs et leurs propriétés physiques (variations de vitesses, d'atténuation, de densité). La méthode utilisée ici est la migration/inversion avant sommation en profondeur (tomographie en diffraction rai + Born), bien adaptée aux dispositifs d'acquisition multitrace et à l'étude des niveaux supérieurs de la croûte terrestre.

Ce traitement spécifique a été appliqué au profil ENC34 au laboratoire Géosciences Azur de Villefranche-sur-mer en collaboration avec Alessandra Ribodetti et Marie-Odile Beslier. Le programme de migration avant sommation que j'ai utilisé, avait été développé par Stéphane Operto durant son stage post-doctoral à l'Ecole des Mines de Paris en collaboration avec Gilles Lambaré et Philippe Thierry. Historiquement, des approches de migration/inversion basées sur les rais ont été proposées (Beylkin 1985; Bleistein 1987; Jin *et al.* 1992) et adaptées pour des applications 2D et 3D (Lambaré *et al.* 1992; Forgues 1996; Thierry *et al.* 1999a; Thierry *et al.* 1999b; Ribodetti *et al.* 2000; Lambaré *et al.* 2003; Operto *et al.* 2003). Un outil rapide et efficace a été développé (Lambaré *et al.* 1992; Thierry *et al.* 1999b; Operto *et al.* 2003) pour restituer une image migrée avant sommation en profondeur et en amplitude préservée. L'extension de la méthode aux milieux visco-acoustiques et visco-élastiques a été présentée d'un point de vue théorique par Ribodetti *et al.* (2001). Elle a été validée sur des données ultrasoniques enregistrées en cuve acoustique (Ribodetti *et al.* 2000). Pour les milieux fortement hétérogènes, une méthode prenant en compte des phénomènes de propagation plus complexes a été développée (Xu *et al.* 1994; Xu *et al.* 1998; Thierry *et al.* 1999b; Operto *et al.* 2000; Xu *et al.* 2004).

Nous avons également utilisé un programme permettant d'effectuer un contrôle de la qualité de l'image migrée. Cette méthode, connue comme « migration-velocity-analysis » (Al-Yahya 1987), a été implémentée dans le cadre de la thèse de W. Agudelo (2005), encadrée par Alessandra Ribodetti. Le schéma de la méthode de migration avant sommation intégrant le module de correction du modèle de vitesse sera présenté dans la section III.A.1.d(3).

Tout d'abord, nous verrons le prétraitement des données de sismique réflexion, puis nous nous intéresserons à la migration avant sommation elle-même.

(1) Pré-traitement des données de sismique réflexion

Les données issues du traitement de sismique réflexion utilisées par la migration avant sommation sont de trois sortes : des données triées en point de tir et traitées efficacement, un modèle de vitesses retravaillé et une librairie de fond (pointé du réflecteur correspondant au fond marin).

La migration avant sommation exploite les informations contenues dans les amplitudes du signal. Il est donc indispensable de travailler en amplitudes préservées lors du traitement des données. Certains modules sont donc proscrits, comme, par exemple, l'égalisation dynamique des amplitudes. Une chaîne de prétraitement spécifique a donc été mise au point (Figure III-51).

Le traitement s'effectue sur les CDP puis les données sont converties en points de tir. La correction de divergence sphérique est appliquée avant l'antimultiple RAMUR. Néanmoins, on effectue une correction inverse pour rétablir les amplitudes initiales. À la différence du traitement conventionnel, l'antimultiple FKFIL a remplacé FKMUL pour plus de précision lors de la suppression du multiple (cf. partie III.A.1.c)(2) les antimultiples). En effet, la migration avant sommation doit nous permettre d'accéder aux informations en profondeur. Il est donc important de voir au mieux sous le multiple même si FKFIL a un coût élevé en temps de mise en œuvre. La déconvolution est effectuée une fois que les données sont converties en points de tir pour que le résultat soit le plus homogène possible.

Le modèle de vitesses a été ré-affiné, notamment pour améliorer la loi de vitesses en profondeur. Non seulement, cela était nécessaire pour la migration elle-même mais aussi, le modèle amélioré a servi au prétraitement des points de tir (SDICO, RAMUR).

L'élaboration de cette chaîne de traitement spécifique a été longue. En effet, la qualité de la migration avant sommation va dépendre de la qualité du prétraitement et de la bonne préservation des amplitudes. De plus, il a fallu retravailler le modèle de vitesses pour l'injecter dans la migration et mettre au point un modèle de vitesses surestimé pour l'application de FKFIL. Dès la préparation des données, la migration avant sommation n'offre pas un rapport qualité sur temps intéressant et cela explique pourquoi un seul profil a été traité en migration avant sommation au cours de cette thèse.

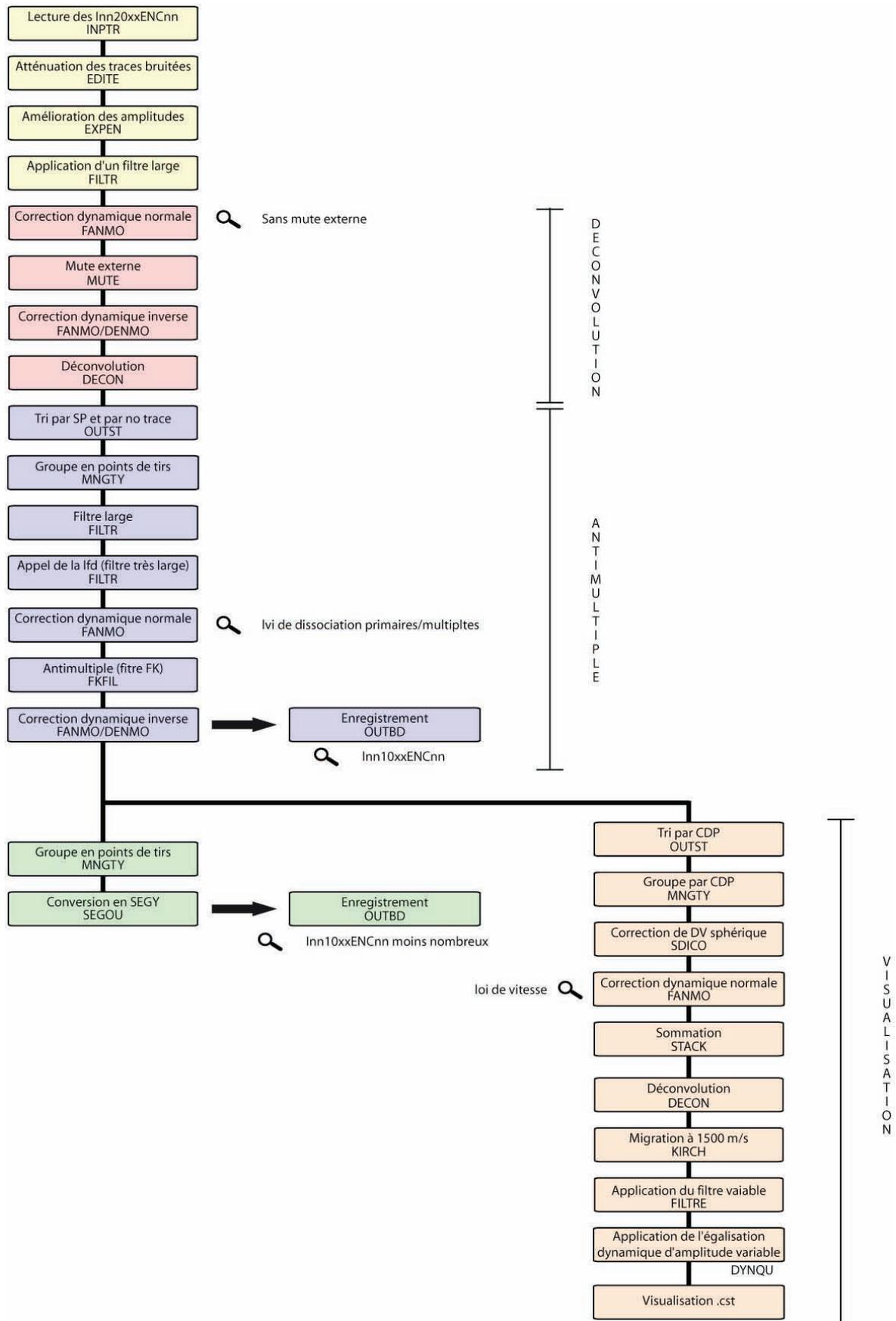


Figure III-51 : Chaîne de traitement de préparation des données à la migration avant sommation.

(2) Migration avant sommation profondeur

La migration avant sommation profondeur a pour objectif de fournir une image en profondeur des discontinuités du sous-sol en "rétro propageant" l'énergie enregistrée par les récepteurs. Il s'agit de positionner l'énergie des arrivées réfléchies au niveau des réflecteurs sur lesquels elles se sont réfléchies. Nous devons donc disposer d'une information sur les variations de vitesse lentes du milieu qui sont utilisées pour "rétropropager" l'énergie enregistrée par les récepteurs au niveau du réflecteur.

On distingue deux principales familles de migration avant sommation profondeur : les migrations avant sommation cinématiques qui ne modélisent que les temps de trajet des arrivées réfléchies pour les positionner en profondeur. Ces migrations ne fournissent pas d'informations quantifiées sur une ou plusieurs propriétés physiques du réflecteur comme la réflectivité ou les contrastes d'impédance acoustique.

La deuxième catégorie de migration avant sommation prend en compte les aspects cinématiques (temps de trajet) et dynamiques (amplitude) de la propagation des ondes sismiques via la résolution de l'équation d'onde par différentes approches numériques possibles (théorie des rais, différences finies de l'équation d'onde paraxiale (one-way) ou complète (two-way)). En formulant la migration dans le cadre de la théorie des problèmes inverses, des informations sur les propriétés physiques des réflecteurs, qui agissent sur l'amplitude et la forme des ondes réfléchies, peuvent être obtenues. C'est cette deuxième catégorie de méthodes appelées migration/inversion ou migration en amplitude préservée qui est utilisée dans cette thèse.

(a) Principe de la migration avant sommation cinématique

Exposons tout d'abord le principe d'imagerie cinématique sur lequel repose les algorithmes populaires de migration avant sommation comme la méthode de Kirchhoff.

Considérons tout d'abord le problème direct qui consiste à calculer le temps d'arrivée d'un trajet diffracté entre une source s et un récepteur r via un point diffractant x . Pour cela, on calcule le temps entre la source et le diffractant t_{sx} et le temps entre le point diffractant et le récepteur t_{xr} . La somme de ces deux temps fournit le temps d'arrivée de la diffraction (s-x-r) :

$$t = t_{sx} + t_{xr}$$

Considérons maintenant le cas d'un réflecteur continu (Figure III-52). L'hodochrone (courbe temps-offset) de l'arrivée réfléchi sur ce réflecteur peut être obtenue par l'enveloppe des diffractions générées par des points diffractants régulièrement répartis le long de l'interface. Ce résultat est une conséquence du principe de Huygens (cf. annexes VI.4.b)(4)).

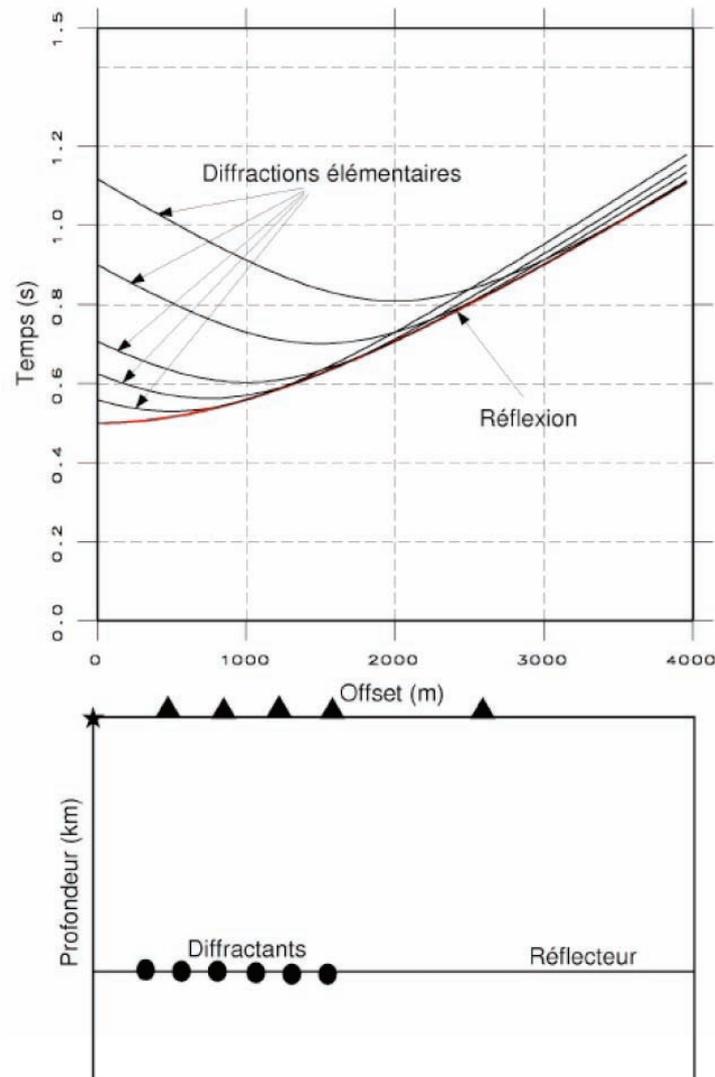


Figure III-52 : L'hodochrone d'une réflexion est formée par l'enveloppe des diffractions élémentaires issues des diffractants discrétisant le réflecteur (Agudelo 2005). Les triangles représentent les récepteurs.

Considérons maintenant le problème inverse. Nous disposons des arrivées réfléchies enregistrées par les récepteurs et d'un macro-modèle de vitesses. Nous voulons reconstruire l'image a priori inconnue des réflecteurs. L'amplitude a d'une arrivée réfléchie enregistrée à un temps t va être "étalée" en tous les points x de l'espace vérifiant la condition d'imagerie :

$$t = t_{sx} + t_{xr}$$

Dans le cas d'un macro-modèle de vitesses homogène, ces points de l'espace vérifient l'équation d'une ellipse appelée isochrone (Figure III-53-a). Une trace peut être considérée comme un échantillon de l'hodochrone de l'arrivée réfléchie, tout comme le point diffractant correspond à un échantillon du réflecteur continu dans le cadre du problème direct. Dans l'approximation fréquence infinie, la migration d'une trace va imager un point du réflecteur. L'image continue du réflecteur est fournie par la superposition des images partielles obtenues par la migration de chaque

trace. Cela relève encore du principe de Huygens, appliqué au problème inverse. La couverture multiple fournie par les dispositifs de sismique réflexion multitrace va permettre de renforcer l'image du réflecteur. L'addition des informations redondantes provenant de plusieurs couples tir-captteur est constructive au niveau du réflecteur. Mais l'énergie étalée le long des isochrones à l'extérieur des réflecteurs est additionnée de manière destructive au cours de la sommation (Figure III-53-b).

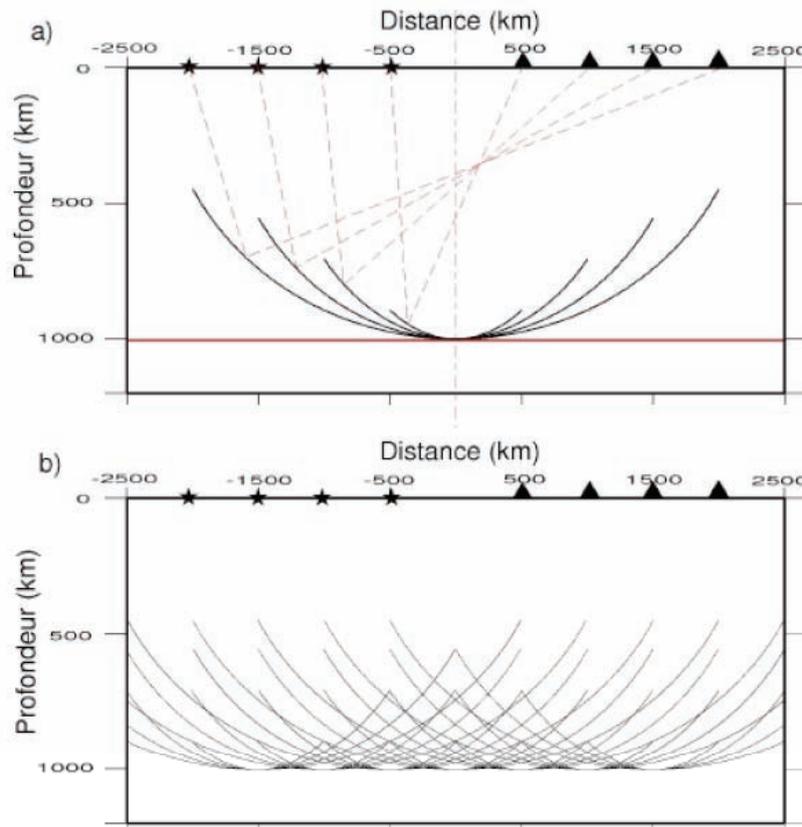


Figure III-53 : Problème inverse (Agudelo 2005). a) L'énergie d'un évènement est distribuée en tout point de l'espace vérifiant la condition d'imagerie $t = t_{sx} + t_{xr}$. Ces points de l'espace décrivent une ellipse appelée isochrone ou courbes iso-temps. Des isochrones sont représentées pour différents offsets source-récepteur. b) L'image d'un réflecteur continue est formée par l'enveloppe de toutes les isochrones. La sommation est constructive sur le réflecteur et destructive à l'extérieur de celui-ci. Plus l'information redondante sommée est volumineuse, meilleur sera le rapport signal sur bruit de l'image migrée. Les étoiles représentent les tirs et les triangles représentent les récepteurs.

(b) La migration/inversion Rai+Born

De manière schématique, un algorithme de migration avant sommation profondeur contient les étapes élémentaires suivantes :

- 1) Pour chaque tir, calcul des temps de trajet entre le tir et chaque point de l'image migrée, t_{sx} .
- 2) Pour chaque capteur associé à ce tir, calcul des temps de trajet entre le capteur et chaque point de l'image migrée, t_{xr} .
- 3) Pour chaque point x de l'image migrée,
 - 3.1. Calcul de $t = t_{sx} + t_{xr}$.
 - 3.2. Extraction de l'amplitude a de la trace au temps t

3.3. Addition de l'amplitude **a** pondérée de corrections dynamiques **w** à l'image migrée **m**

$$\mathbf{m}(\mathbf{x})=\mathbf{m}(\mathbf{x})+\mathbf{w}.\mathbf{a}$$

De nombreuses stratégies numériques, fondées essentiellement sur des interpolations des grandeurs modélisées, ont été développées pour limiter le nombre d'opérations effectuées dans les algorithmes de migration (Thierry et al., 1999a, Thierry et al., 1999b). Un outil rapide et efficace a été développé par Lambaré et al. (1992), puis Thierry et al. (1999b) et Operto et al. (2003) pour restituer une image migrée avant sommation en profondeur et en amplitude préservée.

La Figure III-54 présente la chaîne de traitement complète de la migration avant sommation. Après le prétraitement des données (étape 1), la reconstruction de l'image migrée en amplitude préservée est effectuée en trois étapes.

D'abord, la loi de vitesses issue de la préparation des données MCS est transformée pour obtenir un macro-modèle de vitesses. Dans un milieu de référence lissé en 2D, le modèle est converti en coupes vitesse-profondeur par l'équation de Dix (conversion en vitesses quadratiques moyennes). Puis il est interpolé et lissé (étape 2). Néanmoins, il est encore nécessaire d'améliorer ce modèle de vitesses. En effet, la qualité de la migration avant sommation en dépend grandement. Une fonction de Green haute fréquence est construite en utilisant une méthode de tracés des rais asymptotiques (étape 3) (Lambaré *et al.* 1996; Operto *et al.* 2000). Les paramètres dont elle dépend (temps d'arrivées, trajet, amplitudes, vecteurs lenteur (Thierry *et al.* 1999b)) sont nécessaires à la migration.

Puis, les perturbations de la fonction de Green asymptotique sont exprimées comme une intégrale linéaire englobant la région diffractante que l'on veut imager et qui contient les perturbations de vitesses. Nous obtenons cette intégrale en utilisant l'approximation de Born de premier ordre dans le modèle de vitesses de référence lissé (au sein de l'étape 4).

Enfin, cette relation linéaire est inversée (inversion asymptotique) à l'aide d'une estimation analytique du gradient et d'une approximation analytique du Hessien (au sein de l'étape 4). Les éléments de courtes longueurs d'onde correspondent aux perturbations de vitesses qui constituent l'image migrée profondeur. Ils sont déterminés en une itération, à l'aide d'un calcul spécifique d'un jacobien proposé par Thierry et al. (1999b).

La pertinence de cette approche est connue pour être grandement affectée par l'imprécision du macro-modèle de vitesses. Si le macro-modèle est incorrect, les perturbations sont mal localisées en profondeur et leur amplitude est sur ou sous-estimée. C'est pourquoi, il faut effectuer une correction du macro-modèle de vitesses.

(3) Correction du macro-modèle de vitesses

Pour estimer et limiter les erreurs au sein du macro-modèle de vitesses et obtenir une image migrée précise (géométrie correcte et amplitude des perturbations de vitesse des réflecteurs), la méthode utilisée est simple et efficace (Al-Yahya 1987). Elle a été rendue effective au cours de la thèse de W. Agudelo (2005). Pour contrôler les erreurs d'estimations du macro-modèle de vitesses, la migration est appliquée dans le domaine angulaire (Thierry *et al.* 1999b; Xu 2001). Il s'agit d'une méthode de migrations partielles à angle de diffraction constant, développée afin de vérifier la fiabilité du modèle de vitesses (Figure III-54-4) (Xu 2001). Chaque point milieu (CDP) est éclairé par un certain nombre de traces, chaque trace définissant un angle de diffraction θ . La migration de chaque sous-ensemble de données associé à un angle de diffraction θ fournit une image de la structure du sous-sol dans le domaine $(x - z)$. Les images partielles $(x - z)$ peuvent être retriées à distance horizontale x constante de manière à produire des panneaux profondeur-angle $(z-\theta)$ dit panneaux ISO-X (Figure III-54-a en bas). L'analyse des panneaux ISO-X permet d'évaluer si le modèle de vitesses de référence est précis (Al-Yahya 1987). Dans ce cas, l'image redondante d'un même réflecteur aux différents angles doit être horizontale sur le panneau iso-X. Si les panneaux présentent des réflecteurs courbés vers le bas (ou vers le haut), une correction du modèle de vitesses de référence doit être appliquée pour horizontaliser les évènements.

Cette méthode permet de quantifier les imprécisions du macro-modèle de vitesses via une fonction de semblance Gamma (Figure III-54-b en bas). Elle présente des valeurs supérieures à 1 lorsque les panneaux ISO-X présentent des réflecteurs courbés vers le bas. La fonction indique alors que le macro-modèle a été localement sous-estimé. Il est possible de calculer une fonction de correction à appliquer au macro-modèle de vitesses.

En répétant ces analyses 1D à intervalle régulier le long du modèle, on peut construire par interpolation une fonction de correction 2D qui sera appliquée au modèle de vitesses (Figure III-54-c). On procède itérativement jusqu'à ce que les fonctions Gamma soient ≈ 1 . Lorsque cette condition est remplie, tous les panneaux iso-X sont sommés pour obtenir l'image migrée finale et précise. La Figure III-54-d montre une section de profil avant et après la correction du macro-modèle de vitesses. La position du réflecteur au toit de la croûte océanique a été déplacée de 2 km environ.

Si des données de sismique réfraction coïncident avec le profil MCS, un modèle de vitesses peut être construit par tomographie des temps de trajets des ondes réfléchies et réfractées. Ce modèle peut être combiné avec le modèle obtenu par analyse de vitesse de migration pour fournir un modèle amélioré, particulièrement aux profondeurs peu résolues par la sismique MCS. Cette combinaison des lois de vitesses a été effectuée pour le profil ENC34.

Diffraction tomography Flow Chart with iterative velocity macro-model correction

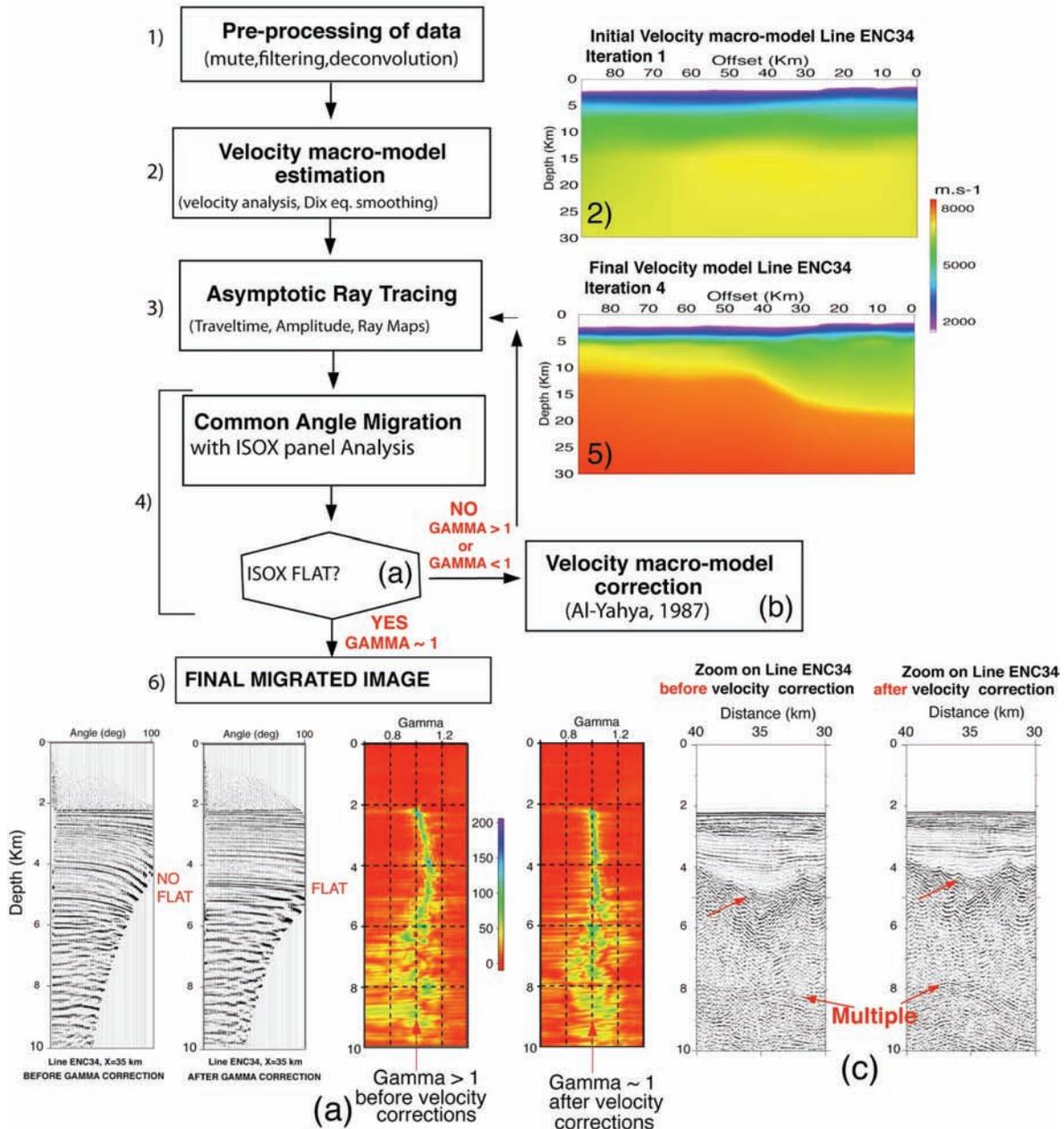


Figure III-54 : Traitement des données par méthode PSDM (modifié d'après Agudelo, 2005) du profil MCS ENC34. (1) Pré-traitement (2) 1er macro-modèle de vitesses à partir du modèle de vitesses MCS du traitement conventionnel (3) tracé de rais (4) Réitération de l'analyse des panneaux iso-X issus des migrations partielles à angle de diffraction constant : (a) panneaux iso-X avant (réflecteurs courbés) et après correction (plats) ; fonctions de semblance gamma avant (gamma > 1) et après correction (gamma ~ 1) (b) correction du modèle de vitesses, (c) exemple d'une section avant et après correction du modèle de vitesses (5) modèle de vitesse final après 4 itérations (modèle mixte correspondant à la somme pondérée des modèles de vitesse tirés des données de MCS et des données de réfraction) (6) Obtention de l'image migrée par sommation des panneaux ISO-X.

2. Autres méthodes déployées

a) Sismique réfraction

Le réseau développé pour la sismique réfraction est constitué de 35 stations OBS en mer et de 21 stations sismiques à terre (Figure III-55). Les stations ont enregistré le signal sismique de près de 8000 tirs en mer d'une source monobulle réfraction. 10 profils majeurs ont été acquis et la flûte sismique a été déployée sur les derniers profils depuis ENCR11 jusqu'à ENCR15. L'ensemble couvre la partie ouest de la zone d'étude dont la zone de fractures d'Alula-Fartak. Les données de sismique réfraction de la campagne ENCENS sont traitées et étudiées dans le cadre de la thèse de Louise Watremez (soutenance prévue en Décembre 2009). La sismique réfraction permet d'atteindre une profondeur importante (jusqu'au Moho) mais en revanche la résolution est médiocre. Elle apporte des informations sur les structures en vitesses sismiques de la croûte et du manteau supérieur, et sur la nature de la croûte. Sur les marges passives il est possible de distinguer des anomalies de vitesses. Ces structures anormales peuvent être interprétées comme de la péridotite serpentinisée et/ou du sous-plaquage.

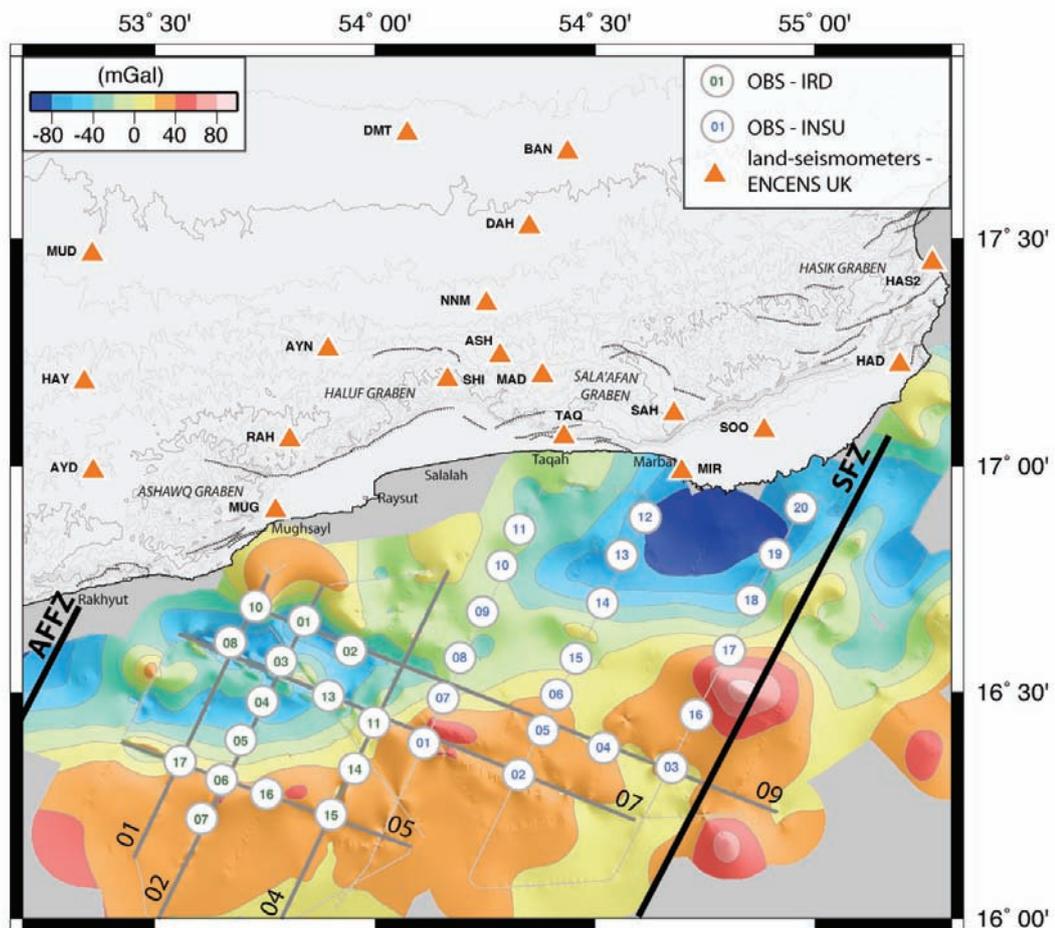


Figure III-55 : Plan de position des OBS et des stations sismiques à terre déployés lors de la campagne Encens sur la carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre réalisée avec les données de la campagne

Encens.

b) Bathymétrie et imagerie

Les données de bathymétrie et d'imagerie sont acquises par le sondeur multifaisceaux EM 12 Dual-Simrad. Ce système acoustique permet d'obtenir de manière précise et rapide le relevé topographique du relief sous-marin (bathymétrie), ainsi que les images sonar présentant la réflectivité locale du fond, et donc sa nature (imagerie).

Un sondeur multifaisceaux mesure simultanément la profondeur selon plusieurs directions, déterminées par les faisceaux de réception du système. Ces faisceaux forment une fauchée perpendiculaire à l'axe du navire. Le fond est ainsi exploré sur une large bande (de l'ordre de 5 à 7 fois la profondeur), avec une très grande résolution.

Le sondeur multifaisceaux fonctionne selon la technique dite des faisceaux croisés (Figure III-56). Une impulsion sonore est émise au travers d'un lobe d'émission étroit dans la direction longitudinale (de l'ordre de 1 à 5 degrés) et large transversalement (typiquement 150 degrés). La réception se fait à l'aide de faisceaux étroits dans le plan transversal (de l'ordre de 1 à 5 degrés). Pour chaque faisceau de réception, la zone du fond explorée (" pastille insonifiée ") est l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception.

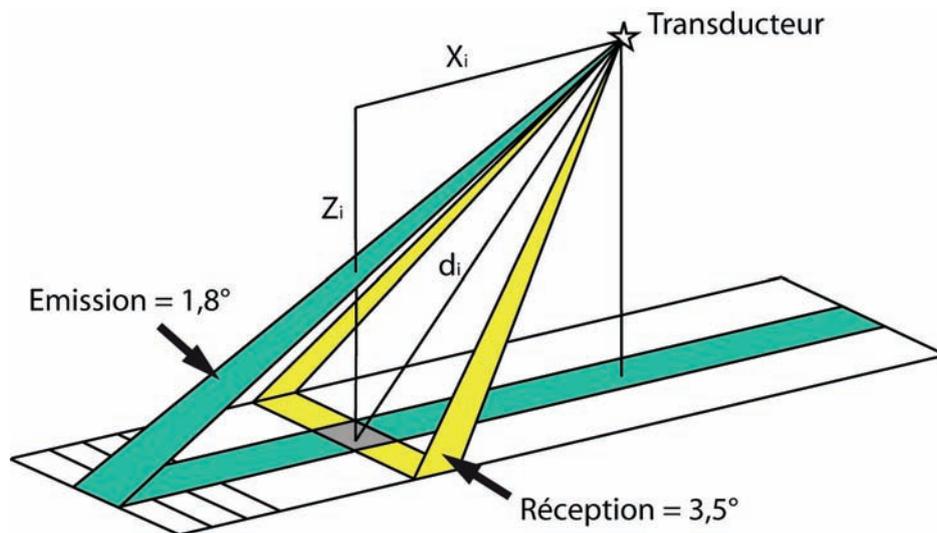


Figure III-56 : Principe de fonctionnement du sondeur multifaisceaux permettant l'acquisition de la bathymétrie et de l'imagerie du fond marin. Site de l'Ifremer (http://www.ifremer.fr/flotte/equipements_sc/sondeurs_multi/index.html).

c) Sondeur de sédiment

Un sondeur pénétrateur de sédiments EDO 3,5 kHz (mode chirp) a permis l'acquisition d'image de la partie superficielle des sédiments marins tout au long de la campagne. Il s'agit d'un sondeur monofaisceau de très basse fréquence (3.5 kHz) et à bande assez large (1 kHz), opéré verticalement. Les interfaces sédimentaires enfouies sont imagées à la manière de la sismique

réflexion mais avec une pénétration très réduite (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) mais une très bonne résolution.

d) Gravimétrie marine

Les données gravimétriques ont été acquises tout au long de la campagne avec un gravimètre KSS31 (Figure III-63). Le gravimètre mesure les variations du champ de la pesanteur. Les mesures sont réalisées à l'aide de gravimètres relatifs. Ces appareils ne mesurent pas la valeur absolue du champ de pesanteur mais la différence de pesanteur entre deux points. Des mesures de rattachement sont effectuées afin de corriger la dérive de l'appareil.

Dans la zone d'étude, les données gravimétriques apportent une contrainte supplémentaire à la localisation de la transition océan-continent, qui correspond à la juxtaposition d'une croûte océanique très dense (fortes valeurs) et d'une croûte continentale moins dense et fortement amincie (faibles valeurs). Il en résulte un fort gradient négatif vers la croûte continentale, appelé l'effet de bord.

e) Magnétisme

Le champ magnétique total est mesuré à l'aide d'un magnétomètre. Le Magnétomètre SeaSPY est un magnétomètre à effet Overhauser avec une sensibilité de 0.015 nT. L'effet Overhauser permet d'obtenir des instruments de mesure de plus faible consommation, donc moins volumineux. Il permet par ailleurs d'obtenir des cadences de mesures plus élevées et une meilleure sensibilité. Les données de magnétisme n'ont pu être acquises que lors de l'acquisition de la sismique réflexion car le magnétomètre est installé à l'extrémité de la bouée de queue.

Les anomalies magnétiques ont été calculées grâce à l'ITRF 2005 et identifiées par S. Leroy. La carte des anomalies magnétiques de la zone d'étude a été réalisée à partir des données des campagnes Encens-Sheba, Encens, Vema et Shackelton. L'anomalie 5d est reconnue comme la première anomalie magnétique clairement océanique. Sa localisation est un bon indicateur de la limite entre la croûte océanique et la Transition Océan-Continent (TOC), dont on ne connaît pas l'origine. Des anomalies magnétiques peuvent être enregistrées au sein de la TOC (Srivastava *et al.* 2000) mais sans présenter de caractère océanique. Les nouveaux profils magnétiques Encens acquis permettent donc d'affiner la géométrie de la limite croûte océanique / TOC.

f) Flux de chaleur

Le flux de chaleur a été mesuré au cours de la campagne Encens-flux (Novembre/Décembre 2006) à bord du N/O Le Suroît. Les mesures sur les capteurs thermiques renseignent sur la température in-situ et sur la conductivité thermique. Le traitement des données permet d'obtenir le gradient de température stable et le flux de chaleur.

B. CARACTERISTIQUES DE LA MARGE

L'ouverture oblique du Golfe d'Aden conduit à une segmentation importante de ses marges et de son domaine océanique. Ainsi, la marge nord du Golfe d'Aden oriental est segmentée et l'identification des différents domaines caractérisant la croûte continentale, la croûte océanique et la croûte transitionnelle peut être effectuée plus précisément grâce aux nouvelles données acquises en 2006. La couverture bathymétrique, la sismique réflexion multitrace acquise avec un maillage plus dense, la gravimétrie, le magnétisme, la sismique réfraction et enfin les mesures de flux de chaleur sont autant d'outils géophysiques permettant de localiser ces trois domaines. Il s'agit donc d'un travail d'équipe, dont nous présentons les principaux résultats permettant de caractériser la marge. L'échantillonnage direct reste bien entendu le moyen le plus indiscutable de caractériser les différents types de croûte. Dans ce chapitre, nous décrirons rapidement la morphologie de la marge et ses principaux traits structuraux, avant d'identifier les différents types de croûtes dans la zone d'étude (Figure III-42). Après avoir décrit la morphologie de la marge et introduit les principaux repères structuraux, nous caractériserons les différents domaines de croûte dans la zone d'étude.

1. Morphologie de la marge

Les informations apportées par la bathymétrie et les profils de sismique réflexion sont morphologiques et structurales. Les observations en profondeur sur les profils nécessitent d'être corrélées d'un profil à un autre. Le passage en trois dimensions est assuré par l'étude conjointe des profils, de la bathymétrie et de la carte du socle acoustique interpolé. La carte bathymétrique de la zone d'étude a été réalisée par Sylvie Leroy (Figure III-57) à partir des données des campagnes Encens-Sheba, Encens et Encens-Flux. Le traitement des lignes sismiques utilisées dans ce travail a occupé une très grande partie de mon temps (Figure III-58 et Figure III-59) avec l'aide de Elia d'Acremont et Marie-Odile Beslier. La réalisation de la carte de profondeur du socle acoustique a été effectuée en pointant cet horizon sur l'ensemble des profils et en appliquant une loi de vitesse pour les sédiments (Figure III-60). Ensuite, Le pointé des réflexions caractéristiques a été effectué sur les profils.

a) Bathymétrie

Sur le segment de premier ordre, situé entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra, la morphologie générale évolue peu latéralement. La bathymétrie présente toujours deux parties distinctes (Figure III-57). La pente continentale, incisée par des canyons profonds, correspond à la marge proximale. La marge distale, elle, apparaît assez monotone et s'ouvre sur le bassin océanique.

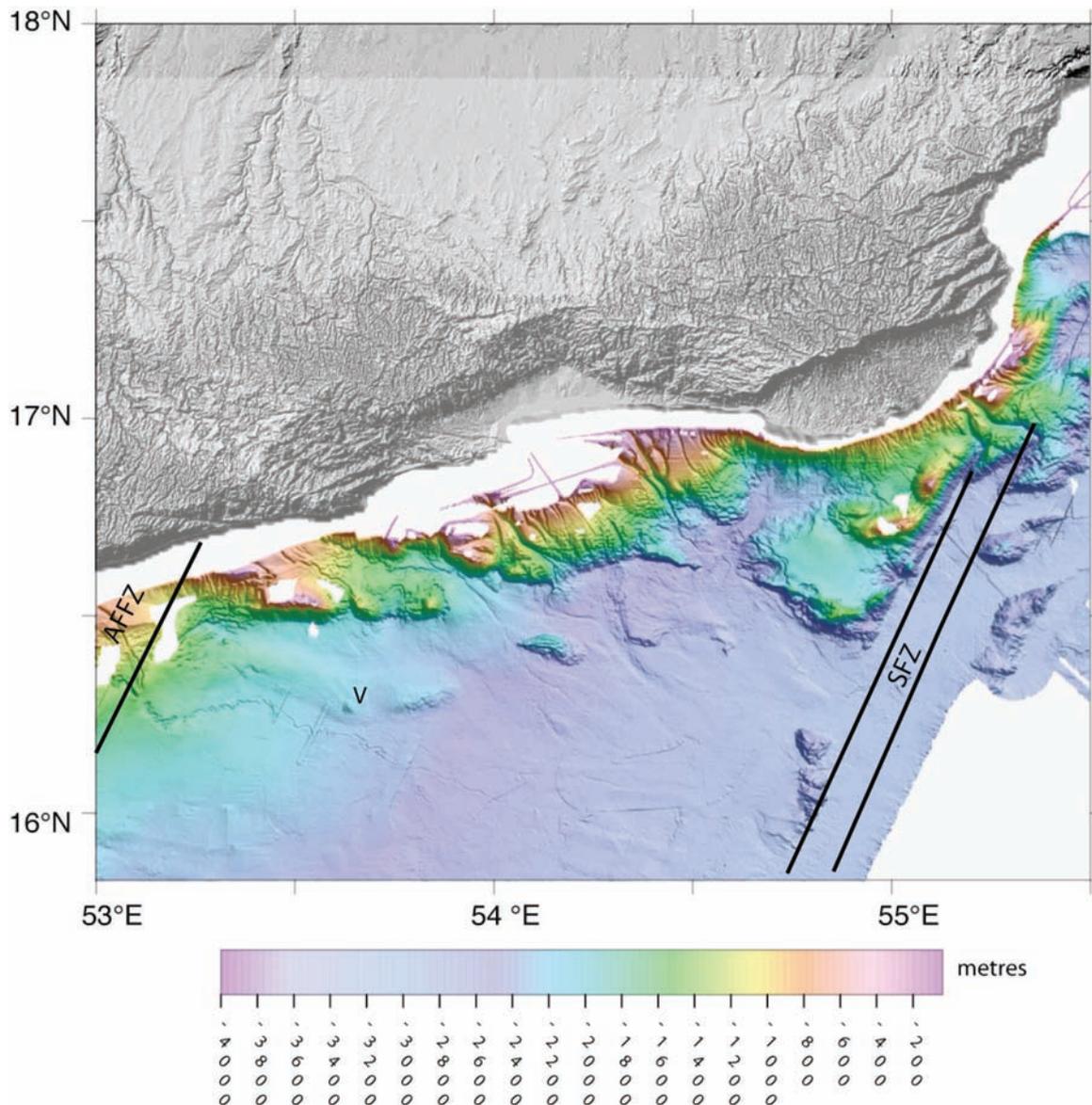


Figure III-57 : Carte bathymétrique multifaisceaux de la zone d'étude, comprise entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra, réalisée à partir des campagnes Encens-Sheba, Encens et Encens-Flux (Leroy *et al.* in prep.). Fair & Rorbrick Shuttle Radar Topography Mission (2000). AFFZ : zone de fractures d'Alula-Fartak. : zone de fractures de Socotra. V : volcan.

La marge proximale présente des escarpements importants vers le sud, avec une direction globalement E-W. Les canyons sont parallèles aux escarpements à leur proximité. Cette particularité est observée au pied des failles normales actives. En effet, le jeu sur ces failles localise la subsidence à leur pied et ainsi canalise les canyons. Parfois, la bathymétrie de la marge proximale montre une pente plus douce et plus lisse, où les canyons sont plus perpendiculaires à la marge. Ces pentes semblent correspondre aux endroits où la marge est ensevelie sous les sédiments sans qu'il y ait de décalage dans la bathymétrie. La limite sud de la marge proximale correspond au talus principal, qui marque un approfondissement brutal vers la marge profonde.

La marge profonde (-200 à -3000 m) est largement ensevelie sous la couverture sédimentaire, lui procurant cet aspect plat. Néanmoins des reliefs sont observables, toujours situés

à une vingtaine de kilomètres au sud de l'escarpement principal. Ils forment parfois un relief continu globalement parallèle à l'escarpement principal. Ils peuvent présenter des aspects très différents, tantôt recouverts par les sédiments avec des pentes douces, tantôt très prononcés, et bordés par des escarpements importants.

La bathymétrie est nettement découpée dans la partie Est de la carte. Cette zone est marquée par de très importants escarpements orientés NNE-SSW. Elle correspond à la zone de fracture de Socotra, limite Est du segment de premier ordre étudié.

b) Morphologie du socle acoustique

Le toit du socle acoustique, nettement observable par sa forte réflexion sur les profils sismiques (Figure III-58 et Figure III-59), est recouvert par la couverture sédimentaire dont les réflecteurs sont généralement d'amplitude moins forte et de fréquence plus élevée. Sa morphologie est un assez bon indicateur des structures acquises lors du rifting. Même si des déformations postérieures au rifting peuvent se produire, elles sont moindres, surtout dans cette région où la couverture post-rift est très peu déformée.

La morphologie générale du socle acoustique permet aussi de distinguer la partie de la marge qui est plus élevée topographiquement. Le pied de marge est marqué par un escarpement majeur, affectant le socle. La marge proximale imagée par les profils est composée d'un ou deux hauts de socle très importants, séparés par de larges bassins perchés profonds (jusqu'à 4,5 km d'épaisseur). Les hauts de socle percent la couverture sédimentaire en plusieurs endroits, mais peuvent être également enfouis sous la couverture sédimentaire (Figure III-58 et Figure III-59).

La marge profonde s'avère beaucoup plus accidentée que ne le laissait paraître la bathymétrie (Figure III-58, Figure III-59 et Figure III-60). On observe nettement un haut de socle parallèle à l'escarpement principal et continu le long de la marge. Ce relief est appelé la ride de la Transition Océan-Continent (TOC) et la dépression localisée entre la ride de la TOC et l'escarpement principal est appelé le graben DIM (DIstal Margin). Le socle est recouvert par une épaisse couverture sédimentaire (~ 1,5 km). Le graben DIM est très profond. L'épaisseur de sédiments y est importante (jusqu'à 3 km). On observe parfois de petits hauts de socle au fond du graben (Figure III-58 et Figure III-59). La morphologie de la ride de la TOC est très variable. Sur le segment d'Ashawq-Salalah, la ride dessine une antiforme régulière avec des flancs peu pentés. Sur le segment de Mirbat, elle est très accidentée avec des flancs très raides. Au sud de la ride de la TOC, le socle acoustique est relativement peu accidenté, comparé aux reliefs alentours. Au-dessus, l'épaisseur de la couverture sédimentaire est constante et toujours plus faible que dans le graben DIM.

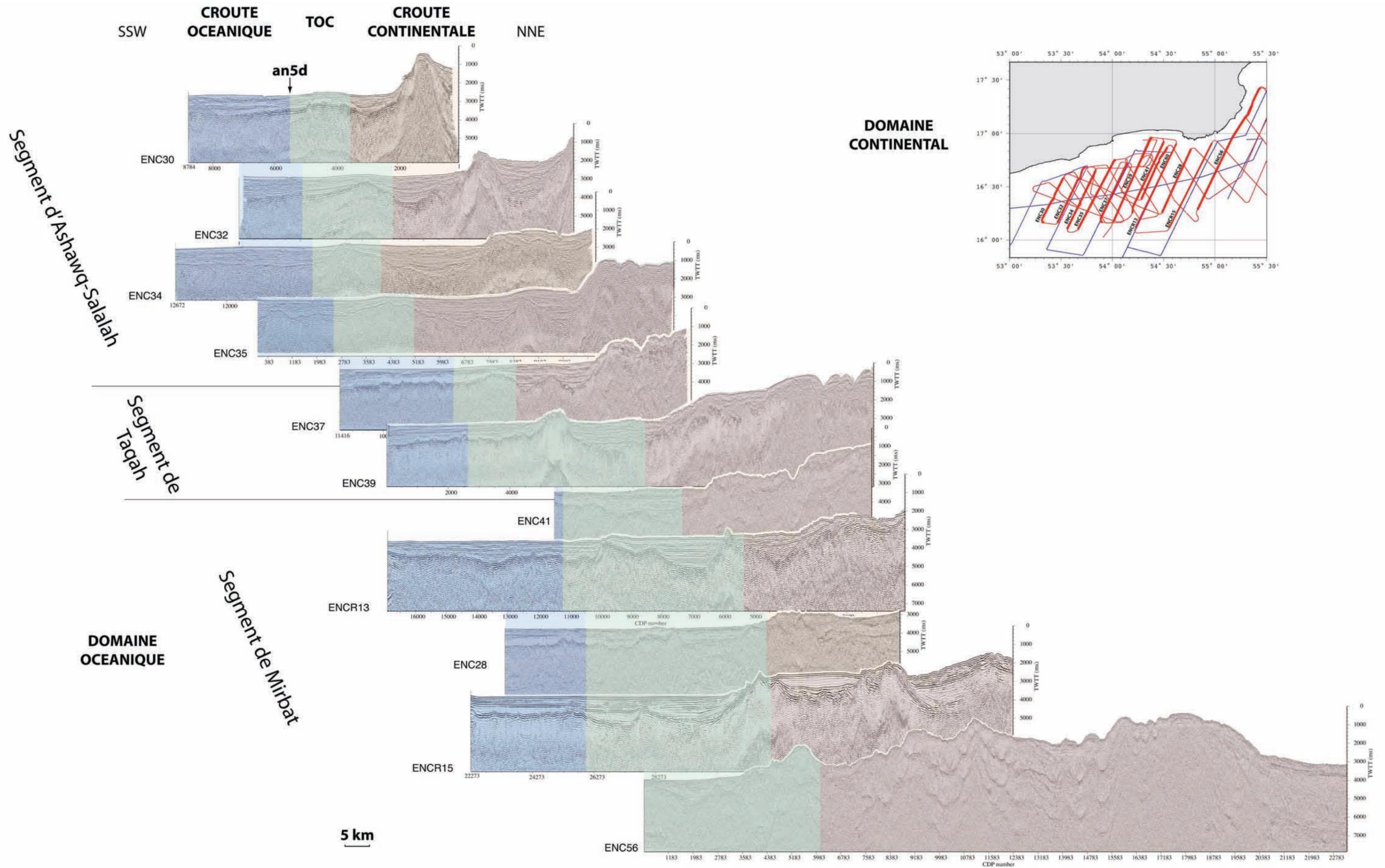


Figure III-58 : Vue cavalière des profils orientés NNE-SSW sur la zone d'étude. La position des profils est rappelée sur le plan de position.

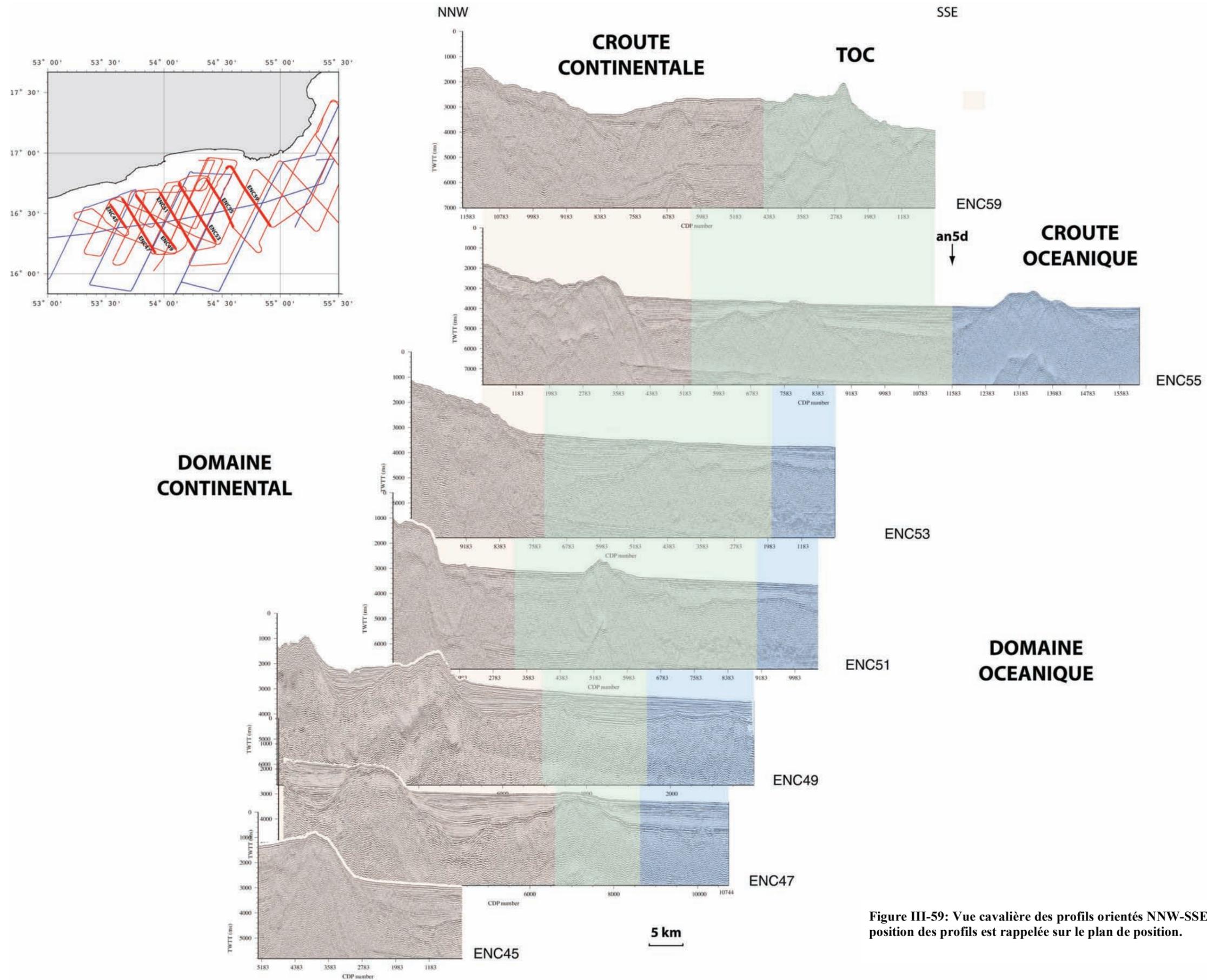
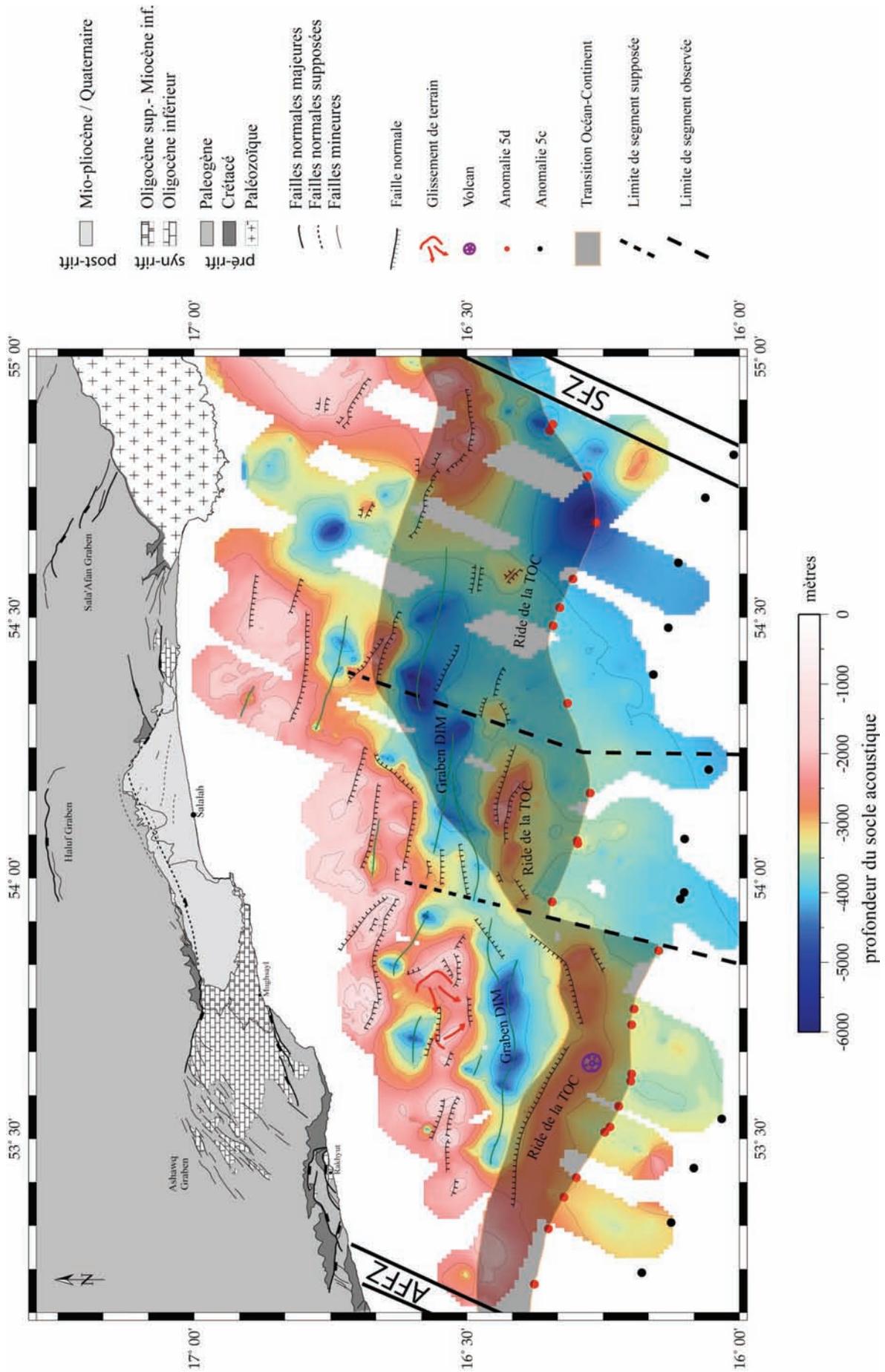


Figure III-59: Vue cavalière des profils orientés NNW-SSE sur la zone d'étude. La position des profils est rappelée sur le plan de position.



2. Identification des domaines de croûte

L'identification des différents domaines de croûte est basé sur l'ensemble des données disponibles dont on présentera les résultats en détail dans le chapitre suivant avec un article soumis.

a) Domaine continental

Le domaine continental correspondant à la croûte amincie est caractérisé par une structuration en horsts et grabens (Figure III-58 et Figure III-59). Des failles normales majeures bordent les grabens. Les grabens perchés contiennent des sédiments syn-rift en éventail dont les pendages sont majoritairement vers le nord. Les failles à pendage vers l'océan semblent donc posséder un plus fort rejet que les failles antithétiques. L'escarpement principal, marquant le pied de marge, correspond à une faille majeure à pendage vers l'océan. Sur le segment d'Ashawq-Salalah, l'escarpement principal appartient au domaine continental qui s'étend jusqu'à la limite nord de la ride de la TOC. En pied de marge, de petits blocs basculés sont alors observables. Ils sont enfouis sous la couverture sédimentaire au fond du profond graben DIM (Figure III-61). Sur le segment de Mirbat, l'escarpement principal et le haut de socle qu'il borde appartiennent à la TOC, si l'on se réfère aux valeurs élevées du flux de chaleur (Figure III-66).

La croûte continentale ne présente pas d'anomalie magnétique alignée et de forte amplitude le long de la marge (Figure III-62). Le domaine continental (nord de la TOC grisée) montre une augmentation de l'anomalie gravimétrique à l'air libre (AAL) vers le sud, lié à la diminution de l'épaisseur de la croûte continentale. L'AAL montre des valeurs assez fortement négatives (-40 à -80 mGal) sur la partie la plus distale de la croûte continentale (Figure III-63). Ces valeurs indiquent que la croûte continentale est très mince à proximité de la TOC comme on peut l'observer sur la carte des épaisseurs crustales déduites de la gravimétrie (Figure III-63).

La sismique réfraction montre un amincissement important de la croûte du domaine continental vers l'océan. Le gradient vertical de vitesses est faible. Des vitesses de l'ordre de 5,5 à 6,4 km/s sont attribuées à la croûte supérieure, tandis que des vitesses de l'ordre de 6,4 à 7,2 km/s sont attribuées à la croûte inférieure (Figure III-64).

Le flux de chaleur est plus faible dans le domaine continental. Les valeurs caractéristiques sur la marge nord-est sont de l'ordre de 40 mW/m² aussi bien à terre que sur le domaine continental émergé (Lucazeau *et al.* 2008) (Figure III-64).

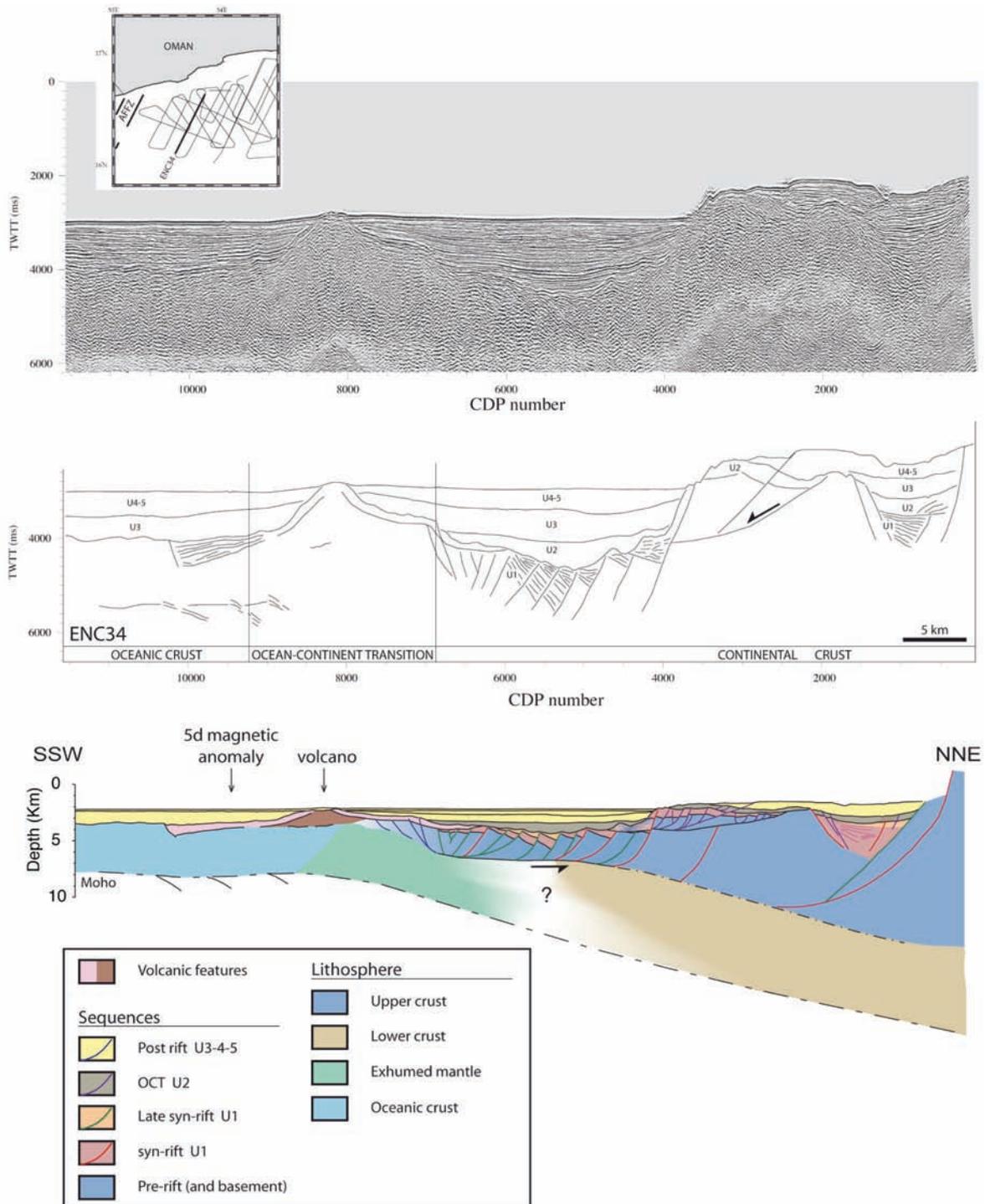


Figure III-61 : Profil sismique en temps, line-drawing, et schéma interprétatif du profil ENC34 sur la marges nord du segment de second ordre d'Ashawq-Salalah.

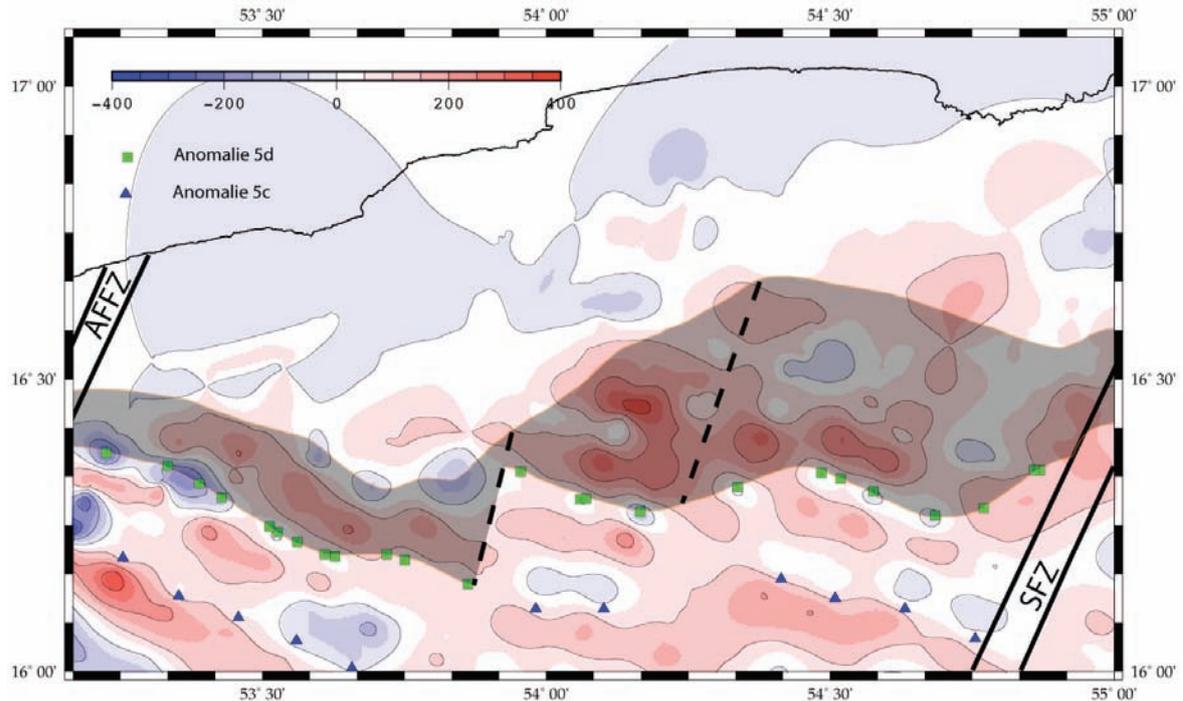


Figure III-62 : Carte des anomalies magnétiques réalisée à partir des données des campagnes Encens-Sheba, Encens, Vema et Shackelton. La zone grisée correspond à la Transition Océan-Continent, limitée au sud par l'anomalie magnétique 5d. SFZ : Zone de Fracture de Socotra (Socotra fracture Zone).

b) Transition Océan-Continent

Avant la phase d'accrétion, la TOC correspond à l'axe du paléo-rift continental. Elle marque donc l'emplacement de la rupture continentale. Elle est caractérisée par un amincissement crustal extrême et la tectonisation du socle. Sa nature reste mal contrainte. Il peut s'agir de croûte continentale amincie intrudée, de croûte océanique formée par accrétion ultra lente, ou de manteau et/ou de croûte profonde exhumés (cf. III.C).

Avec les profils de la campagne Encens-Sheba, la TOC avait été localisée à l'aide des données géophysiques (sismique réflexion, anomalie gravimétrique à l'air libre, magnétisme) (d'Acremont *et al.* 2005; d'Acremont *et al.* 2006). La localisation de la TOC sur les profils de la campagne Encens-Sheba (Figure II-36) est basée sur des critères morphologiques et sur la localisation des anomalies magnétiques. Sa limite nord correspond au dépointe du bassin profond en pied de marge et à la dernière occurrence de sédiments syn-rift. Sa limite sud est localisée sur l'anomalie 5d qui marque de manière satisfaisante la limite entre la TOC et la croûte océanique. En effet, l'anomalie 5d est l'anomalie la plus vieille identifiée comme océanique. D'autres anomalies plus anciennes sont parfois enregistrées plus au nord, mais elles sont, semble-t-il, trop faibles pour avoir été générées par l'accrétion.

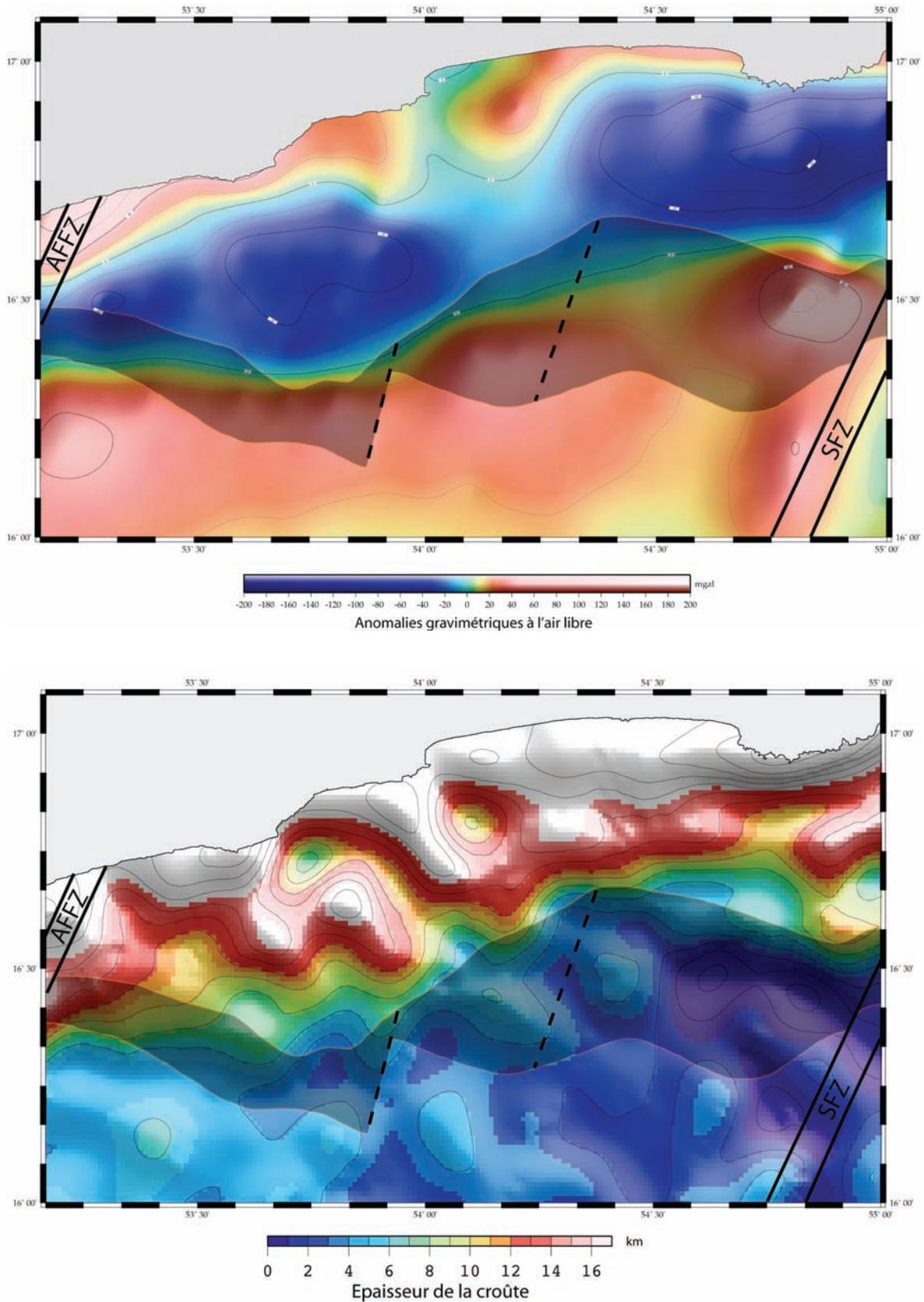


Figure III-63 : Carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre (en haut) et carte de l'épaisseur crustale déduite de la gravimétrie (en bas) (d'Acremont *et al.* 2006). La zone grisée correspond à la transition Océan-Continent reconnue à partir de l'ensemble des données géophysiques disponibles. SFZ : Zone de Fracture de Socotra (Socotra fracture Zone).

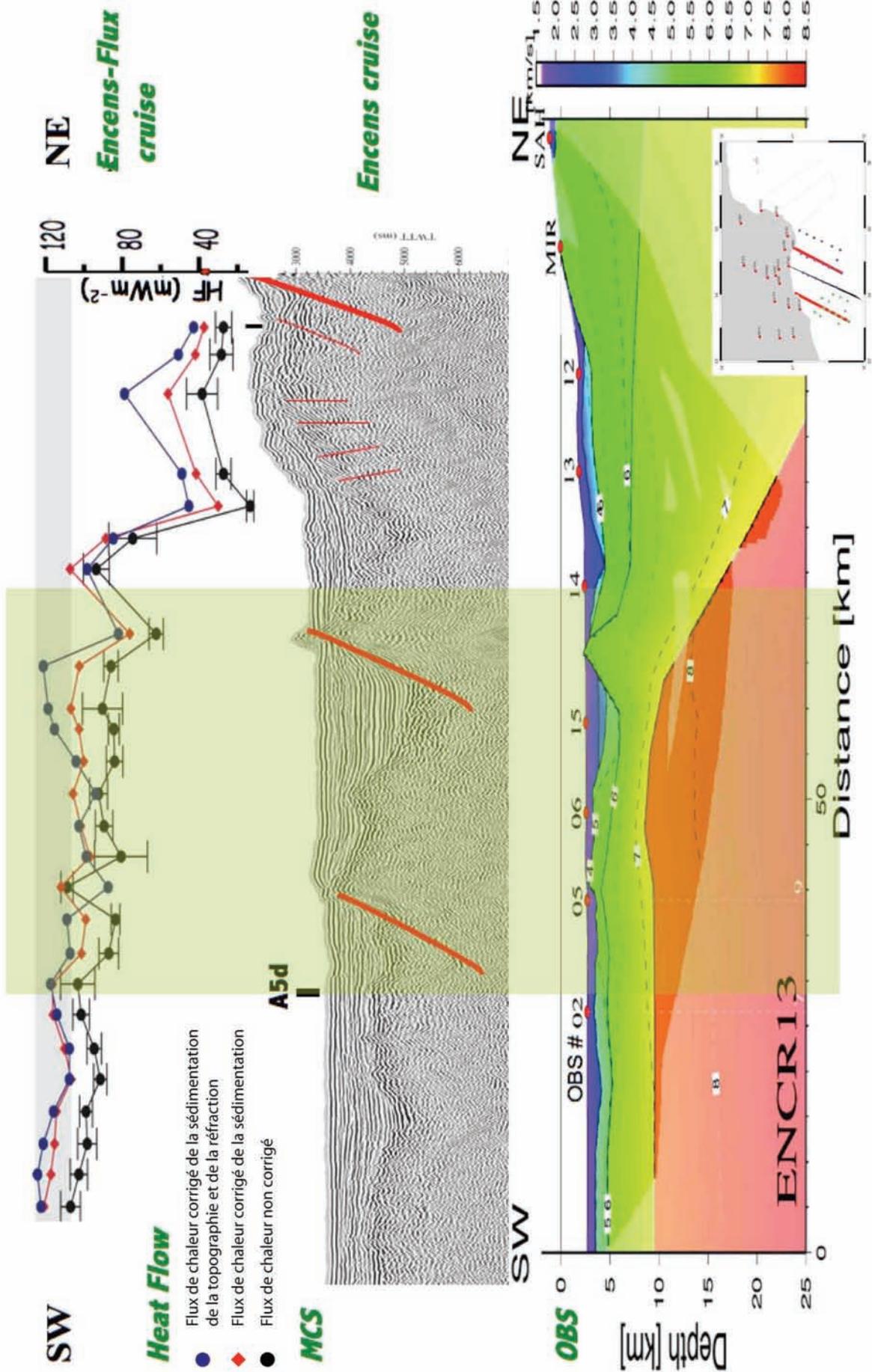


Figure III-64 : Profils de flux de chaleur, de sismique réflexion et de sismique réfraction de la ligne ENCR13. L'encart en bas à droite est le plan de position des OBS, la ligne ENCR13 est la ligne rouge à l'Est (Leroy *et al.* 2006).

Avec les données de la campagne Encens, l'étude morphologique et structurale de cette zone de transition montre un haut de socle important, la ride de la TOC, qui constitue la bordure sud du graben DIM. Elle est généralement enfouie sous la couverture sédimentaire, excepté sur les profils ENC34 et ENC39 (Figure III-58, Figure III-59 et Figure III-60). Sur ENC34, les mesures de flux de chaleur montrent que la ride correspond en partie à un volcan dont la dernière période d'activité remonterait aux derniers 400 milliers d'années (Lucazeau *et al.* 2007; Lucazeau *et al.* subm.) (Figure III-65). Sur le profil ENC39 (Figure III-58), le haut structural semble correspondre à un changement de direction des structures au sein d'un segment. La ride de la TOC semble continue le long de la marge, bien qu'elle soit décalée au niveau des zones de transfert (Figure III-60). La morphologie de la ride de la TOC est très variable. En effet, la ride du segment d'Ashawq-Salalah est arrondie et présente une forte réflectivité au toit du socle, tandis que la ride du segment de Mirbat est très tectonisée avec des flancs abrupts. Dans le graben DIM, la couverture sédimentaire est épaisse (jusqu'à 3 km), alors qu'elle n'est que de 1,5 km sur la croûte océanique. La corrélation des réflecteurs de part et d'autre de la ride de la TOC indique que les sédiments situés au fond du graben DIM ne se sont pas déposés sur la croûte océanique et donc qu'ils se sont déposés avant l'accrétion océanique. Ces sédiments ne sont pas déformés. Ils semblent correspondre au comblement du graben pendant la formation de la TOC. Ces sédiments sont qualifiés de syn-TOC. Ceci sera expliqué en détail dans le chapitre suivant.

La TOC est bien corrélée au gradient négatif gravimétrique, généré par la juxtaposition des deux types de croûtes continentale et océanique (Figure III-63) ("edge effect", Worzel 1968). En effet, la TOC est caractérisée par ce très fort gradient négatif vers le nord, dû au passage des valeurs faibles de la croûte continentale amincie aux valeurs fortes de la croûte océanique dense. L'épaisseur de la croûte est très faible avec des valeurs comprises entre 2 et 8 km (Figure III-63).

En sismique réfraction (Figure III-64), la TOC présente systématiquement un gradient horizontal de vitesses, avec des vitesses croissantes vers l'océan. Elle présente aussi un gradient vertical de vitesses qui est beaucoup plus fort que celui de la croûte continentale. Un gradient vertical très continu peut être obtenu. Il peut alors s'agir de manteau serpentinisé dont les vitesses peuvent montrer une grande variabilité de la structure de vitesse avec des gradients continus et élevés allant de ~6 km/s sous les sédiments, à 8 km/s à proximité du Moho. À la base de la croûte, un corps anormal est parfois observé avec des vitesses intermédiaires (7,4-7,8 km/s) entre celles du manteau et de la croûte. Il pourrait s'agir de sous-plaquage par un manteau plus chaud (Watremez *et al.* 2007), mais ce résultat sera discuté plus avant dans la thèse de Louise Watremez.

Les valeurs de flux de chaleur typiques de la TOC de la marge nord-est sont de l'ordre de 100 mW/m² à 120 mW/m². Ces valeurs sont du même ordre que les valeurs de flux de chaleur mesurées sur la croûte océanique adjacente (Lucazeau *et al.* 2008).

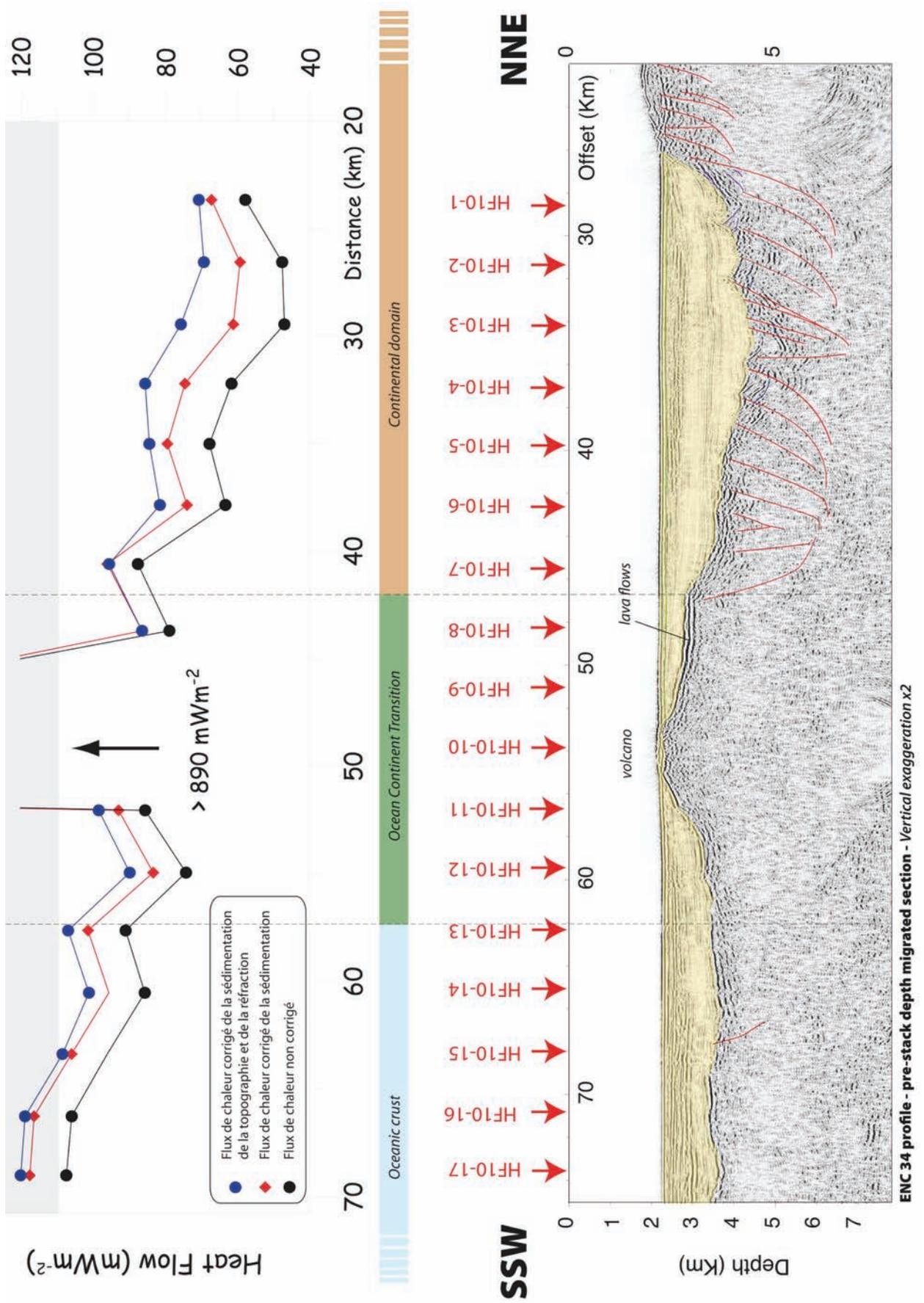


Figure III-65 : Flux de chaleur et migration avant sommation profonde du profil ENC34, centré sur le volcan (Lucazeau et al. subm.).

En résumé, la localisation de la TOC a pu être affinée grâce aux données acquises au cours des nouvelles campagnes. Sur le segment d'Ashawq-Salalah, présenté en détail dans l'article soumis qui suit (cf. III.C), l'observation de sédiments syn-rift dans le graben DIM, déposés sur une croûte continentale amincie, a permis de situer la limite nord de la TOC au niveau du flanc nord de la ride de la TOC. Et toujours grâce aux données des campagnes Encens et Encens-flux, nous avons précisé la localisation de cette zone de transition sur les segments de Taqah et Mirbat (Leroy *et al.* in prep.). La TOC du segment de Mirbat apparaît la plus étendue. Une comparaison sera effectuée dans la partie suivant l'article (III.D).

c) Domaine océanique

La morphologie du toit du socle acoustique de la croûte océanique est relativement plate bien que le socle soit faiblement tectonisé. La couverture post-rift est épaisse de 1,2 km sur la croûte océanique du profil ENC34. Cette épaisseur est relativement constante sur l'ensemble du domaine océanique de la marge. Les sédiments post-rift sont affectés par deux discordances. Elles indiquent des surrections post-rift du domaine continental ainsi que du haut de socle de la TOC. Les réflecteurs situés sous la discordance la plus récente montrent des terminaisons en toplap qui indiquent qu'une érosion sous marine a eu lieu (cf. article III.C).

Le domaine océanique est limité au nord par la dernière anomalie magnétique océanique observable (5d). La croûte océanique (sud de la TOC grisée), présente une AAL forte liée à sa densité importante, caractéristique de la croûte océanique. L'épaisseur de la croûte océanique est faible et comprise entre 2 et 6 km sur la carte d'épaisseur crustale déduite de la gravimétrie (Figure III-63).

La sismique réfraction montre un gradient vertical de vitesse fort typique de la croûte océanique, structurée en trois couches de vitesses. La première couche correspond aux sédiments. La deuxième couche est caractéristique des basaltes et des complexes filoniens. Enfin la troisième couche correspond aux gabbros. Le flux de chaleur est relativement constant avec des valeurs pour cette zone de l'ordre de 100 mW/m² à 120 mW/m² (Figure III-65).

***C. EVOLUTION DE LA RUPTURE CONTINENTALE SUR LE
SEGMENT DE ASHAWQ-SALALAH***

Article : Continental break-up history of a deep magma-poor margin from seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman)

Continental breakup history of a deep magma-poor margin from seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman)

J. Autin^{1*}, S. Leroy¹, M.-O. Beslier^{2†}, E. d'Acremont¹, P. Razin³, A. Ribodetti², N. Bellahsen¹ and K. Al-Toubi⁴

¹ *Laboratoire de Tectonique, UPMC Univ Paris 06, Paris 75252, France*

² *CNRS-Géosciences Azur-UMR 6526, OOV, B.P. 48, 06235 Villefranche-sur-Mer cedex, France*

³ *EGID, University of Bordeaux 3, 33607 Pessac cedex, France*

⁴ *Sultan Qaboos University, Earthquake Monitoring center, Al Khod PC 123, Sultanate of Oman*

SUMMARY

New seismic reflection data were acquired during the Encens Cruise in February/March 2006 on the northeastern margin of Gulf of Aden. The rifting between Arabia and Somalia started around 35 Ma ago and the spreading followed at 17.6 Ma. The margin is divided in three second-order segments with different structure and morphology. The multichannel seismic and the improved Pre-Stack Depth Migration processing (PSDM) operated on the western segment, allow to propose a tectono-stratigraphic model of evolution of the western segment of the margin from rifting to present time. The chronological interpretation of the sedimentary sequences is elaborated in relation to the onshore observations and existing dating. After the major syn-rift structuration in grabens and horsts, the deformation localised where the crust is the thinnest. This occurred in the distal margin graben (DIM) at the northern boundary of the Ocean-Continent Transition (OCT) represented by the OCT ridge. At the onset of the OCT formation, a differential uplift induces a landslide on the top of the deepest tilted block and the crustal deformation is localised in the southern part of the DIM graben, where the continental break-up finally occurs. The OCT ridge may be exhumed serpentinitised mantle intruded by magma material confusing the OCT geometry. Indeed, the spreading is followed by magmatic events during post-rift time (flows, sills and volcano-sedimentary wedge), whose timing is constrained by analysis of sedimentary cover of the OCT ridge, correlated with onshore stratigraphy. Although lithospheric processes are not well constrained, the evolution of the margin can be compared to published models of continental extension and break-up.

Key words: Continental Margins – Gulf of Aden – Oman – Vertical movements – Multichannel seismic reflection

1 INTRODUCTION

The conceptual ideas concerning the sedimentary architecture and tectonic evolution of deep-rifted margins are now evolving. Different subsidence and uplift phases, volcanism events or continental crust breakup conditions are observed but not well explained by the classical models of rifted margin (McKenzie 1978; Wernicke 1985). The ideas that seafloor spreading directly follows rifting and that continental breakup is well defined in time and space in sedimentary sequence by tectonic, subsidence and unconformities are implicit in the ancient models. They are now challenged by

new observations. Numerical models are proposed (Lavie & Manatschal 2006) with a polyphase evolution of rifting with three evolution modes (stretching, thinning and asymmetric exhumation). The stretching mode is characterized by distributed listric-normal faulting, cutting through the brittle upper crust and soling out at mid-crustal levels. The thinning mode is characterized by maximum thinning of the lithosphere and the presence of a major ductile shear zone accommodating differential motion (up to 10 km upward) between the upper crust and the lower crust/upper mantle. This model of evolution differs from the model of (Weinberg *et al.* 2007), which proposes that in cold environment, detachment faults initiate symmetrically within the upper lithospheric mantle at early stage and finally create a mantle core complex. Both models suggest that the continental breakup develops in a complex way, which

* Corresponding authors : julia.autin@upmc.fr

† beslier@obs-vlfr.fr

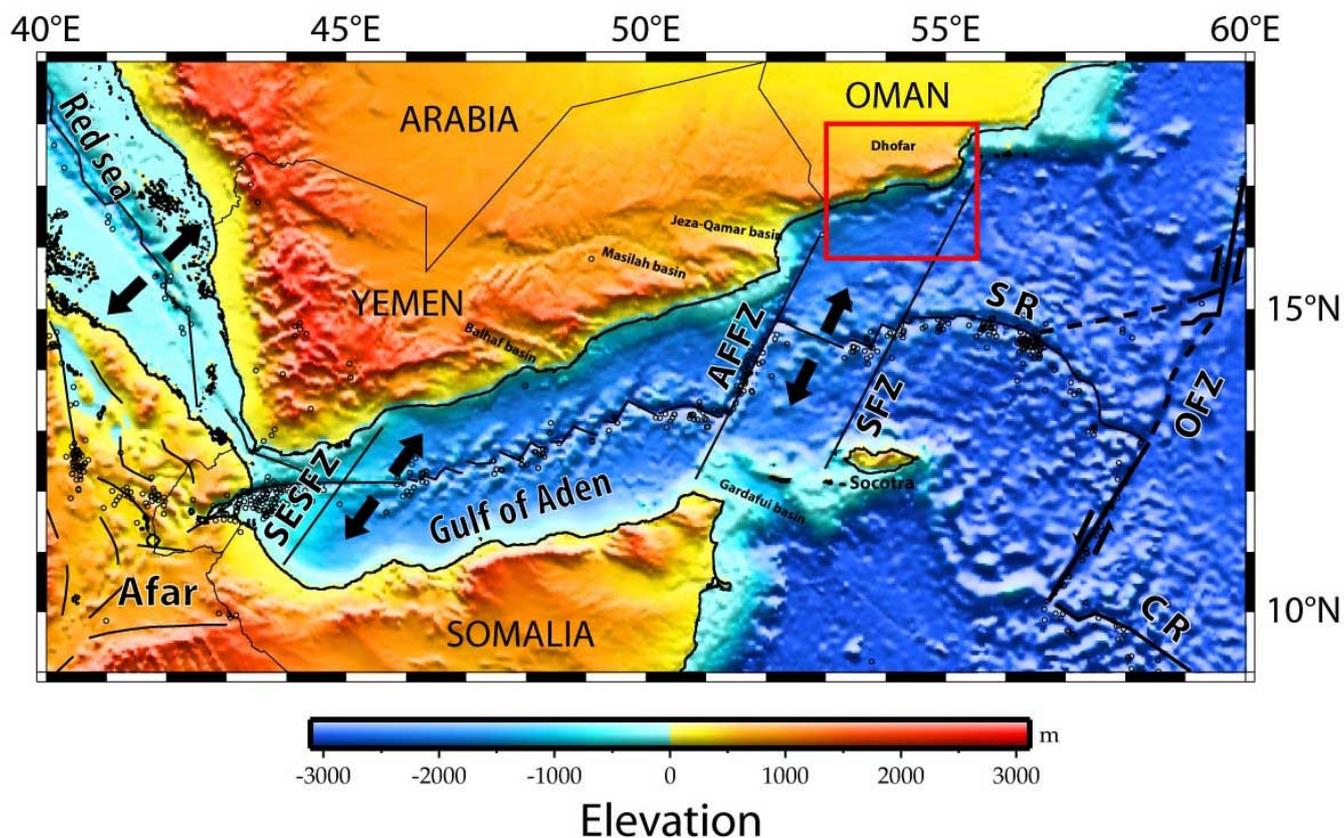


Figure 1. Bathymetric and topographic map of the Gulf of Aden area and divergence directions. Small circles represent the seismicity ($M_w > 5$). AFFZ: Alula-Fartak Fracture Zone; SFZ: Socotra Fracture Zone; SR: Sheba Ridge; OFZ: Owen Faults Zone; SESFZ: Shukra El Sheik Fracture Zone. The square represents the area of study in the northern margin of the Gulf of Aden.

involve different processes of extension across the margin at the same time. New insights from the northeastern margin of the Gulf of Aden allow comparing its evolution to these proposed models.

The Gulf of Aden is a young oceanic basin. While volcanic margins are observed in the western part of the Gulf in relation with the Afar hot spot (Tard *et al.* 1991), the Eastern part presents magma-poor margins (d'Acremont *et al.* 2005). The superficial structure of the northeastern margin has been studied recently with a geophysical data set, evidencing the segmentation of 1st and 2nd order (d'Acremont *et al.* 2005; d'Acremont *et al.* 2006). Yet, deep structure of the margin was poorly imaged and not well understood. Data used in this study are part of the Encens cruise carried out in February/March 2006 on board R-V l'Atalante (Leroy *et al.* 2006). The cruise was conducted in the northeastern Gulf of Aden continental margin (Fig. 1). Multibeam bathymetry, 360 channel seismic reflection (10 km spaced profiles), gravity and magnetism data were gathered.

In this work, we focus our study on the Ashawq-Salalah segment (Fig. 2) of the Encens cruise area (Leroy *et al.* 2006; Leroy *et al.* to be submitted), corresponding to the first order segment between Alula-Fartak and Socotra Fracture Zones (Fig. 1). The segmented margin presents large lateral variations in terms of crustal structure, sedimentation and morphology. Notably the Ocean Continent Transition (OCT) presents different morphologic features along the northeastern Gulf of Aden margin (Leroy *et al.* to be submitted). Therefore, each segment evolution may be different and can be studied separately. We pay a particular attention to the struc-

ture and the sediments organization of the offshore deep margin, integrating sedimentologic observations made onshore. We focus on the multichannel seismic (MCS) profiles of the western part of the survey and especially on one across-margin profile, which has been processed by pre-stack depth migration (PSDM) method (the ENC34 line). The profile strike is along the extension direction (N026°E). The PSDM processing integrates the results of concordant wide-angle seismic profile (Watremez *et al.* submitted).

We propose a scenario of the margin and OCT evolution, including the onshore-offshore link. Although the OCT nature is not constrained, we give hypothesis on the break-up history of this margin segment. The post-rift cover contains several unconformities, reflecting magmatic events and vertical movements during post-rift times.

2 TECTONOSEDIMENTARY EVOLUTION OF THE GULF OF ADEN CONJUGATE MARGINS

2.1 Kinematics context and structural evolution

The Gulf of Aden is an oceanic basin separating Arabia from Somalia (Fig. 1). The rifting started 35 Ma ago (Roger *et al.* 1989; Bott *et al.* 1992) followed by oceanic spreading from 17.6 Ma in the study area (Leroy *et al.* 2004). The gulf orientation (N75°E) and the kinematics (about N30°E divergence) mark an oblique rifting where normal faults strike between N70°E (rift axis parallel) and N110°E (perpendicular to the divergence) (Fantozzi & Sgavetti

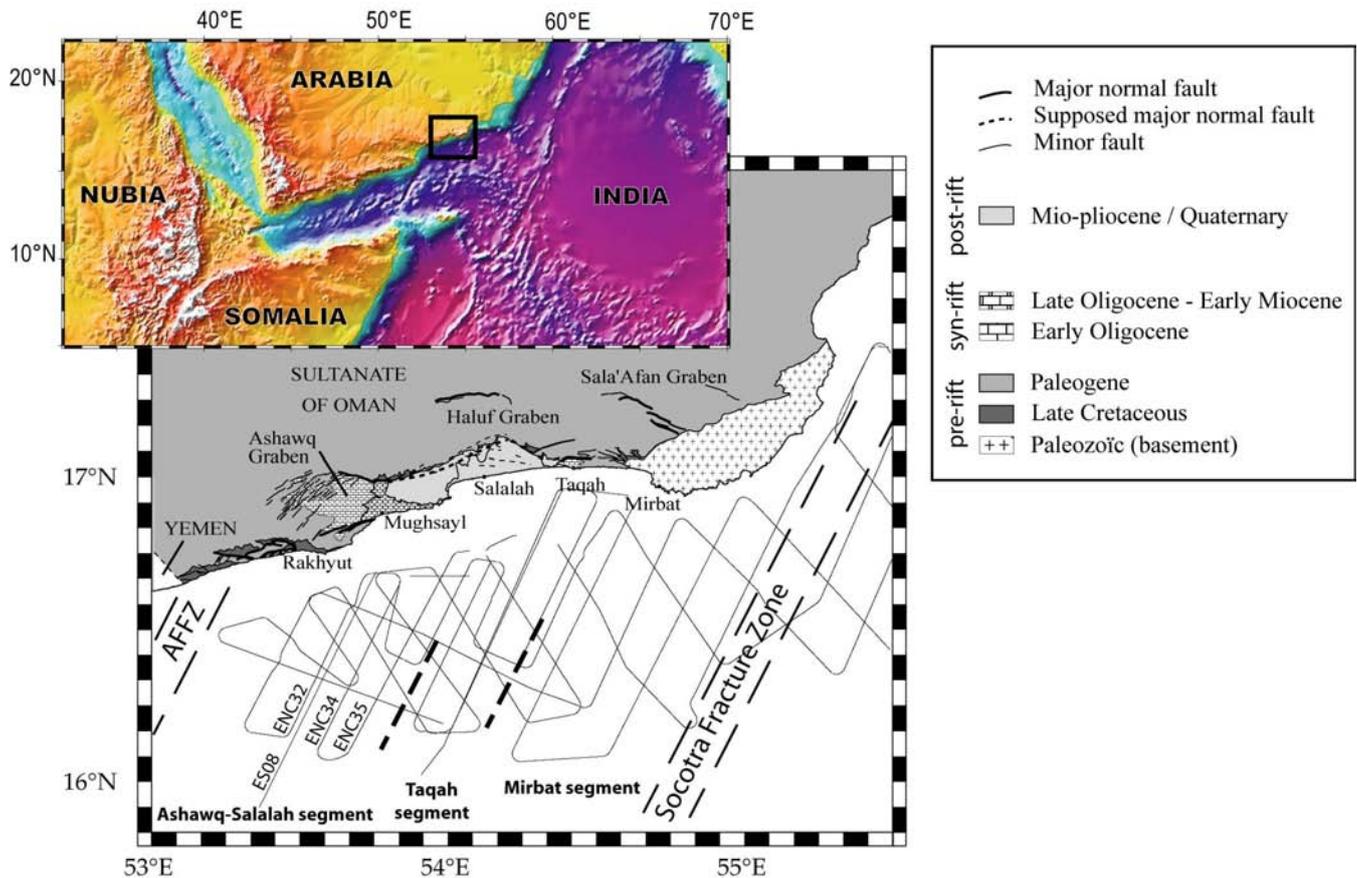


Figure 2. Trackmap of the Encens cruise (Leroy *et al.* 2006; Leroy *et al.* to be submitted). The first-order segment between the Alula-Fartak Fracture Zone (AFFZ) and the Socotra Fracture Zone (SFZ) is divided in 3 second-order segments: Ashawq-Salah, Taqah and Mirbat segments. ES08 profile is from Encens-Sheba cruise (Leroy *et al.* 2004). Geologic map onshore from Bellahsen *et al.* (2006) and references therein, (see Fig. 5 for captions).

1998; Lepvrier *et al.* 2002; Huchon & Khanbari 2003; Fournier *et al.* 2004; Bellahsen *et al.* 2006). Furthermore, the present kinematics shows a scissor-like opening. The spreading rate increases with the distance from the Euler pole presently located westward at 24.01°N 24.57°E (Fournier *et al.* 2001). So the divergence is faster in the East (1.8 cm/yr, azimuth N025°E) than in the West (1.3 cm/yr, azimuth N035°E) (Jestin *et al.* 1994; Vigny *et al.* 2006) (Fig. 1). The Gulf of Aden is divided into three parts by two major discontinuities (Manighetti *et al.* 1997): (1) The westernmost one is the Shukra-El Sheik fracture zone (Fig. 1). It may correspond to the limit of influence of the Afar hot spot and to a major change in the rheology of the lithosphere (Manighetti *et al.* 1998; Dautheil *et al.* 2001; Hébert *et al.* 2001). (2) The Alula-Fartak fracture zone separates the central part from the eastern one (Tamsett & Searle 1990).

The margin resulting from the dislocation of the Gondwana (Afro-Arabic margin) predates the Gulf of Aden formation and can have an influence on its initiation. The Afro-Arabic margin was structured during the Africa/Madagascar separation in Jurassic times (130 Ma). The resulting N110°E oriented basins (Fig. 1; Gardafui Basin, Masilah Basin, Balhaf Basin, Jeza-Qamar Basin) constitute an important structural inheritance (Bott *et al.* 1992; Beydoun *et al.* 1996; Bosence 1997). The first Afar hot spot occurrences are recorded at 45 Ma (George *et al.* 1998) with a peak activity at c.a. 30 Ma (Hofmann *et al.* 1997; Ebinger & Sleep 1998; Kenea *et al.* 2001). During the Late Eocene, the western part of the

Gulf is uplifted due to the Afar hot spot activity and the Gulf of Aden begins to open.

2.2 Onshore sedimentation on the northeastern margin

The onshore part of the study area is located in the Dhofar region (Sultanate of Oman). The crystalline basement comprises gneisses (ca. 1000-810 Ma, source rocks > 1300 Ma), calc-alkaline magmatism (830-780 Ma), apfites and pegmatites (770-750 Ma) and granodiorites (ca. 750-700 Ma) (Meccolli *et al.* 2006) outcropping in Mirbat peninsula (Fig. 2). The mesozoic pre-rift units record a transgression from the Barremian-Aptian (Platel & Roger 1989). The tertiary pre-rift succession, the Hadhramaut group (Fig. 3), shows two thick, shallow-marine shelf deposits formations: the Umm Er Radhuma formation (Paleocene to early Eocene) and the Dammam formation (early Lutetian to Bartonian). A period of successive emersions (evaporites and dolomites associated with mud-cracks, Rus formation) separates the two shelves (Fig. 3). In Eocene time, a general uplift of the Arabian plate is recorded by a general regression on all the margins. Nevertheless, the accumulation of the Aydim formation sediments (lacustrine and palustrine environments) needs local subsidence on the future location of the northeastern margin. The Aydim formation is unconformably overlain by the syn-rift units (Platel & Roger 1989).

The syn-rift succession localises in strongly subsiding grabens showing a global transgression linked to the rifting subsidence (Fig. 3) (Platel *et al.* 1992). The Priabonian to early Oligocene Zalumah formation shows sabkhas and dolomitic paleosols (Roger *et al.* 1989) located in small areas. Shallow-marine conditions and shore-line sediments constitute the Ashawq formation (Rupelian to base Chattian), whereof the base is composed of clay and sand of the Shizar member. At the end of the early Oligocene, the rifting increases and intensifies on major listric faults allowing the deposit of the base of the Mughsayl formation (Roger *et al.* 1989). It shows turbiditic sedimentation at the foot of the slopes and rapid accumulation of prograding sedimentary prisms.

The top of the Mughsayl formation is dated in early Miocene (middle Burdigalian) (Roger *et al.* 1989). The upper Mughsayl formation shows a sequence of regressive facies overlying by a fan Gilbert delta succession, showing a regression induced by general uplift of the margin (Fig. 3) (Razin *et al.* in prep.). The Gilbert delta marks a rapid emersion of the margin and the infilling of its proximal part.

The post-rift sequence overlies unconformably the syn-rift sediments following an emersion phase during which there is no sedimentary recording onshore (Fig. 3). The Adawnib formation (Langhian to Serravallian) shows shallow-marine environment. At the beginning of the late Miocene a regression began (Fig. 3) (Platel *et al.* 1992). The Nar formation, Late Miocene- Pliocene in age, shows continental detritic material. The conglomeratic deposits of the Nar formation testify the final emersion of the Dhofar. The preservation of an important conglomerates thickness (around 30 metres) indicates that a margin subsidence occurs.

2.3 Offshore geophysical previous studies

Previous studies of the eastern Gulf of Aden margins was conducted during the Encens-Sheba cruise in June/July 2000 on board R/V Marion Dufresne on the conjugate margins between the Alula-Fartak and Socotra fracture zones. Multibeam bathymetry, 3 channel seismic reflection (40 km spaced profiles), gravity and magnetism data were gathered (Leroy *et al.* 2004) with objectives to compare the structure of the conjugate margins and to reconstruct the evolution of the thinned continental crust from rifting to the onset of oceanic spreading (d'Acremont *et al.* 2005; d'Acremont *et al.* 2006). The eastern passive margins, about 200 km distant, were considered as non-volcanic. Between the two major first-order transform faults (Alula Fartak Fracture Zone (AFFZ) and Socotra Fracture Zone (SFZ)), a second-order segmentation is highlighted offshore, separating the conjugated margins into three N110°E-trending segments (Fig. 2) (d'Acremont *et al.* 2005). The lack of transcurrent faults onland suggests a diachroneity in the development of early syn-rift and late syn-rift segmentation.

Onland the fault azimuth repartition shows three main directions relative to the rift obliquity (Bellahsen *et al.* 2006). N110°E faults are consistent with the global N20°E extension. N70°E faults are parallels to the basin coasts. N90°E faults are intermediate between the two former directions. Yet offshore the directions are mostly N110°E oriented (d'Acremont *et al.* 2005). Nevertheless directions were poorly constrained because of spatial distribution of the seismic lines. The authors show that margins are asymmetric and relate this asymmetry to inherited Jurassic/Cretaceous rifts (d'Acremont *et al.* 2006).

Two syn-rift phases distinguished on the seismic profiles are suggested to be associated with successive uplifts of the rift shoulders. Elsewhere, the syn-rift series, often thinner, rarely display

fan-like sedimentary wedges. Two offshore post-rift units mark one complete regressive (post-rift 1) and transgressive (post-rift 2) cycle, corresponding to uplift and subsidence episodes after the break-up.

The joint analysis of seismic reflection, free-air gravity and magnetic anomalies reveals on each margin a narrow (2030 km) transitional zone between the oceanic and the continental domains (OCT), characterized by peculiar features (d'Acremont *et al.* 2005): (1) The acoustic basement is clearly faulted and generally buried beneath the sediment cover. (2) The occurrence of sediments, observed in the OCT area and non observed in the oceanic crust, is considered as contemporaneous with the deformation of the OCT basement. The authors called these deposits "syn-OCT sediments", which probably could be related to the upper syn-rift sequence. These syn-OCT sediments are covered by post-rift deposits. (3) A negative gradient of the free-air gravity anomaly from oceanic to continental domains is due to the edge effect generated by the juxtaposition of two types of crust (Worzel 1968). (4) The magnetic data are generally quiet and flat, but locally display high-amplitude anomalies.

Gravity models in the OCT indicate highly thinned crust while magnetic data indicate presence of non-oceanic high-amplitude magnetic anomalies where syn-rift sediments are not observed (d'Acremont *et al.* 2005). The OCT could be made of ultra-stretched continental crust intruded by magmatic bodies. Locally in the north, the nature of the OCT could be either an area of ultra-slow spreading oceanic crust or exhumed serpentinitised mantle (d'Acremont *et al.* 2006).

The first evidence of oceanic spreading corresponds to the magnetic anomaly 5d (17.6 Ma) (Leroy *et al.* 2004). Reconstruction of the spreading process (d'Acremont *et al.* 2006) suggests a complex non-uniform opening by an arc-like initiation of seafloor spreading in the OCT. The early segmentation appears to be directly related to the continental margin segmentation. Then, magmatic processes and regional kinematics changes, strongly control the segmentation evolution (d'Acremont *et al.* 2006; d'Acremont *et al.* submitted).

3 DATA COLLECTION AND PROCESSING

3.1 Data acquisition

We use the ECOS system of Ifremer/Genavir equipment recording 360 channels at a 4-milliseconds sample rate. The seismic source used in the study area allows good sediments resolution and deep reflectors imaging. A tuned array of 14 air guns (first pulse synchronised) totalling 42.5 l (2594 inch³) was used as the seismic energy source and was fired at 50-metre constant intervals (about 20 s time-spaced). The receiver array consisted of 360 groups of hydrophones spaced at 12.5-metre intervals for a total array length of 4500 metres. It consists of 30 active sections, each 150 m length. Geometry of the shots and receivers are set according to the GPS navigation data. This survey had a nominal 45-fold coverage.

3.2 Conventional processing

All lines have been processed with two conventional chains appropriate to the source used, one onboard and one more elaborated, developed in collaboration with Geosciences Azur Laboratory (Sage *et al.* 2006). The ENC34 line benefits of a special pre-stack depth migration processing (Fig. 4).

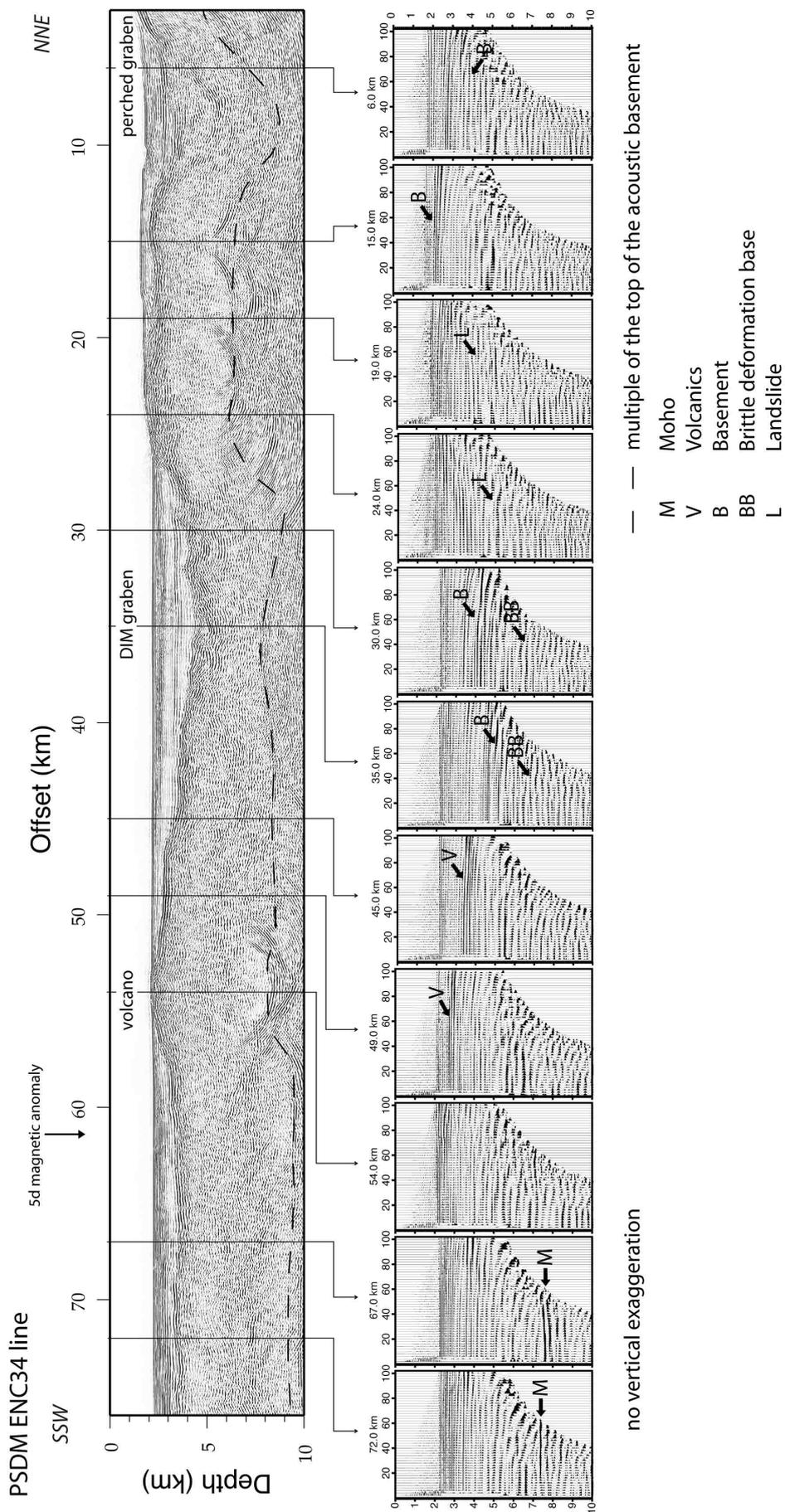


Figure 4. Pre Stack Depth Migration (PSDM) section of ENC34 line showed with no vertical exaggeration. Examples of Iso-X panels used for the PSDM are presented below the profile.

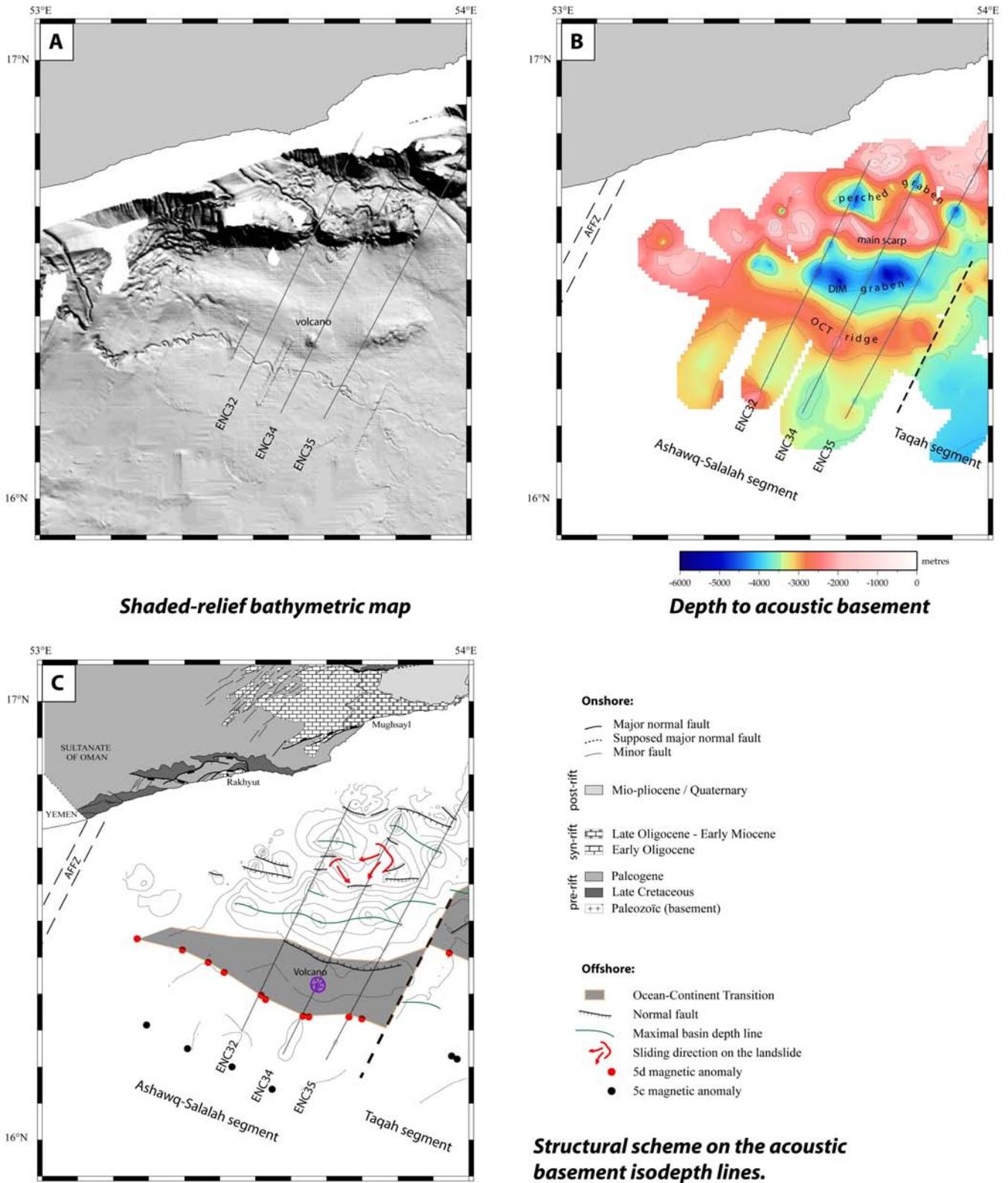


Figure 5. A. Shaded-relief bathymetric map of Encens-Sheba (Leroy *et al.* 2004) and Encens cruises (Leroy *et al.* 2006). B. Depth to acoustic basement map of the study area constructed using all the Encens cruise profiles located in the study area (see Fig. 2 for location). C. Offshore structural scheme (this study) and onshore geologic map from Bellahsen *et al.* (2006) and references therein. Seismic lines showed in this study are reported.

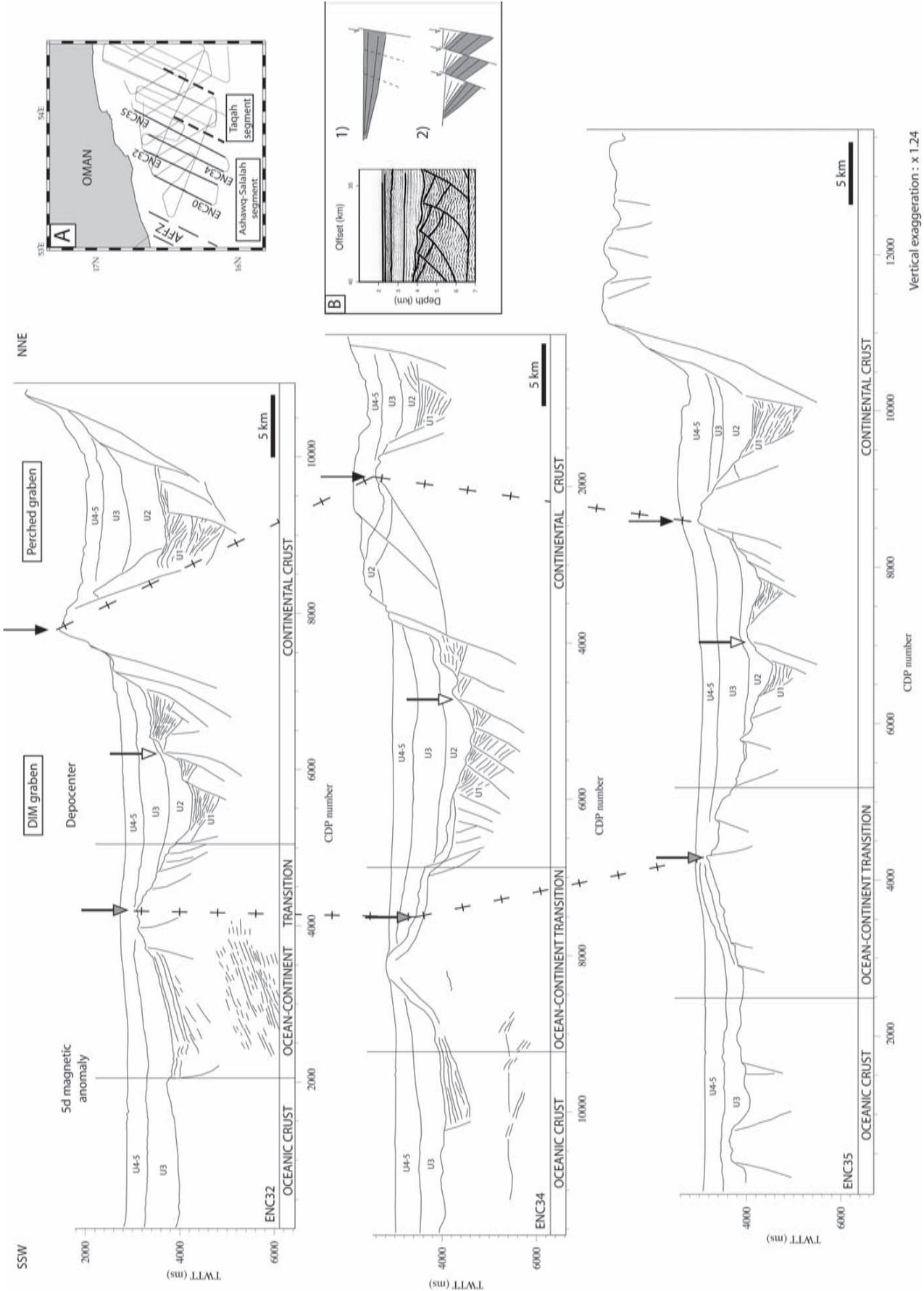


Figure 6. Line drawings of the seismic lines ENC32, ENC34 and ENC35. The location of the three domains of crust is this proposed by d’Acromont et al. (2005) and modified by this study notably the northern boundary of the OCT. The deposits are labelled as syn-rift (U1), syn-OCT (U2), post-rift (U3, U4 and U5) units. A. Location of the three profiles. B. Sketch of syn-rift wedges re-faulted during the final syn-rift stage in the “DIM graben” area.

The onboard processing (Geovector©8100, Solaris CDE 1.4) allows the achievement of a stacked, filtered and constant velocity migrated section (gain reinforcement, (F, k) domain antimultiple, dynamic correction, stack, constant velocity Kirchhoff migration, (x, t) domain filtering and dynamic amplitude equalization).

The improved conventional processing (Geocluster©3100 and 4100, Linux Red Hat) benefits of three successive velocity analyses. The onboard sequence is improved by time variant amplitude adjustment, spherical divergence correction, spiking deconvolution, Radon (τ , p) domain antimultiple, controlled frequency-wave number (F, k) domain antimultiple and (F, k) domain filtering. The applied band-pass filtering is comprised between 5 and 125 Hz and varies according to the line features. The ENC32, ENC34 and ENC35 lines (Figs 5 & 6) were processed with this method.

3.3 Pre-stack depth migration method

We used preserved amplitude prestack depth migration (PSDM) applied in the angle domain to process the final seismic data and obtain images of the deep and shallow reflectors with their real geometry. 2D and 3D applications of the Ray based migration/inversion approaches (Bleistein 1987; Jin *et al.* 1992) have been implemented by (Lambaré *et al.* 1992; Forgues 1996; Thierry *et al.* 1999; Ribodetti *et al.* 2000; Lambaré *et al.* 2003; Operto *et al.* 2003). In this study we used the tools developed by (Lambaré *et al.* 1992; Thierry *et al.* 1999; Operto *et al.* 2003). The PSDM has been performed in Geosciences Azur Laboratory. This method was already used in active margin context (Marcaillou *et al.* 2008) but never in continental rifted margin context. Supplemental detailed informations on the method are available in the study of Marcaillou *et al.* (2008).

The PSDM method uses the final velocities analysis and the time section obtained by Geocluster software processing, namely time variant band-pass filters, external and internal mutes, multiple attenuation in the frequency-wave number (F, k) domain and deconvolution. To better constrain velocities at depth, the PSDM processing integrates velocities obtaining from the wide-angle results (Watremez *et al.* submitted).

The inaccuracy in the initial velocity macro-model can dramatically affected the results. If the velocity macro-model is incorrect, the perturbations are mislocated in depth and their amplitude under or over-estimated. Thus we correct the velocity macro-model by the classical approach called "migration-velocity-analysis". The simple and efficient method proposed by Al-Yahya (Al-Yahya 1987) was implemented during the PhD thesis of (Agudelo 2005) (see Marcaillou *et al.*, 2008).

4 SEISMIC STRATIGRAPHY OF THE ASHAWQ-SALALAH MARGIN SEGMENT

All Encens cruise across-margin lines in the Ashawq-Salalah segment (Fig. 2) present the same general morphology (Figs 5 & 6): on the upper margin a shallow horst delimits a deep so-called perched graben. On the deep margin, the sedimentation levels the basement topography, which is marked by a basement high. This basement high, although generally buried, separates a deep graben at the foot of the continental slope (called the distal margin graben, or DIM graben) from the oceanic basin.

Our study confirms the continuity of the basement highs and of the adjacent grabens all along the Ashawq-Salalah segment (d'Acremont *et al.* 2005). The new bathymetry and basement maps

give however evidence of some changes in trend and morphology along-strike the structural features (Figs 5 & 6). The deepest basement high, located in the OCT domain and called here the OCT ridge, displays a change in trend from an WNW direction westward to an E-W direction eastward of the ENC34 line, respectively. As the major fault scarp which marks the continental slope has a constant E-W direction, the change in the OCT ridge trend is concomitant with an eastward widening of the DIM graben (from 20 to 27 km). On the upper margin, the basement high is progressively buried eastward of the ENC34 line (black arrow on Fig. 6), where it appears much wider than on the adjacent lines. The perched graben is generally narrow (16 to 19 km), and all the more (10 km) on the ENC34 line where the adjacent basement high is wide. South of the OCT ridge, the thinner oceanic basin is open toward the oceanic domain. The detailed structural study of the bathymetry and the depth to acoustic basement maps will be published in a following paper.

Our study does not significantly changes the limits of the three crustal domains previously located by d'Acremont *et al.* (2005, 2006), but the southern limit of the continental crust. According to the interpretation of the new MCS lines, this limit is shifted southward from the mid part to the southern boundary of the DIM graben (see below).

The following stratigraphic facies descriptions are based on the time migrated seismic lines and not on the depth migrated profile, in order to be homogeneous on the whole study area. The Fig. 3 synthesises the seismic units succession observed in the whole area and their correlation with the onshore formations. Note that, because generally on rifted margins the distal sedimentation is mainly detritic and occurs when the proximal parts are eroded, we keep in mind by correlating the onshore/offshore series that offshore sedimentation may be poor or missing (moderate deposits on Fig.3) when onshore sedimentation is important (and reciprocally).

4.1 Acoustic basement

The top of the acoustic basement which is underlined on our line drawings (Figure 6) corresponds to a strong reflector between an upper subhorizontal layered sedimentary series and a lower more chaotic facies (Fig. 6). It is generally well-imaged on the MCS lines. However, further interpretation shows that it does not fit a single stratigraphic boundary on the margin. In the deep perched and DIM grabens, it corresponds either to the top of the pre-rift series, or to the top of syn-tectonic series interpreted as the syn-rift sediments. In these deep grabens, the limit of penetration and/or the presence of the multiple prevent to well define the limit between the pre- and syn-rift sediments.

By correlation with onland data, the pre-rift series are most probably made of Proterozoic to Paleozoic basement and Mesozoic to Cenozoic sediments. The youngest pre-rift series onland is the Hadhramaut group Tertiary in age composed upward of the calcareous Umm er Radhuma Formation, the evaporitic Rus Formation, the calcareous Dammam Formation and the lacustrine palustrine Aydim Formation (Fig. 3).

In the continental domain, the acoustic basement is shifted by large offset normal faults (Fig. 6). Its seismic facies is characterised by a high amplitude and a mean to low frequency. The overlying sedimentary cover presents high thickness variations and is thicker in the deep fault-related grabens. In the DIM graben, the layered acoustic basement displays diverging syn-tectonic sediments, which are interpreted as syn-rift series (see below).

In the oceanic domain, the top of the acoustic basement is strongly reflective and displays a rough topography associated with

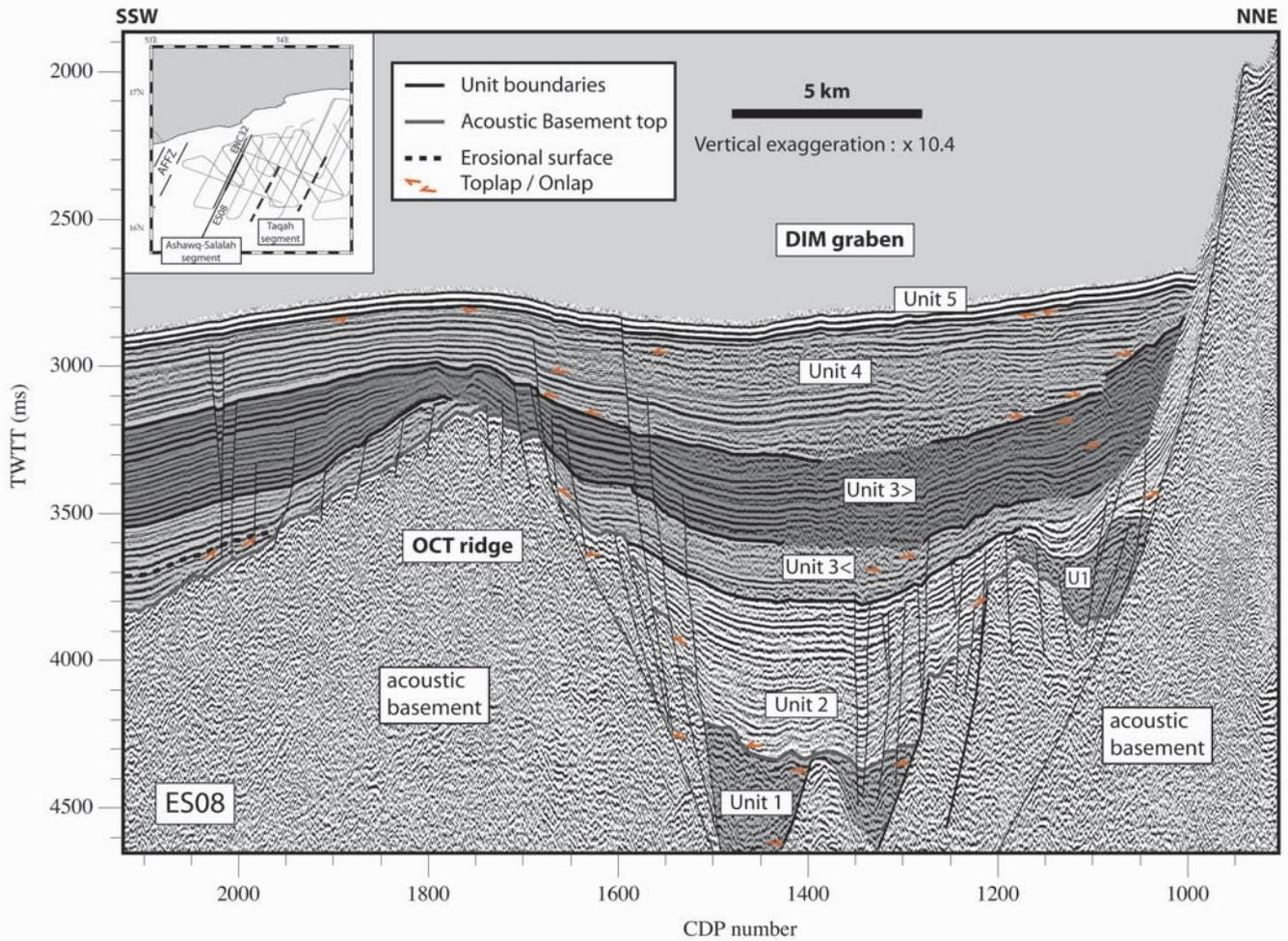


Figure 7. Interpretation of the sedimentary sequence of the DIM graben in the ES08 line, equivalent to ENC32 line. Note the growth strata geometry around the OCT ridge. Inset: location of the ES08 profile.

numerous small offset faults (Fig. 6). The underlying seismic facies appears stratified with flat and short sub-horizontal reflectors of high amplitude and mean to low frequency. The sedimentary cover presents a relatively constant thickness.

In the OCT domain, the OCT ridge presents a smooth morphology (Fig. 6). The top of the basement is more reflective on the ridge flanks. The southern flank locally presents several southward dipping divergent reflectors (Fig. 6). The older sediments are either concordant with the basement top on the southern flank, or onlap it on the northern flank.

4.2 Syn-rift sequence (unit 1)

Where the unit is clearly identifiable and not included in the acoustic basement, Unit 1 (U1) lies between the top of the basement and the D1 unconformity (Fig. 3). It lies mainly in the perched and DIM grabens, with a maximal thickness of 2400 to 3000 m in the perched graben. Unit 1 shows poorly continuous high amplitude and low frequency reflections which onlap the basement (Figs 3, 6, 7 & 8-I). Lateral chaotic facies with mean amplitude and low frequency can be observed at the foot of main fault scarps (Fig. 8-I).

4.2.1 Syntectonic structures

The main characteristic of this unit is a wedge-shaped geometry of the reflectors. The grabens infilling is thus asymmetric with a systematic northward thickening toward main normal faults. Unlike previous observations on single channel profiles (d’Acremont *et al.* 2005), none southward thickening wedges are observed in the studied lines (Fig. 6).

In the DIM graben, two types of wedges are observed on the ENC34 PSDM line (Fig. 6B & Fig. 8-III). The first type corresponds to deep diverging reflectors, which are clearly shifted by regularly, 2-3 km spaced, faults. The second one corresponds to small wedges built by the play of the regularly spaced faults. They are not deformed afterward. This geometry is compatible with two successive blocks faulting episodes: the deep earliest sedimentary wedges, as large as 6-8 km, were shifted by new faults of smallest wavelength deformation, accompanied by the upper smaller wedges (Fig. 6-B). Better observed thanks to the pre-stack depth migration processing, the deepest wedges are poorly or not resolved on the conventionally processed time sections.

All the faults root at a common depth of about 3 km under the basement top (Fig. 8-III), which may represent either a shallow decollement level or the bottom of the brittle crust.

Wedge-shaped geometries are classically related to syn-

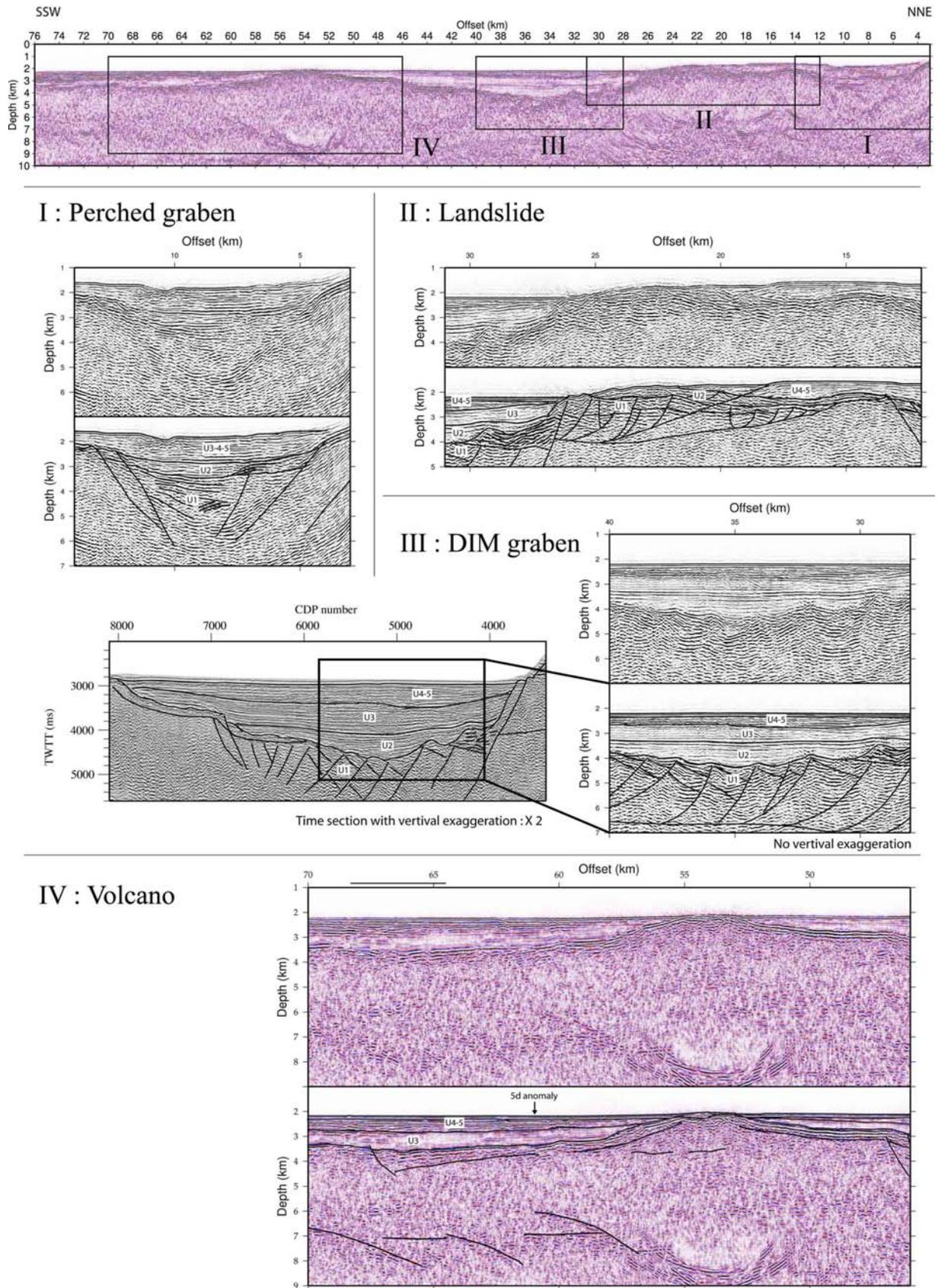


Figure 8. ENC34 pre-stack depth migrated section and its interpretation. Key sites are zoomed and localised on the entire PSDM profile (at the top), identified by number (I, II, III and IV). Each key site is presented without (top) and with its interpretation (bottom). III - The DIM graben is interpreted in the left panel on the vertically exaggerated time section in order to better compare the seismic patterns and in the right panel on the PSDM section in depth.

tectonic sedimentation along listric normal faults. On passive rifted margins, they are interpreted as syn-rift sediments deposited in hemi-grabens at the top of crustal blocks tilted along normal faults during the thinning of the continental crust. This implies that the basement beneath such sedimentary wedges is made of continental crust, although such interpretation may be too simplistic in continental break-up zones where a complex morphotectonic evolution of the OCT occurred (Péron-Pinvidic *et al.* 2007).

Unit 1 is however interpreted as syn-rift series deposited on thinned continental crust (see discussion below). Accordingly, the whole DIM graben is included in the continental domain. This implies, on this margin segment, a slight southward shift of the continental domain limit from the mid part of the DIM graben where it was initially localised (dAcremont *et al.*, 2005, 2006), to the southern boundary of this graben. On the whole margin segment, the wedge polarity delineates a set of southward dipping listric normal faults. The chaotic facies observed at the foot of fault scarps can be fault-related breccia.

4.2.2 Lateral variations

Unit 1 is thicker in the western part of the study area (ENC32 line, Fig. 6), with two thick *superposed* wedges at the bottom of the deep perched graben, and three main wedges in the DIM graben which delineate three main tilted blocks. Eastward on the ENC34 line, there are only two smaller wedges in the DIM graben.

4.3 Syn-OCT sequence (unit 2)

Unit 2 (U2) overlies unconformably the syn-rift unit (U1) and the acoustic basement with obvious onlaps (Figs 3, 7 & 8). It lies between the D1 and the D2 surfaces (Fig. 3). The reflectors are flat in the graben and curved up on the graben edges (Figs 6 & 7). The seismic facies shows high amplitude and low frequency continuous reflectors. In the perched graben, we observe chaotic facies at the foot of fault scarps with reflections downlaps of mean amplitude and low frequency (Figs 3, 7 & 8-I). It is only slightly deformed along small-offset normal faults connected at the basement top (Fig. 7). The U2 reaches a maximal thickness of 1000 m in the DIM graben.

The weak deformation and in particular the lack of syn-tectonic wedges show that Unit 2 was deposited after the main syn-rift extensional tectonics. Moreover as post-rift sediments postdate the spreading onset, the post-rift cover is defined as the sediment thickness lying above the oceanic crust. Yet, in the DIM graben, the total sediment accumulation is thicker than the post-rift sequence thickness (Fig. 6). The sediment excess under the post-rift cover constitutes the unit 2. These deposits seem to be accumulated after the play of syn-rift faults and before the spreading onset. Thus they are likely formed during the OCT emplacement and deformation, coeval with its formation. This unit is then called the syn-OCT unit. The upward-curved horizons extremities indicate the graben subsidence or the relative edges surrection.

4.4 Post-rift sequence (Units 3 to 5)

4.4.1 Unit 3

Unit 3 lies between the D2 and the D3 surfaces (Fig. 3). The unit 2 to unit 3 reflectors transition is conformable. The horizons are flat but curved up on the graben edges (Figs 6, 7 & 8). The seismic facies shows continuous reflectors with interbedded chaotic facies.

They present mean amplitude and mean frequency with seismic facies of fluid escape. This unit represent the first post-rift sediments.

4.4.2 Unit 4

Unit 4 (U4) is in between the D4 unconformity at its top and the D3 unconformity at its base (Fig. 3). The D3 unconformity is outlined by overlying onlaps (Figs 6, 7 & 8). The reflectors are flat but slightly curved up on the graben edges. The seismic facies shows low amplitude and high frequency continuous reflectors.

4.4.3 Unit 5

Unit 5 (U5) lies between the seafloor at its top and the D4 unconformity at its bottom (Fig. 3). The D4 unconformity is characterised by toplap (Fig. 7). The reflectors are flat on all their length. The seismic facies shows low amplitude and high frequency continuous reflectors.

The Units 3, 4 and 5 lie on the oceanic crust (Figs 6, 7 & 8), and then are considered as the post-rift sequence postdating the spreading onset. The curved reflectors extremities observed in units 2, 3 and 4 indicate the graben subsidence or the relative surrection of its edges. The curvature decreases from unit 2 to 5. These features indicate that several vertical movements occur since the unit 2 deposits. The few small offset normal faults observed above the OCT ridge flanks are possibly related to these post-rift vertical movements.

5 SEISMIC SPECIFIC OBSERVATIONS

5.1 Volcanic features

None volcanic features were previously identified on the study area. The new seismic data, together with recent heat flow measurements acquired during the Encens-Flux cruise (November/December 2006, (Lucazeau *et al.* in press)), give evidence of some volcanic activity on the deep margin. A very high local heat flow value ($> 890 \text{ mW.m}^{-2}$; (Lucazeau *et al.* subm.)) was recorded above the ENC34 OCT ridge (Fig. 4). This high value, together with the conic 3D morphology highlighted by the bathymetric map at the measurement site, are suggestive of a volcano (Fig. 5-A). On the seismic data (Figs 4, 7 & 8), the basement high is flanked by a series of smooth, high amplitude, reflectors which attest to high contrasts of acoustic impedance. Such contrasts exist in volcano-sedimentary series, due to a high velocity contrast between sedimentary and volcanic terranes.

On the southern edge (Fig. 8-IV), the strong reflectors, which extend over about ten kilometers at the foot of the volcano, display a southward dipping and thickening wedge-shaped geometry, suggesting a volcano-sedimentary wedge. On the northern side, the strong reflectors, which are parallel and mould the top of the acoustic basement, could be lava-flows, or sills intruded under the syn-OCT sediments.

The top of the basement displays a comparable highly reflective character on all the seismic lines crossing over the OCT ridge. This suggests that the OCT ridge, which is continuous along the whole Ashawq-Salalah segment (Fig. 5), has at least partly a volcanic origin.

In order to constrain the emplacement chronology of the volcanics, the geometry of the sedimentary series was precisely studied on either side of the OCT ridge, on the Encens-Sheba seismics which is less penetrative but better resolves the sedimentary sequence (Fig. 7).

The thickness of the syn-OCT sediments (Unit 2) decreases toward the DIM graben edges where there is a clear downward curvature of the layers. The reflectors are not or slightly divergent, the thinning being partly accommodated by onlaps on the basement top.

In the post-rift sediments, the thinning of the lower layers (Unit 3 <) is less important toward the OCT ridge than toward the slope scarp, with downward curvatures less marked than in Unit 2. The thinning is accommodated by onlaps on the basement top or by internal onlaps. On the southern edge of the volcano, internal toplaps mark an erosional surface which abuts on the basement (Fig. 7). The above reflectors are parallel to the erosional surface or to the basement top. A few of them appear to be continuous over the ridge where they are shifted by normal faults. In the upper unit 3 (Unit 3 >), divergent reflectors accommodate the thinning around the volcano. The divergence is distributed over the whole thickness on the southern flank and is less pronounced on the northern flank. There is no thinning toward the slope scarp unless there are internal onlaps due to the curvature. Except around the volcano (Fig. 6), the upper unit 3 (U3 >) is continuous over the OCT ridge, where it is thinner and in some places shifted by faults (Fig. 7, and ENC 35 and ENC32 profiles on Fig. 6). The thickness of Unit 4, which is only slightly curved, decreases towards the slope scarp due to onlaps on the upper unit 3 steeper curvature, and toward the OCT ridge along onlaps and slightly divergent geometries. This unit is not or slightly faulted and shows internal onlaps, discontinuous reflectors, and toplaps along the overlying unit 5. U5 has a constant low thickness under the sea bottom. It is gently curved over the OCT ridge. Faulting density in the sedimentary cover decreases upward and southward in the vicinity of the OCT ridge, the largest offset normal faults being along its northern flank.

Magmatic features in the Ashawq-Salalah segment are evidence on the OCT ridge after the onlaps of U2. Flows or sills are emplaced on the northern side and volcano-sedimentary wedge (1 km of thickness) on its southern flank (Fig. 8-IV). The geometry of the deposits of the post-rift sequence (from U3 < to U5) changes over the time supporting a coeval deformation.

5.2 Landslide

On the margin, PSDM processing improvement on the ENC34 line reveals a complex structuration of the upper part of the horst which delineates the margin slope (Figs 4 & 8-II). Whereas generally unorganised in the basement highs of the margin, the seismic facies shows organised reflectors in the shallow southern part of this horst (Fig. 8-II). Groups of short parallel high amplitude and low frequency reflectors are shifted and tilted along small offset faults. The faults are regularly spaced and delimit 2 km-wide tilted blocks. They dip southward and seem to connect at depth on a southward dipping shallow low-angle rooting level. This fault system extends over 15 km, is about 2 km thick, and ends in the northern part of the DIM graben where it is overlain by the sediments of U2.

The geometry and scale of this faults system is compatible with a destabilisation of sedimentary layers on a shallow decollement, such as a landslide. This interpretation is supported by the kinematics of the system, which indicates a southward sliding direction, i.e. towards the rift axis depression (Fig. 5).

The emplacement age of the landslide is not obviously constrained by the seismic data. However, the landslide mass is located under the top of the acoustic basement which we describe in section 4.1. On all the lines the youngest unit observed under the top of the acoustic basement is the syn-rift unit (unit 1). So we propose that the landslide does not contain syn-OCT sediments and that it has remobilised older, most probably syn-rift and pre-rift sediments. Accordingly, it would have occurred at the end or after the syn-rift time. Because in the DIM graben a thick part of Unit 2, which is interpreted as sediments deposited during the OCT formation (syn-OCT sediments), displays onlaps on the southern end of the landslide (Figs 8-II & 8-III), we consider that the landslide emplacement occurred in late syn-rift to early OCT time.

The 3-D study of this landslide on other seismic lines with various orientations allows its mapping (Fig. 5), and suggests a mean NE-SW direction of sliding with a top-to-the west sense of movement. Two layers in the stratigraphy sequence described onshore, could be good candidates for such a decollement: either the pre-rift evaporites of the Rus formation (Late Ilerdian to Cuisian) (*see section 2.2*) or the clayey Shizar member of the syn-rift Ashawq Formation (Fig. 3). On the profile the level of decollement is obvious into the tilted block composed of pre-rift sediments. The landslide may have rooted on the evaporites layer of the Rus formation (Fig. 8-II) and not into syn-rift sediments.

5.3 Deep reflections

PSDM ENC34 line shows a deep band of strong and discontinuous reflectors northward dipping in the oceanic domain at 7.5 km of depth (Figs 4, 6 & 8-IV). It is 400 meters thick and is as deep as 4 km underneath the top of the oceanic basement. While this reflective band is sub-horizontal in the southern end of the line, it displays several northward dipping reflectors under the southern limit of the OCT domain. The character and depth of this reflective band suggest that it is the oceanic Moho.

On ENC32 and ENC30 across-margin lines, we observe in the acoustic basement a group of deep (down to 6 seconds TWTT) parallel strong reflectors under the southern flank of the OCT ridge (Fig. 6 - ENC32). They dip southward in concordance with the basement top and may image a deep manifestation of the shallow volcanic activity described earlier on the OCT ridge.

6 DISCUSSION

6.1 Thinning mechanisms and structure of the continental crust

The seismic data reveal that syn-rift large offset normal faults delineate a deep and narrow perched graben and a protruding horst on the upper margin, and that small offset and close parallel normal faults delineate a system of small buried tilted blocks at the foot of the continental slope, in the DIM graben. The sedimentary cover of the margin is made of three main units: a syn-tectonic unit (Unit 1; U1) deposited at the top of tilted blocks interpreted as the syn-rift series, a generally non deformed upper sequence (Units 3, 4, 5) deposited after the onset of the oceanic accretion, and an intermediate weakly deformed series (Unit 2) interpreted as sediments deposited during the widening of the OCT. Syn-rift sediments are characterised by wedge-shaped geometries with a systematic thickening towards the north along one or a series of southward dipping normal faults. The cumulate offsets along these

parallel faults is much larger than along the conjugate less numerous northward dipping faults. This results in syn-rift asymmetric grabens bounded by a major southward dipping normal faults system on this segment of the margin. In the DIM graben, the syn-rift sediments wedge geometry is peculiar. Two wedge systems of different scales are superposed (Figs 6B & 8-III): First deep wedges were formed along 6-8 km spaced normal faults, and then shifted by new less-spaced faults (2-3 km spaced) which created space for smaller upper wedges (Fig. 9-B). The rooting level of these latter faults is at about 3 km under the basement top.

6.1.1 Margin structure and sense of shear

Analogue modelling shows that conjugate normal faults join and root on the brittle-ductile transition (BDT, Fig. 9), the initial width of a rift thus depending on the brittle crust thickness, and that the fault asymmetry indicates the sense of shear at the base of the faulted system (Faugère & Brun 1984; Vendeville *et al.* 1987; Allemand & Brun 1991; Brun & Beslier 1996). Assuming that faults reach the brittle-ductile transition on the northeast Gulf of Aden margin, one note, by comparison with the observations of (Allemand & Brun 1991), that the relatively narrow perched graben (16 to 19 km) would suggest a relatively shallow brittle-ductile transition in the continental crust. According to such modelling also, both at crustal and lithospheric scales, the shear sense on the faults rooting level (either a decollement or the BDT) is synthetic of the sense of movement along the main normal faults. On the whole Ashawq-Salalah segment, the fault asymmetry would indicate a top-to-the south shear sense in the lower ductile crust at the margin scale during the continental breakup (Fig. 9A-B).

6.1.2 Structure and formation of the DIM graben

Joint geological and geophysical detailed studies on the conjugate West Iberia-Newfoundland margins demonstrate the unroofing of variable-width expanses of mantle rocks inbetween the continental and the oceanic crusts (Boillot *et al.* 1987; Whitmarsh & Sawyer 1996; Chian *et al.* 1999; Whitmarsh & Wallace 2001; Tucholke *et al.* 2007). The tectono-metamorphic evolution of the mantle rocks shows that the unroofing of the mantle follows its exhumation under the rifted continental crust, and is accompanied by serpentinisation when in contact with hydrous fluids (e.g. (Girardeau *et al.* 1988; Beslier *et al.* 1996). Wide-angle seismic data under deep poorly or non volcanic margins show that serpentinisation is not restricted to the OCT where mantle is unroofed, but also occurs under the oceanward-thinning wedge of highly thinned continental crust (Chian *et al.* 1999; Pérez-Gussinyé *et al.* 2001; Zelt *et al.* 2003). Indeed, the last stages of continental crust thinning during final crustal separation are accompanied by changes in the mineralogical and rheological stratification of the thinned lithosphere. As extension proceeds, the continental crust thins and deep crustal rocks are brought closer to the surface together with the underlying lithospheric mantle. At this stage, numerical modelling of the rheological evolution of the lithosphere shows that brittle deformation regime tends to dominate in the upper lithosphere (Pérez-Gussinyé & Reston 2001; Pérez-Gussinyé *et al.* 2006). This extensional brittle deformation in return allows fluids penetration through the whole crust down to the underlying mantle and causes its serpentinisation. (Pérez-Gussinyé *et al.* 2001) have calculated that, on the West Iberia margin, for appropriate initial lithosphere rheological profile and syn-rift strain rate and for realistic lower-

crustal rheologies, the entire crust became brittle at stretching factors of about 4. Further comparison with the West Iberia margin show that there is a good agreement between this theoretical predicted value and the observed stretching factor of 4 to 6 observed in the oceanward-thinning wedge of continental crust under the deep margin, in the 7 to 25 Ma range of poorly estimated rift duration. This indicates that serpentinisation of the underlying mantle may have occurred on this margin because and after the entire crust became brittle.

The same approach was tentatively applied to the NE Gulf of Aden margin. A pre-rift total crust thickness of 35 km is deduced from receiver function analysis onland (Tiberi *et al.* 2007). On the Ashawq-Salalah margin segment, wide-angle data modelling indicates a crust thickness around 8 km in the oceanward-thinning wedge of continental crust under the DIM graben (Watremez *et al.* submitted); Fig. 9). The comparison with theoretical calculation shows that for a crustal stretching factor between 4 and 5 and a maximum rifting time of 15-18 Ma, the entire crust is brittle under the deep Gulf of Aden margin (see Fig. 7 in (Pérez-Gussinyé & Reston 2001). Note that this comparison is pertinent only if the predicted value is valid for the northeastern Gulf of Aden margin, assuming comparable initial lithosphere rheologies and syn-rift strain-rates in both Iberia and Gulf of Aden rifted areas. This may be a reasonable assumption, as an old collapsed orogen type initial lithosphere with a 32 km-thick crust may be at first order adequate for the Gulf of Aden area, and northeastern Gulf of Aden stretching factor (4 to 5) and rift duration (15-18 Ma) are in the range of the West Iberia ones. Accordingly, the lower seismic crust under the DIM graben may be made of partly serpentinised mantle (Fig. 9).

The polyphased tilted blocks system observed in the upper crust of the DIM graben may support this hypothesis. Complex faulting geometries are observed in deep poor volcanic margins in regions where extreme crustal thinning is observed (e.g. (Manatschal 2004; Reston & Pérez-Gussinyé 2007)). These geometries result from several interacting processes: (1) the superposition of several generations of faults which develop because initial steep (c. 60 °) faults are rotated and flattened, locked up, and cut by a new generation of steeper faults during ongoing extension, and (2) the formation of one or several detachments in relation with mantle serpentinisation, part of these detachments appearing to be decollements along the crust-mantle boundary, between a very thinned continental crust (c. 3 km thick) and the underlying partly serpentinised mantle (Boillot *et al.* 1995; Brun & Beslier 1996; Pérez-Gussinyé *et al.* 2001; Manatschal 2004; Reston & Pérez-Gussinyé 2007). Similarly in the DIM graben, the thickness of the upper faulted layer is close to 3 km (Fig. 8-III). The latest generation of closely spaced faults may root on a decollement at the top of the partly serpentinised mantle. This would imply a stretching factor higher than 10 in the continental crust, which is far more than needed for the crust to be entirely brittle, allowing the serpentinisation of the underlying mantle. The wider spacing (6-8 km) of the earlier faults would attest of a formation in a thicker brittle crust, as observed in analogue modelling (Vendeville *et al.* 1987). This is coherent with the decreasing of crust thickness during the ongoing breakup process on the deep margin where the deformation tends to localise (Fig. 9A-B). If, as discussed above, the latest faults root on a serpentine detachment, the switch from the larger to the narrow tilted blocks system may be coeval of the complete embrittlement of the crust and the beginning of mantle serpentinisation. It is worth noting that whatever the detachment is, the set of faults is asymmetric, all the faults dipping southward (wedge thickening toward the north). This suggests a continuous top-to-the-south sense of the

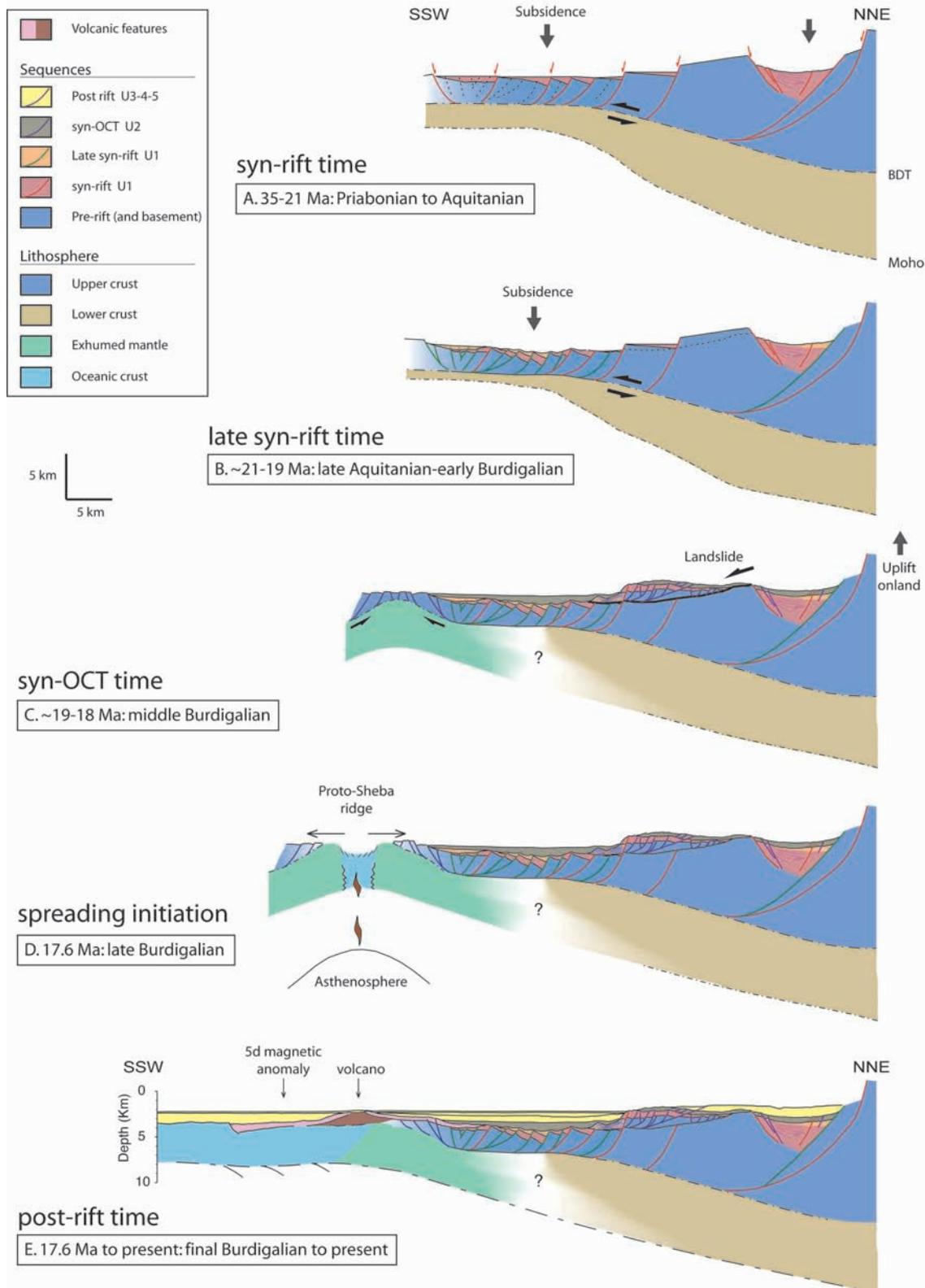


Figure 9. Structural evolution of the Ashawq-Salalah segment based on the interpretation of the pre-stack depth migration of the ENC34 profile. A. Syn-rift time (~ 35-21 Ma): Large offset normal faults root on the brittle-ductile transition (BDT), tilting the pre-rift sediments and delimiting syn-rift grabens (perched and DIM). B. Late syn-rift time (~ 21-19 Ma): Localisation of the extension: the continuous thinning of the brittle crust leads to the formation of less-spaced faults. C. OCT time (19-18 Ma): Since extension proceeds and uplift occurs onshore, the differential vertical movement between proximal and distal part of the margin increases the slope of the margin from northeast to southwest, and results in a landslide on the southernmost tilted block. The OCT may be formed by exhumation of the underlying partly serpentinised mantle in the break-up zone. The complete break-up may achieve in the DIM graben with the ongoing extension. The flat syn-OCT unit emplaced in the DIM and perched grabens, predates the spreading initiation. D. Spreading initiation (17.6 Ma): The continental break-up took place when mantle reach finally the surface and then localised the emplacement of the spreading. E. Post-rift time (17.6 Ma to present): The ENC34 volcano is progressively built by several volcanic events and resulting uplifts. Vertical movements are observed both onshore and offshore in the whole margin.

shear along the detachment until the end of the rifting. This does not preclude however the possible symmetry of the whole DIM graben, whose southern part is on the conjugate margin. Further discussion needs an enhancement of the profile processing under the volcanic layer and also deep seismic data in the conjugate southeastern Gulf of Aden margin.

The analogy of the DIM graben with other distal grabens of poor volcanic margins discussed above favours the interpretation of Unit 1 as syn-rift sediments deposited on very thinned continental crust. However, from detailed tectono-sedimentary studies of the continental break-up area in the south Iberia abyssal plain (SAIP), (Péron-Pinvidic *et al.* 2007) suggest that syn-tectonic sediments may lie over unroofed mantle. The deformation is then due to the OCT widening by a tectonically dominated extension of the unroofed mantle before the onset or during the first stages of oceanic spreading (Beslier *et al.* 1996; Péron-Pinvidic *et al.* 2007). On the study area, the sedimentary sequence of the margin includes two syn-tectonic units: (1) Unit 1, which deposit is associated with faulting and tilting of basement blocks, and (2) Unit 2 which is only weakly deformed. Both units are 1 km-thick each in the DIM graben. Considering the relatively narrow OCT along the conjugate eastern Gulf of Aden margins (40 km, (d'Acremont *et al.* 2006), the assumption that a total thickness of 2 km (U1 plus U2 thicknesses) were deposited during the OCT widening would imply a very high sedimentation rate during the formation of the OCT. The scenario of formation of the margin would also be more complicated in this case (two clearly distinct episodes of stretching/thinning in the DIM graben). Several evidences seem then to agree with a syn-rift interpretation of Unit 1, implying that the DIM graben is part of the continental domain. Because of its stratigraphic position, we have interpreted Unit 2 as deposited during the OCT widening (syn-OCT series, see section 3.3). The deformation would be localised at that time in the OCT, which would explain the weak deformation of this unit on the continental domain.

According to this interpretation, on this segment of the margin, (1) the oceanward limit of the continental domain is located on the southern edge of the DIM graben where the last occurrence of syn-rift sediments is observed, (2) the new OCT, which lies between this limit and the 5d oldest magnetic anomaly, is narrow (c. 15 km) and restricted to the so-called OCT ridge, (3) the D1 unconformity between Units 1 and 2 is associated with the complete break-up of the continental crust, the D2 unconformity is coeval of the onset of seafloor spreading, and Unit 2 is the only syn-OCT series (Fig. 3).

This interpretation of the Ashawq-Salalah segment does not preclude however lateral variations in basement geometry and nature of the OCT along the whole deep northeastern Gulf of Aden margin (Leroy *et al.* to be submitted).

In Fig. 9-E, the present Moho depth and the ductile-brittle transition are constrained by wide-angle seismic modelling (Watremez *et al.* submitted). Such low thicknesses (< 10 km) are recorded in other deep poor or non-volcanic rifted margins as for example Iberia-Newfoundland margins (Péron-Pinvidic *et al.* 2007), South Armorican margin (Thinon *et al.* 2003), French Guyana-Northeast Brazil margin (Greenroyd *et al.* 2008) and will be discussed in detail in a following paper (Watremez *et al.* submitted).

6.1.3 Landslide

In the continental domain, the complex structure of the shallow southernmost horst is interpreted as a top of a tilted block desta-

bilized by a landslide which emplacement occurred in late syn-rift or in early OCT time (Figs 8-II & 9-C). It has probably remobilised syn-rift and pre-rift sediments on a shallow decollement level and may have rooted on the pre-rift Rus formation composed of evaporites (sections 2.2 & 5.2; Fig. 9-C).

The landslide is contemporaneous of an early Miocene uplift onland (Figs 3 & 9-C) (Roger *et al.* 1989) corresponding to the emplacement of the fan Gilbert delta (Razin *et al.* in prep.). The occurrence of this landslide results from an increase of slopes induced by localised uplift of the proximal margin. A differential uplift of the proximal margin is needed for the fan Gilbert delta deposit which implies a fill by the erosion of an adjacent paleo-relief. Therefore, these gravitary and prograding deposits fill the Ashawq graben up to its complete emersion (Razin *et al.* in prep.).

6.2 Structure and nature of the OCT: syn-rift mantle exhumation and post-rift volcanism?

Previous studies based on low-penetration seismics, magnetic and gravimetric data can not choose between three hypotheses for the nature of the OCT in the northeastern Gulf of Aden margin (d'Acremont *et al.* 2005; d'Acremont *et al.* 2006): (1) thinned continental crust intruded by some partial melt products of the underlying mantle and/or (2) ultra-slow spreading oceanic crust and/or (3) exhumed serpentinitised mantle.

From the discussion above, the first hypothesis seems unlikely. In the studied Ashawq-Salalah segment, the OCT domain is probably restricted to a basement high, the OCT ridge, which delimits southward the DIM graben (Figs 5 & 6). The probable presence of partly serpentinitised peridotite under very thinned continental crust under the DIM graben leads to propose that mantle was unroofed in the continental crust break-up area, as observed on the West Iberia margin (Boillot *et al.* 1987; Whitmarsh & Sawyer 1996; Chian *et al.* 1999; Whitmarsh & Wallace 2001). The OCT would then be made of partly serpentinitised peridotites, and would have been formed after the complete continental crust break-up in the southern DIM graben, and before or during early oceanic accretion at anomaly 5d time. The zone of exhumed continental mantle (ZECM) well described in the Iberia margin (e.g Péron-Pinvidic & Manatschal 2008) may correspond here to the OCT ridge. Some intrusions of mantle partial melting products may have however occurred in the OCT before the onset of true accretion at anomaly 5d. This may explain the volcanic features described above in the OCT ridge area. Although this cannot be excluded, the detailed study of the sedimentary cover of the OCT ridge shows that the present ridge morphology was at least partly acquired over a long period of time after the start of oceanic crust spreading, and it suggests that the building of the OCT ridge is mainly related to a volcanic activity.

Several seismic features on the MCS data are interpreted as related to a volcanic activity in the OCT area: along the ENC34 line, the volcano characterised by a circular shape in the bathymetry (Fig. 5-A) and a high heat flow (Lucazeau *et al.* subm.), volcanic flows or sills emplaced on the northern side of the volcano and the volcano-sedimentary wedge on its southern flank (Fig. 6 & 8-IV), and westward, a deep set of strong oceanward dipping reflectors (ENC30 and ENC32; Fig. 6). A volcanic affinity seems to occur along the whole OCT ridge length in the Ashawq-Salalah segment.

On ENC34 line, in the southern OCT, the oldest 5d magnetic anomaly is superposed on the volcano-sedimentary wedge (Fig. 6). As the 5d anomaly is observed all along the margin and has a clear oceanic magnetic anomaly signature, we assume that it is recorded

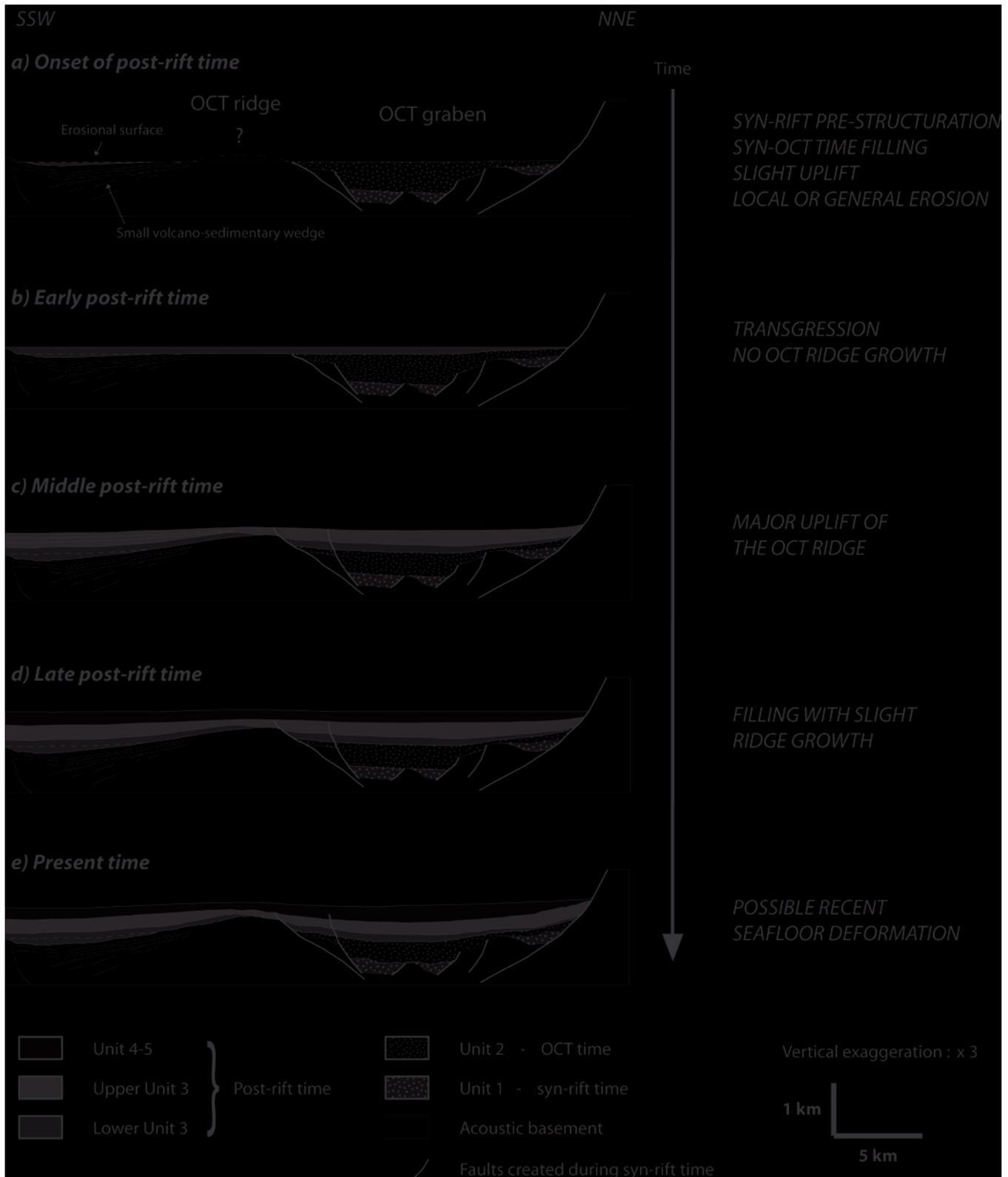


Figure 10. Timing and evolution of the OCT ridge from spreading time to now, based on the interpretation of the ES08 profile presented Fig. 7. a) Onset of post-rift time: a slight uplift is marked by an erosional surface and a slight tilting of the OCT ridge toward the north. b) Early post-rift time: a general transgression with the U3 < deposit. c) Middle post-rift time: major growth of the basement high (OCT ridge) during the U3 > deposit. d) Late post-rift time: slight vertical movements of the OCT ridge may be coeval to the filling. e) Present time: a recent seafloor deformation may occur finally.

by the oceanic crust and not by the volcanic material. This suggests that the volcano-sedimentary wedge was formed during or after the onset of spreading. The volcano-sedimentary wedge is not thick enough (1 km) to disturb the signature of the magnetic anomaly. On the northern side of the ridge (Fig. 8-III), an emplacement chronology, even relative, cannot be established with certainty. Although an emplacement before sediments deposit is the most straightforward interpretation, a later intrusion can not be excluded according to late volcanics interbedding in the sedimentary succession described in Newfoundland margin (Karnier & Shillington 2005).

Further relative timing evolution of the OCT ridge can be established from the sedimentary records analysis on the ES08 line (see section 5.1 and Fig. 7). In the DIM graben, the onlaps of the unit 2 and the lower unit 3 on the OCT flank show that they were deposited on a pre-existing syn-rift relief, and their parallel to slightly divergent bedding indicates a restricted syn-depositional play of the bounding faults (Figs 8 & 10). However, on the southern edge of the OCT high, the lowermost unit 3 shows divergent or tilted reflectors eroded at the top, consistent with a first tilt of the high along the northern bounding fault. The formation of the oceanward-thickening volcano-sedimentary wedge, which underlies this series at the top of the acoustic basement has most probably accompanied this first event (Figs 8-IV & 10). The lower unit 3 shows an internal erosional surface (Figs 7 & 10a). This event is not observed in the DIM graben. Nevertheless, this erosion could have affected the basement high since the erosional surface and the southern edge are horizontally aligned. Erosion can be of two origins (Fig. 10-a): (1) the high is sufficient to generate sliding on its flank and erode the underlying sediments; (2) uplift induces the localised emergence of the OCT high. In both cases, the underlying strata need to be tilted southward before the erosion.

The overlying reflectors of the lower unit 3 (Unit 3<) are parallel to the erosional surface and to the OCT ridge flank (Figs 7 & 10). Unless these sediments are deposited on the slope with a constant thickness, it seems that they precede the major basement high uplift. Furthermore, the thickness of this unit is the same on the northern side of the OCT ridge (Fig. 10b). This geometry is compatible with an uplift and southward tilt of the OCT ridge along one or several northward dipping faults, which separate the tilted OCT ridge sediments from the DIM graben ones (Fig. 10-c). On the southern OCT ridge flank, the basement uplift is accompanied by small offset faults, which accommodate destabilisation and sliding of the lower unit 3 (Fig. 7).

Upper unit 3 reflectors are clearly divergent on the southern edge of the OCT ridge (Fig. 7) indicating a continuous southward tilting and uplift of the basement during their emplacement. On the northern side the uplift is accommodated by several normal faults. So sediments deformation is distributed and presents many onlaps on ancient scarps. This results in thinning of upper unit 3 toward the faulting. On the main scarp side the sediments are not thinned onlapping the scarp, which indicates that deformation is localised on the OCT ridge.

Unit 4 and 5 correspond to grabens filling (Figs 7 & 10-d). The reflectors onlap the basement and the unit 3. Nevertheless, they are curved down in the OCT graben and curved up above the OCT basement high. This suggests us two assumptions: (1) the sediments emplace on the paleo-relief with a constant thickness (2) strata are deformed after the unit 5 deposit (Fig. 10-e). Several internal onlaps in the unit 4 may also indicate rapid and short vertical movements on the OCT high (but none on the main scarp).

All of these observations permit us to propose a timing of the OCT ridge emplacement thanks to the ES08 line resolution (Figs

9 & 10). Furthermore, these conclusions are concordant with the observations made on the other across-margin lines of the segment.

- (1) Faults are initiated during syn-rift time and pre-structure the graben morphology (Fig. 9-A, B).
- (2) OCT sediments (U2) fill the paleo-relief (Fig. 9-C).
- (3) A first slight southward tilt of the basement high occurs at the very beginning of the post-rift sedimentation (base of U3 <).
- (4) Erosion occurs but is not well constrained (Fig. 10-a).
- (5) Basement high growth is interrupted as horizontal parallel layers are emplaced above the whole area (U3 <) (Fig. 10-b).
- (6) Major growth of the basement high occurs during the upper unit 3 deposits (Fig. 10-c).
- (7) Graben filling is sometimes accompanied by slight vertical movements of the OCT high (Fig. 10-d).
- (8) A recent movement could have deformed the seafloor (Fig. 10-e).

Thus, we propose that the emplacement of the present OCT ridge morphology occurs during post-rift time. Furthermore, this possible recent uplift (Fig. 10-e) could be related to the recent magmatic chamber activity sparking off by the high heat flow value measured at the top of the OCT basement high (Lucazeau *et al.* *subm.*).

According to (Lucazeau *et al.* *subm.*), the present high heat-flow anomaly measured on the volcano morphology could be caused either by (1) heat refraction, (2) fluids discharge or (3) a cooling magma chamber. The authors favours the third hypothesis because the long wavelength trend of heat-flow can be explained by the only geodynamic evolution, with no need of fluids, and because other evidences for recent volcanism exist (see below). They estimate that the cooling magma chamber assumption requires the emplacement of magma at 3 km in the last 100,000 years. There is actually no magma chamber signature on the Encens MCS lines, such as a strong reflection with a negative velocity contrast characteristic of the chamber top (Canales *et al.* 2006; Singh *et al.* 2006). Evidences for recent to sub-active volcanism exist both onshore and offshore in the Ashawq-Salalah segment. Onland in the Dhofar area, seismic tomography evidences low velocities related to partial melting in the upper mantle (Basuyau *et al.* *subm.*). Offshore, a recent study of the oceanic basin from bathymetric, gravity and magnetic data (dAcremont *et al.* *submitted*) shows an off-axis thermal anomaly below the southern flank of the Sheba ridge. The oceanic domain is characterised by a thick crust and/or a hot mantle and no ridge axial valley. According to the authors, the thermal anomaly causes the high melt supply recorded in the segment along this hot slow-spreading ridge since at least 10 Ma. The results of these multi-disciplinary studies hence converge toward the assumption of a hot lithosphere in the Ashawq-Salalah segment of the Gulf of Aden, which is related to a high magmatic activity in the oceanic domain since at least 10 Ma. The high heat flow value on the volcano in the OCT would be the northernmost expression of a sub-active volcanism on the northeastern margin, and thereby would attest of a volcanic activity in the OCT after the beginning of the oceanic accretion. These results support the hypotheses based on the interpretation of the seismic lines. Accordingly, two processes can be at the origin of the construction of the OCT ridge: a structuration of unroofed partly serpentinised mantle during the OCT formation, and a post-rift magmatic activity. Since the OCT formation occurred before the onset of oceanic spreading, the main post-rift growth of the ridge is most probably of magmatic origin. Nevertheless, both processes can have participated to the present morphology of the OCT, since an early structuration of the base-

ment is inferred from the oldest sediments in the DIM graben. The initial structure of the OCT, before or during the first stages of oceanic accretion, is however impossible to constrain.

The formation of the OCT on this segment of the margin is thus the result of a long and complex interaction of tectono-metamorphic and magmatic events. This complex evolution has changed not only the morphology but also the internal structure of the OCT. If the set of deep southward dipping reflectors observed in the western part of the OCT (ENC 32, Fig. 6) is related to the post-rift magmatic activity, the proportion of partly serpentinised mantle in the seismic crust of the OCT may be dramatically reduced, not only because of massive magmatic intrusion, but also because serpentinite is not stable at temperatures higher than 500°C (Martin & Fyfe 1970; Escartín *et al.* 1997; Früh-Green *et al.* 2004). A higher temperature results in recrystallization of olivine. Thus the high temperature induced by the magmatic activity may have at least partly erase the serpentinisation in the unroofed mantle. On this segment of the margin, the study of the present OCT cannot document accurately the last stages of continental break-up and OCT formation on poor volcanic margins.

6.3 Characteristics of the oceanic crust

In the oceanic domain, three types of reflections have been observed: (1) Moho reflections, (2) deep intra-crustal horizons and (3) deep reflections located underneath the Moho.

In PSDM ENC34 section, Moho reflections are only observed in the oceanic domain (Figs 4 & 6). The oceanic crust is as thick as 4-5 km, which is relatively thin compared to the standard oceanic crust (8.3 *pm* 1.5 km) defined by (White *et al.* 1992). But such oceanic crust thicknesses are recorded in ultra-slow spreading ridge context (3-4 km underneath eastern Southwest Indian ridge (3-4 km underneath eastern Southwest Indian Ridge; (Cannat *et al.* 2006), and commonly near OCT domain, in Newfoundland margin (2-4 km) (Shillington *et al.* 2006; Tucholke *et al.* 2007), in Cayman Trough (5 km) (Leroy *et al.* 1996), in southern Atlantic margins (Contrucci *et al.* 2004).

Laterally, toward the East, the so-called Mirbat segment (Fig. 2) presents thinner oceanic crust (about 1-2 km), obtained by gravity modelling (d'Acremont *et al.* 2006) or 4 km by refraction modelling (Leroy *et al.* to be submitted). In the Ashawq-Salalah segment, the deep strong intra-crustal reflectors obvious on ENC32 and ENC30 lines (Fig. 6) could be due to magmatic features. Localised at the oceanic crust/OCT boundary and underneath the magmatic OCT ridge, they may correspond to deep magmatic intrusions emplaced during magmatic post-rift events described before. So we may propose that the oceanic crust of Ashawq-Salalah segment might have been slightly thickened by magmatic intrusions and volcanism, which are not observed in the easternmost segment. The strong reflectors could be contemporaneous to the volcano-sedimentary wedge formed at the present location of the oceanic 5d magnetic anomaly. This dichotomy between eastern and western segments is describe also in the active spreading ridge. The oceanic western segment corresponding to the continental Ashawq-Salalah segment shows a present atypical volcanism, which is interpreted as the result of a "hotter-large-melt supply" slow spreading segment (d'Acremont *et al.* submitted). Thus, it is tempting to correlate the two expressions of volcanism of a same segment to a same volcanic event (Leroy *et al.* subm.). All the more so as both OCT volcano (less than 400 000 years) (Lucazeau *et al.* subm.) and the present segment #1 of the Sheba Ridge (d'Acremont *et al.* submitted) are recent. Then the question concerns the origin of such a volcanism.

An explanation is a channelized magma flows from Afar (Leroy *et al.* subm.) corroborated by the partial melting in the mantle on the southern coast of Oman (Basuyau *et al.* subm.). Another explanation is attributed to the thermal effects related to small-scale convection processes occurring during (e.g (Huismans & Beaumont 2008) and after the rifting (King & Anderson 1998; Lucazeau *et al.* in press) producing diffuse and progressive changes into the lithosphere.

The third seismic pattern corresponds to deep strong discontinuous reflectors present several successive landward-dipping parts (Fig. 6 on ENC34 profile and Fig. 8-IV). Similar reflector geometries, in other margins, are interpreted as (1) low-angle detachment faults nucleated in the subcontinental mantle along planes of weakness resulting of pure shear lithosphere necking (Reston 1990; Pickup *et al.* 1996), (2) detachment faults linked to oceanic ridge, resulting in mantle exhumation (Schroeder & Barbara 2004; deMartin *et al.* 2007), (3) intra-oceanic crustal faults (Wilson *et al.* 2003), (4) lithological layering with a magmatic origin in the lower crust near oceanic ridge (Ranero *et al.* 1997; Reston *et al.* 1999; Reston *et al.* 2004). These hypotheses match or not our observations, which are consistent with several models of extension (Nagel & Buck 2007; Weinberg *et al.* 2007). The first hypothesis consists of detachment formed within the continental mantle of the conjugate margins with a general dip towards the continent (as observed in the West Iberia margin, (Pickup *et al.* 1996)). These detachment faults allow the decoupling between the doming subcontinental mantle and the stretched continental crust. In our case, the dipping reflections are located under the oceanic crust, which suggests that shear zones affect the sub-continental mantle (and perhaps the new oceanic mantle) until the spreading is completely efficient. Another possibility is oceanic detachment fault (2nd hypothesis), which are observed in oceanic crust at the proximity of oceanic ridge (Schroeder & Barbara 2004; deMartin *et al.* 2007). These structures allow the exhumation of lower crustal and/or serpentinised upper mantle rocks at shallow depth. A similar structure interpreted as oceanic core complex (or megamullions) at ultra-slow spreading ridge (Ohara *et al.* 2001; Searle *et al.* 2003; Cannat *et al.* 2006; Ildfonse *et al.* 2007), could have develop in the southern side of the proto-ridge and let its imprint in the oceanic transitional mantle. The two other hypothesis (3 and 4) do not fit our observations since they consider reflectors located in the crust whereas our reflection are observed underneath the Moho.

6.4 Tectono-sedimentary evolution of the Ashawq-Salalah segment

All the observations and assumptions we made thanks to the seismic lines have been gathered to propose a tectono-stratigraphic model of evolution of the western segment of the margin (Fig. 9). Because of the realistic geometries and depth of structures observed on the ENC34 pre-stack depth migration section, we focus our evolution sketch on this profile. We also attempt to realize a chronological interpretation of the sedimentary sequences identified in the deep margin in relation to the onshore observations and datings (Roger *et al.* 1989; Razin *et al.* in prep.), summarised in the Fig. 3.

6.4.1 Syn-rift time (Fig. 9-A)

The rifting (Fig. 9-A) is marked by nine large offset normal faults which root on the brittle-ductile transition (BDT). They tilt the pre-rift sediments and the underlying basement and delimit asymmetric

syn-rift grabens as wide as 5-10 km. The size of the eight tilted blocks decreases toward the ocean. Below the DIM graben, tilted blocks are pretty smalls (2-3 km thick).

6.4.2 Late syn-rift time (Fig. 9-B)

The continuous thinning of the continental crust leads to the formation of less-spaced faults and blocks of shorter wavelength on the deep margin where the extension tends to localise (Fig. 9-B). The extreme thinning and possible complete embrittlement of the continental crust may initiate the serpentinisation of the underlying mantle. Onshore, the coeval Mughsayl formation (Fig. 3) records an acceleration of the subsidence during Aquitanian time. Later, fan Gilbert deltas, probably Burdigalian in age, indicate a fast regression resulting from a relatively fast margin uplift (Razin *et al.* in prep.).

6.4.3 OCT time (Fig. 9-C)

Since extension proceeds and uplift occurs onshore, the differential vertical movement between proximal and distal part of the margin increases the slope of the margin. The landslide observed on the southernmost continental tilted block probably occurred at this time along a decollement level (Figs 8-II & 9-C) into the pre-rift series.

With ongoing extension, the complete break-up of the continental crust is achieved in the DIM graben where the crust is the thinnest. The OCT may be created by unroofing of the underlying partly serpentinised mantle in the break-up zone. The extension is then localised in the OCT where the unroofed mantle is stretched before or during incipient spreading. During the OCT formation, flat syn-OCT sediments were emplaced in the DIM and perched grabens (Fig. 9-C). The syn-OCT unit predates the spreading initiation (17.6 Ma) since it is not emplaced on the oceanic crust (Fig. 9C). Onshore, it is correlated to a sedimentary gap between syn- and post-rift onshore series that we interpreted as resulting from final syn-rift uplift (Fig. 3).

6.4.4 Spreading initiation (Fig. 9-D) and post-rift time (Fig. 9-E)

The OCT widening stops when true oceanic spreading begins (anomaly 5d, 17.6 Ma) (Fig. 9-D). Post-rift time is marked by several magmatic events (Fig. 9-E). Shortly after the onset of spreading, first southward tilt of the OCT ridge is recorded by the basal lower unit 3 (Fig. 7) and accompanied by faults verging northward and by the southern volcano-sedimentary wedge emplacement. The volcanic flow or sills observed in the north of the basement high could be coeval to this event. The proximal part of the margin, now cropping out onshore, is still emerged and eroded during this time. It is possible to consider that uplift could have lead to the whole margin emersion as suggested by the erosional surface into the Lower Unit 3 described in section 5.2 (profile ES08, CDP number 2000 and higher on Fig. 7). Nevertheless, this erosion may result from sub-marine current or sliding in reference to the localised extent of this surface. The major growth of OCT ridge occurs during the upper unit 3 deposits (Fig. 10). The ENC34 volcano emplacement is probably progressive and related to several volcanic events, whereof one or several are coeval to the growth steps of the OCT ridge. We correlate the unit 3 to the onshore Adawnib and Nar formations, which marks a subsidence of the margin during the Langhian then its emersion since Serravallian time (Fig.

3). Offshore unit 4 and 5 contain sub-marine erosional unconformities, which evidence the grabens subsidence and attest of vertical movements during post-rift time. The D3 unconformity (Fig. 3) can be related to the final emersion of the proximal margin onshore Pliocene in age (Platel *et al.* 1992). Hence, vertical movements occur both onshore and offshore in the whole margin during the post-rift time.

The proposed evolution of the margin can be compared to recent models for which the three successive modes of extension are described (Lavie & Manatschal 2006): the stretching, thinning and exhumation modes. The stretching mode is characterized by listric faulting and a differential subsidence of half-grabens. The thinning mode can be characterized by maximum thinning of the lithosphere and the presence of a major ductile shear zone accommodating differential motion (up to 10 km upward) between the upper crust and the lower crust/upper mantle. It is at the transition from distributed to localized extension. The exhumation mode is distinguished by the exhumation of serpentinised upper mantle from less than 10 km depth along a downward-concave fault. In spite of the lack of knowledge on the thinning and exhumation mechanisms in the northeastern margin of the Gulf of Aden, some similarities can be observed. The syn-rift time presents the same characteristics than the stretching mode. The late syn-rift time is at the transition from distributed to localized extension as the thinning mode. The OCT time corresponds to the exhumation of serpentinised upper mantle. This three steps seems to be applicable to the northeastern margin of the Gulf of Aden, but the mechanisms that they underlie are not necessary identical. However, improvements of the seismic processing in depth and deep images of the conjugate margins are necessary for further interpretations.

7 CONCLUSIONS

We are able to propose a continental break-up history of the deep magma-poor margin of the northeastern Gulf of Aden. The proposed evolution from rifting to spreading of the Ashawq-Salalah segment is correlated to the proximal margin data outcropping onshore. The sedimentation modes are very different in the proximal and distal part of the margin. The study of the whole margin, however, highlights some deep events thanks to the observations of the proximal records.

During syn-rift time (late Priabonian to early Burdigalian), faults reach the brittle-ductile transition, which presents a top-to-south shear direction. The faulting evolution testifies to a localisation of the deformation and thinning at crustal scale in the DIM graben (Distal margin graben). This extremely thinned continental crust localised the future emplacement of the OCT. The coeval onshore syn-rift formations record an acceleration of the subsidence and, subsequently, the onset of fast margin uplift.

During OCT time (middle Burdigalian), this uplift could have induced a landslide on the top of the southernmost horst of the continental domain. It could have root on the pre-rift evaporitic Rus formation. In the DIM graben, the strain localisation is shifted southward where the present OCT ridge lies and where continental breakup finally occurs with the birth of the paleo-ridge. The OCT could be partly composed of serpentinised mantle where mantle is exhumed and the crust extremely thinned.

The oceanic crust is as thick as 4-5 km, which is relatively thin. Nevertheless, as the easternmost segment is thinner, we could propose that the oceanic crust of Ashawq-Salalah segment is thickened by magmatic intrusions and volcanism. Oceanic core complex

at ultra-slow spreading ridge could have developed in the southern side of the proto-ridge and create deep crustal reflections in the oceanic transitional mantle. In another way, these reflectors could be the imprints of continentward detachments within the mantle, decoupling first the crust and the mantle, then the serpentinised and non serpentinised upper mantle during extension.

During post-rift time (late Burdigalian (17.6 Ma) to present), the emplacement of a magmatic ridge in the OCT domain indicates that it is the thinnest part of the lithosphere due to the inheritance of the strain localisation during the end of OCT time. The formation of the OCT on this segment of the margin is thus the result of a long and complex interaction of tectono-metamorphic and magmatic events. Therefore the present-day nature of the OCT could be a combination of thinned continental crust, exhumed serpentinised mantle and late melt intrusions. On this segment of the margin, the study of the present OCT cannot document accurately the last stages of continental breakup and OCT formation on magma-poor margins.

ACKNOWLEDGMENTS

The study is part of the GDR "Marges" and the "Action Marges" projects. The seismic data used have been collected thanks to GDR Marges and especially INSU and TOTAL funds. We deeply thank Dr H. Al-Azri, Dr S. Al Busadi and H. Al Hashmi (Directorate of Minerals), Dr A. Al Lazki (College of Sciences, Sultan Qaboos University), Mr Al-Harhi (Department of Procurement, SQU) and S. Bin Manshir Balahaf (Department of Minerals). I would also like to thank the Captains and crews of l'Atalante (IFREMER) and Delkhoot (Alimuddin Haroon) as well as the team of Ifremer-Genavir lead by S. Louzaouen, Y. Peneaud and J. Coatanea. We would like to thank Françoise Sage and Christian Gorini for helpful discussions. The Geovecteur Software™ (Compagnie Générale de Géophysique, France), Geocluster Software™ (CGGVeritas, France) and Seismic Unix (Stockwell 1999) were used in the processing of the lines. The GMT software package (Wessel & Smith 1995) was used in the preparation of this paper.

REFERENCES

- Agudelo, W., 2005. *Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur-Colombie : Application des méthodes tomographiques aux données de sismique réflexion multitrace et réflexion grand-angle des campagnes SISTEUR et SALIERI*, Ph.D. thesis, Université Paris VI.
- Al-Yahya, K., 1987. *Velocity analysis by iterative profile migration*, Ph.D. thesis, Stanford University.
- Allemand, P. & Brun, J.-P., 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere, *Tectonophysics*, **188**(1-2), 63–69.
- Basuyau, C., Tiberi, C., Leroy, S., Stuart, G., Al-Lazki, A. I., Al-Toubi, K., & Ebinger, C., subm. Evidence of partial melting beneath a continental margin : case of dhofar, in the northern gulf of aden (sultanate of oman), *Journal of Geophysical Research*.
- Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acremont, E., Leroy, S., & Daniel, J.-M., 2006. Fault reactivation and rift localization: the northeastern gulf of aden margin, *Tectonics*, **25**, 14 p.
- Beslier, M.-O., Cornen, G., & Girardeau, J., 1996. Tectono-metamorphic evolution of peridotites from the ocean/ continent transition of the iberia abyssal plain margin.; proceedings of the ocean drilling program; scientific results, iberia abyssal plain; covering leg 149 of the cruises of the drilling vessel joides resolution; balboa harbor, panama, to lisbon, portugal; sites 897-901, 10 march-25 may 1993, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **149**, 397–412.
- Beydoun, Z., As-Saruri, M., & Baraba, R., 1996. Sedimentary Basins of the Republic of Yemen: their Structural Evolution and Geological Characteristics, *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **51**, 763–776.
- Bleistein, N., 1987. Inversion for sound-speed and density variations in complex background structure.; abstracts of papers presented at the 56th annual international seg meeting, *Geophysics*, **52**(3), 428–429.
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E. L., Meyer, A. W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J. A., Comas, M. C., Davies, T. A., Dunham, K., Evans, C. A., Girardeau, J., Goldberg, G., Haggerty, J., Jansa, L. F., Johnson, J. A., Kasahara, J., Loreau, J. P., Luna-Sierra, E., Moullade, M., Ogg, J., Sarti, M., Thurow, J., & Williamson, M., 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (odp leg 103, western galicia margin, spain), *Tectonophysics*, **132**(4), 335–342.
- Boillot, G., Beslier, M.-O., & Girardeau, J., 1995. Nature, structure and evolution of the ocean-continent boundary: the lesson of the west galicia margin (spain), *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, pp. 219–229.
- Bosence, D. W. J., 1997. Mesozoic rift basins of yemen, *Marine and Petroleum Geology*, **14**(6), 611–616, IN1–IN6.
- Bott, W. F., Smith, B. A., Oakes, G., Sikander, A. H., & Ibrahim, A. I., 1992. The tectonic framework and regional hydrocarbon, prospectivity of the gulf of aden, *J. Petrol. Geol.*, **15**, 211243.
- Brun, J.-P. & Beslier, M.-O., 1996. Mantle exhumation at passive margins, *Earth and Planetary Science Letters*, **142**, 161–173.
- Canales, J. P., Singh, S. C., Detrick, R. S., Carbotte, S. M., Harding, A., Kent, G. M., Diebold, J. B., Babcock, J., & Nedimovic, M. R., 2006. Seismic evidence for variations in axial magma chamber properties along the southern juan de fuca ridge, *Earth and Planetary Science Letters*, **246**(3-4), 353–366.
- Cannat, M., Sauter, D., Mendel, V., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, J., Combier, V., & Baala, M., 2006. Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge, *Geology (Boulder)*, **34**(7), 605–608.
- Chian, D., Loudon, K., Minshull, T., & Whitmarsh, R., 1999. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern iberia abyssal plain from seismic refraction profiles: Ocean drilling program (legs 149 and 173) transect, *Journal of geophysical research*, **104**, 7443–7462.
- Contrucci, I., Matias, L., Moulin, M., Géli, L., Klingelhofer, F., Nouzé, H., Aslanian, D., Olivet, J., Réhault, J., & Sibuet, J., 2004. Deep structure of the west african continental margin (congo, zaïre, angola), between 5°s and 8°s, from reflection/refraction seismics and gravity data, *Geophysical Journal International*, **158**(2), 529–553.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C. c., Maia, M., & Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern gulf of aden conjugate margins from seismic reflection data, *Geophys. J. Int.*, **160**, 869–890.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Patriat, P., Beslier Marie, O., Bellahsen, N., Fournier, M., & Gente, P., 2006. Structure and evolution of the eastern gulf of aden; insights from magnetic and gravity data (encensheba md117 cruise), *Geophysical Journal International*, **165**(3), 786–803.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Gente, P., & Autin, J., submitted. Structure and segmentation of the eastern gulf of aden basin and the sheba ridge from bathymetry, gravity and magnetic data: implications for accretion processes, *G cubed*.
- Dauteuil, O., Huchon, P., Quemeneur, F., & Souriot, T., 2001. Propagation of an oblique spreading center: the western gulf of aden, *Tectonophysics*, **332**, 423–442.
- deMartin, B. J., Sohn, R. A., Pablo Canales, J., & Humphris, S. E., 2007. Kinematics and geometry of active detachment faulting beneath the trans-atlantic geotraverse (tag) hydrothermal field on the mid-atlantic ridge, *Geology*, **35**(8), 711.
- Ebinger, C. & Sleep, N., 1998. Cenozoic magmatism throughout east african resulting from impact of a single plume, *Nature*, **395**, 788–791.
- Escartin, J., Hirth, G., & Evans, B., 1997. Effects of serpentinisation on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-

- spreading ridges., *Earth and Planetary Science Letters*, **151**, 181–189.
- Fantozzi, P. & Sgavetti, M., 1998. Tectonic and sedimentary evolution of the eastern gulf of aden continental margins: new structural and stratigraphic data from somalia and yemen., *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*, pp. 56–76.
- Faugère, J. & Brun, J., 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **229**, 365–370.
- Forgues, E., 1996. *Inversion linéarisée et multiparamétrée via la théorie des rais (application aux données de sismique réflexion de surface)*, Ph.D. thesis, Université Paris VII.
- Fournier, M., Patriat, P., & Leroy, S., 2001. Reappraisal of the arabia-india-somalia triple junction kinematics, *Earth and Planetary Science Letters*, **189**, 103–114.
- Fournier, M., Bellahsen, N., Fabbri, O., & Gunnell, Y., 2004. Oblique rifting and segmentation of the ne gulf of aden passive margin, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**(11), 24 p.
- Früh Green, G. L., Connolly, J. A. D., Plas, A., Kelley, D. S., & Grobety, B., 2004. Serpentinization of oceanic peridotites: Implications for geochemical cycles and biological activity, *Geophysical monograph*, **144**, 119–136.
- George, R., Rogers, N., & Kelley, S., 1998. Earliest magmatism in ethiopia: Evidence for two mantle plumes in one flood basalt province, *Geology*, **26**, 923–926.
- Girardeau, J., Rogers, N., & Beslier, M.-O., 1988. Structural analysis of plagioclase-bearing peridotites emplaced at the end of continental rifting: hole 637a, odp leg 103 on the galicia margin, *Proc. ODP, Sci. Results*, **103**, 209–223.
- Greenroyd, C. J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A. B., & Hobbs, R. W., 2008. Do fracture zones define continental margin segmentation? – evidence from the french guiana margin, *Earth and Planetary Science Letters*, **272**(3–4), 553–566.
- Hébert, H. I. n., Deplus, C., Huchon, P., Khanbari, K., & Audin, L., 2001. Lithospheric structure of a nascent spreading ridge inferred from gravity data : The western gulf of aden, *Journal of Geophysical Research*, **106**(B11), 26345–26363.
- Hofmann, C., Courtillot, V., Féraud, G., Rochette, P., Yirgu, E., Kefeto, E., & Pik, R., 1997. Timing of the ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change., *Nature*, **389**, 838–841.
- Huchon, P. & Khanbari, K., 2003. Rotation of the syn-rift stress field of the northern gulf of aden margin, yemen, *Tectonophysics*, **364**(3–4), 147–166.
- Huisman, R. S. & Beaumont, C., 2008. Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension, *Geological Society of America*, **36**(2), 163166.
- Ildefonse, B., Blackman, D. K., John, B. E., Ohara, Y., Miller, D. J., & Integrated Ocean Drilling Program, E. S. P., 2007. Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges, *Geology (Boulder)*, **35**(7), 623–626.
- Jestin, F., Huchon, P., & Gaulier, J., 1994. The somalia plate and the east african rift system: present kinematics., *Geophysical Journal International*, **116**, 637–654.
- Jin, S., Madariaga, R., Virieux, J., & Lambaré, G., 1992. Twodimensional asymptotic iterative elastic inversion, *Geophys. J. Internat.*, **108**, 1–14.
- Karner, G. D. & Shillington, D. J., 2005. Basalt sills of the u reflector, newfoundland basin: A serendipitous dating technique, *Geological Society of America*, **33**(12), 985988.
- Kenea, N. H., Ebinger, C. J., & Rex, D. C., 2001. Late oligocene volcanism and extension in the southern red sea hills, sudan, *Journal of the Geological Society of London*, **158**(Part 2), 285–294.
- King, S. D. & Anderson, D. L., 1998. Edge-driven convection, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 289–296.
- Lambaré, G., Virieux, J., Madariaga, R., & Jin, S., 1992. Iterative asymptotic inversion in the acoustic approximation, *Geophysical Journal International*, **57**, 1138–1154.
- Lambaré, G., Operto, S., Podvin, P., & Thierry, P., 2003. 3d ray+born migration/inversion - part 1 : Theory, *Geophysics*, **68**, 1348–1356.
- Lavier, L. & Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins, *Nature*, **440**, 324–328.
- Lepvrier, C., Fournier, M., Béard, T., & Roger, J., 2002. Cenozoic extension in coastal dhofar (southern oman) : implications on the oblique rifting of the gulf of aden, *Tectonophysics*, **357**, 279–293.
- Leroy, S., Mercier de Lépinay, B., Mauffret, A., & Pubellier, M., 1996. Structural and tectonic evolution of the eastern cayman trough (caribbean sea) from seismic reflection data, *AAPG Bulletin*, **80**, 222–247.
- Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., d'Acremont, E., Patriat, P., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al-Kathiri, A., Merkuriev, S., Fleury, J.-M., Ruellan, P.-Y., Lepvrier, C., & Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern gulf of aden: a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin, *Terra Nova*, **16**(4), 185–192.
- Leroy, S., Ebinger, C., d'Acremont, E., Stuart, G., Al-Lazki, A., & et al., 2006. The onshore-offshore encens project: Imaging the stretching/thinning of the continental lithosphere and inception of oceanic spreading in the eastern gulf of aden, in *AGU Fall Meeting*.
- Leroy, S., d'Acremont, E., Tiberi, C., Autin, J., & Lucazeau, F., subm.a. Evidence of a recent off-axis thermal event in the eastern gulf of aden, *Earth and Planetary Science Letters*.
- Leroy, S., Ebinger, C., Lucazeau, F., d'Acremont, E., Autin, J., & et al., subm.b. Variation in styles of margins in the eastern gulf of aden: a combined mcs-obs-heat flow survey (encens experiment), *Nature*.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Dü sü nur, D., Tuchais, P., Huchon, P., Bellahsen, N., & Al-Toubi, K., in press. Persisting thermal activity in divergent margins: evidences from the eastern gulf of aden, *Nature geosciences*.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Autin, J., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Dü sü nur, D., Tuchais, P., Huchon, P., & Bellahsen, N., subm. A high heat-flow anomaly in the gulf of aden: an evidence of post break-up volcanism in divergent margins?, *Earth and Planetary Science Letters*.
- Manatschal, G., 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from west iberia and the alps, *International Journal of Earth Sciences*, **93**(3), 432–466.
- Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S., & Gillot, P., 1997. Propagation of rifting along the arabia-somalia plate boundary: the gulfs of aden and tadjoura, *J. Geophys. Res.*, **102**, 2681–2710.
- Manighetti, I., Tapponnier, P., Gillot, P., Jacques, E., Courtillot, V., Armijo, R., Ruegg, J., & King, G., 1998. Propagation of rifting along the arabia-somalia plate boundary: Into afar, *Journal of Geophysical Research*, **103**(B3), 4947–4974.
- Marcaillou, B., Spence, G., Wang, K., Collot, J.-Y., & Ribodetti, A., 2008. Thermal segmentation along the n. ecuador-s. colombia margin (1–4°n): Prominent influence of sedimentation rate in the trench, *Earth and Planetary Science Letters*, **272**(1–2), 296–308.
- Martin, B. & Fyfe, W. S., 1970. Some experimental and theoretical observations on the kinetics of hydration reactions with particular reference to serpentinization, *Chem. Geol.*, **6**, 185–202.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 25–42.
- Mercolli, I., Briner, A. P., Frei, R., Schönerberg, R., Nägler, T. F., Kramers, J., & Peters, T., 2006. Lithostratigraphy and geochronology of the neoproterozoic crystalline basement of salalah, dhofar, sultanate of oman, *Precambrian Research*, **145**(3–4), 182–206.
- Nagel, T. & Buck, W., 2007. Control of rheological stratification on rifting geometry: a symmetric model resolving the upper plate paradox, *International Journal of Earth Sciences*, **96**(6), 1047–1057.
- Ohara, Y., Yoshida, T., Kato, Y., & Kasuga, S., 2001. Giant megamullion in the parece vela backarc basin, *Marine Geophysical Researches*, **22**(1), 47–61.
- Operto, S., Lambaré, G., Podvin, P., Thierry, P., & Noble, M., 2003. 3d ray+born migration/inversion - part 2: Application to the seg/leage overthrust experiment, *Geophysics*, **68**, 1357–1370.
- Pérez-Gussinyé, M. & Reston, T. J., 2001. Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins; onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup, *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, **106**(3), 3961–3975.

- Pérez-Gussinyé, M., Reston, T. J., & Phipps, M. J., 2001. Serpentinization and magmatism during extension at non-volcanic margins: the effect of initial lithospheric structure, *Geological Society, London, Special Publications*, **187**(1), 551–576.
- Pérez-Gussinyé, M., Morgan, J. P., Reston, T. J., & Ranero, C. R., 2006. The rift to drift transition at non-volcanic margins: Insights from numerical modelling, *Earth and Planetary Science Letters*, **244**(1-2), 458–473.
- Péron-Pinvidic, G. & Manatschal, G., 2008. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from iberia-newfoundland: a new point of view, *International Journal of Earth Sciences*, pp. 1–17.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T. A., & Sawyer, D. S., 2007. Tectonosedimentary evolution of the deep iberia-newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history, *Tectonics*, **26**, C2011.
- Pickup, S., Whitmarsh, R., Fowler, C., & Reston, T., 1996. Insights into the nature of the ocean-continent transition off west iberia from a deep multichannel seismic reflection profile, *Geology*, **24**, 1079–1082.
- Platel, J., Roger, J., Peters, T., Mercolli, I., Kramers, J., & Le Mé tour, J., 1992. Geological map of salalah (1/250 000), sultanate of oman; sheet ne 40-09, Oman / P.
- Platel, J. P. & Roger, J., 1989. Evolution géodynamique du Dhofar (sultanat d'Oman) pendant le Cretace et le Tertiaire en relation avec l'ouverture du golfe d'Aden, *Bull. Soc. géol. France*, **5**(2), 253–263.
- Ranero, C. R., Banda, E., & Buhl, P., 1997. The crustal structure of the canary basin: Accretion processes at slow spreading centers, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 17 p.
- Razin, P., Leroy, S., Pointu, A., Robin, C., & Platel, J.-P., in prep. Reappraisal of sedimentology and stratigraphy of the northeastern margin of the gulf of aden (the dhofar region; sultanate of oman).
- Reston, T. & Pérez Gussinyé, M., 2007. Lithospheric extension from rifting to continental breakup at magma-poor margins: rheology, serpentinisation and symmetry, *International Journal of Earth Sciences*, **96**(6), 1033–1046.
- Reston, T., Ranero, C. R., & Belykh, I., 1999. The structure of cretaceous oceanic crust of the nw pacific: Constraints on processes at fast spreading centers, *Journal of Geophysical Research*, **104**, 629–644.
- Reston, T. J., 1990. Mantle shear zones and the evolution of the northern north sea basin, *Geology*, **18**(3), 272–275.
- Reston, T. J., Gaw, V., Pennell, J., Klaeschen, D., Stubenrauch, A., & Walker, I., 2004. Extreme crustal thinning in the south porcupine basin and the nature of the porcupine median high: implications for the formation of non-volcanic rifted margins, *Journal of the Geological Society*, **161**(5), 783–798.
- Ribodetti, A., Operto, S., Virieux, J., Lambar, G., Valero, H., & Gibert, D., 2000. Asymptotic viscoacoustic diffraction tomography of ultrasonic laboratory data : A tool for rock properties analysis, *Geophys. J. Int.*, **140**, 324340.
- Roger, J., Platel, J., Cavelier, C., & Bourdillon-de Grisac, C., 1989. Données nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire géologique du dhofar (sultanat d'oman), *Bull. Soc. Géol. France*, **2**, 265–277.
- Sage, F., Collot, J. Y., & Ranero, C. R., 2006. Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth-migrated seismic images at the central ecuador convergent margin, *Geology*, **34**(12), 997–1000.
- Schroeder, T. & Barbara, E. J., 2004. Strain localization on an oceanic detachment fault system, atlantis massif, 30 n, mid-atlantic ridge, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5**(Q11007), doi:10.1029/2004GC000728.
- Searle, R. C., Cannat, M., Fujioka, K., Mével, C., Fujimoto, H., Bralee, A., & Parson, L., 2003. Fuji dome: A large detachment fault near 64°e on the very slow-spreading southwest indian ridge, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **4** (8), 9105, doi:10.1029/2003GC000519.
- Shillington, D. J., Holbrook, W. S., Van Avendonk, H. J. A., Tucholke, B. E., Hopper, J. R., Loudon, K. E., Larsen, H. C., & Nunes, G. T., 2006. Evidence for asymmetric nonvolcanic rifting and slow incipient oceanic accretion from seismic reflection data on the newfoundland margin, *Journal of Geophysical Research*, **B9**(0148-0227), B09402.
- Singh, S. C., Crawford, W. C., Carton, H., Seher, T., Combi, V., Cannat, M., Canales, J. P., Dusunur, D., Escartin, J., & Miranda, J. M., 2006. Discovery of a magma chamber and faults beneath a mid-atlantic ridge hydrothermal field, *Nature*, **442**(7106), 1029–1032.
- Tamsett, D. & Searle, R., 1990. Structure of the alula-fartak fracture zone, gulf of aden, *Journal of Geophysical Research*, **95**(B2), 1239–1254.
- Tard, F., Masse, P., Walgenwitz, F., & Gruneisen, P., 1991. The volcanic passive margin in the vicinity of aden, yemen, *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **15**(1), 1–9.
- Thierry, P., Lambaré, G., Podvin, P., & Noble, M., 1999. 3d preserved amplitude prestack depth migration on a workstation, *Geophysics*, **64**, 222–229.
- Thinon, I., Matias, L., Réhault, J. P., Hirn, A., Fidalgo Gonzalez, L., & Avedik, F., 2003. Deep structure of the armorican basin (bay of biscay): a review of norgasis seismic reflection and refraction data, *Journal of the Geological Society of London*, **160**(Part 1), 99–116.
- Tiberi, C., Leroy, S., d'Acremont, E., Bellahsen, N., Ebinger, C., Al Lazki, A., & Pointu, A., 2007. Crustal geometry of the northeastern gulf of aden passive margin; localization of the deformation inferred from receiver function analysis, *Geophysical Journal International*, **168**(3), 1247–1260.
- Tucholke, B. E., Sawyer, D. S., & Sibuet, J. C., 2007. Breakup of the newfoundland iberia rift, *Geological Society, London, Special Publications*, **282**(1), 9–46.
- Vendeville, B., Cobbold, P. R., Davy, P., Choukroune, P., & Brun, J. P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales, *Geological Society, London, Special Publications*, **28**(1), 95–107.
- Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J., Khanbari, K., & Asfaw, L., 2006. Confirmation of arabia slow plate motion by new gps data in yemen, *Journal of geophysical research*, **111**(B02402), doi:10.1029/2004JB003229.
- Watremez, L., Leroy, S., Rouzo, S. p., d'Acremont, E., & Untermeier, P., submitted. The crustal structure of the northeastern gulf of aden magma-poor margin from wide-angle seismic data.
- Weinberg, R. F., Regenauer-Lieb, K., & Rosenbaum, G., 2007. Mantle detachment faults and the breakup of cold continental lithosphere, *Geology*, **35**(11), 1035–1038.
- White, R. S., McKenzie, D., & O'Nions, R., 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions, *Journal of Geophysical Research*, **97**(B13), 19683–19715.
- Whitmarsh, R. & Wallace, P., 2001. The rift-to-drift development of the west iberia nonvolcanic continental margin: a summary and review of the contribution of ocean drilling program leg 173, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **173**, 1–36.
- Whitmarsh, R. B. & Sawyer, D. S., 1996. The ocean-continent transition beneath the iberia abyssal plain and continental-rifting to seafloor-spreading processes, *Proc. ODP. Sci. Results*, **149**, 713–733.
- Wilson, P. G., Turner, J. P., & Westbrook, G. K., 2003. Structural architecture of the ocean-continent boundary at an oblique transform margin through deep-imaging seismic interpretation and gravity modelling: Equatorial guinea, west africa, *Tectonophysics*, **374**(1-2), 19–40.
- Worzel, J., 1968. Advances in marine geophysical research of continental margins., *Can. J. Earth Sci.*, **5**, 963–983.
- Zelt, C., Sain, K., Naumenko, J., & Sawyer, D., 2003. Assessment of crustal velocity models using seismic refraction and reflection tomography, *Geophysical Journal International*, **153**(3), 609–626.

D. SEGMENTATION DE LA MARGE : VARIABILITE DE L'ARCHITECTURE DES SEGMENTS

L'étude complète des segments de Mirbat et de Taqah est encore en cours. Néanmoins, les quelques profils traités et les monotraces migrées sur la zone, associés aux autres méthodes géophysiques, permet de mettre en évidence les différentes caractéristiques de ces deux segments et de montrer l'évolution et la grande variabilité d'un segment à l'autre, sur des distances assez courtes.

1. Variabilité de l'architecture des segments

L'étude morphologique et structurale des segments de Taqah et Mirbat a montré la même morphologie générale (Figure III-58 et Figure III-59) que celle décrite pour le segment d'Ashawq-Salalah (cf. III.B.1 et III.C). Pour résumer, au nord des profils, des horsts peu profonds délimités par des failles normales à fort rejet, s'intercalent avec des grabens perchés qui présentent des sédiments en éventail attribués à la période syn-rift (cf. article B.4.2, figure 6). Plus au sud, le dernier escarpement est limité par une faille majeure à pendage vers le sud, constituant le pied de marge. En pied de marge, le graben DIM constitue un graben profond contenant une forte épaisseur de sédiments (~ 5 km). Une partie de ces sédiments (non déformés) se dépose avant l'accrétion océanique (sédiments non présents sur la croûte océanique), et correspond donc aux sédiments syn-TOC (cf. article B.4.3). Le graben DIM est limité au sud par un haut de socle, appelé la ride de la TOC. Le graben DIM présente néanmoins des différences. En effet, sur le segment de Taqah un seul relief le borde (le relief en forme de « moule », Figure III-57, Figure III-60 et Figure III-66, ENCR11 en haut), alors que, sur le segment de Mirbat, un haut structural s'intercale entre la ride de la TOC et l'escarpement principal (Figure III-66, ENCR13 en bas). Plus au sud, au sud de la ride de la TOC, le bassin océanique présente une morphologie plane ou faiblement tectonisée au toit du socle avec une réflexion rugueuse. Le profil ENC55 fait exception car le domaine océanique du profil correspond à la zone de fracture de Socotra, à laquelle les reliefs observés appartiennent.

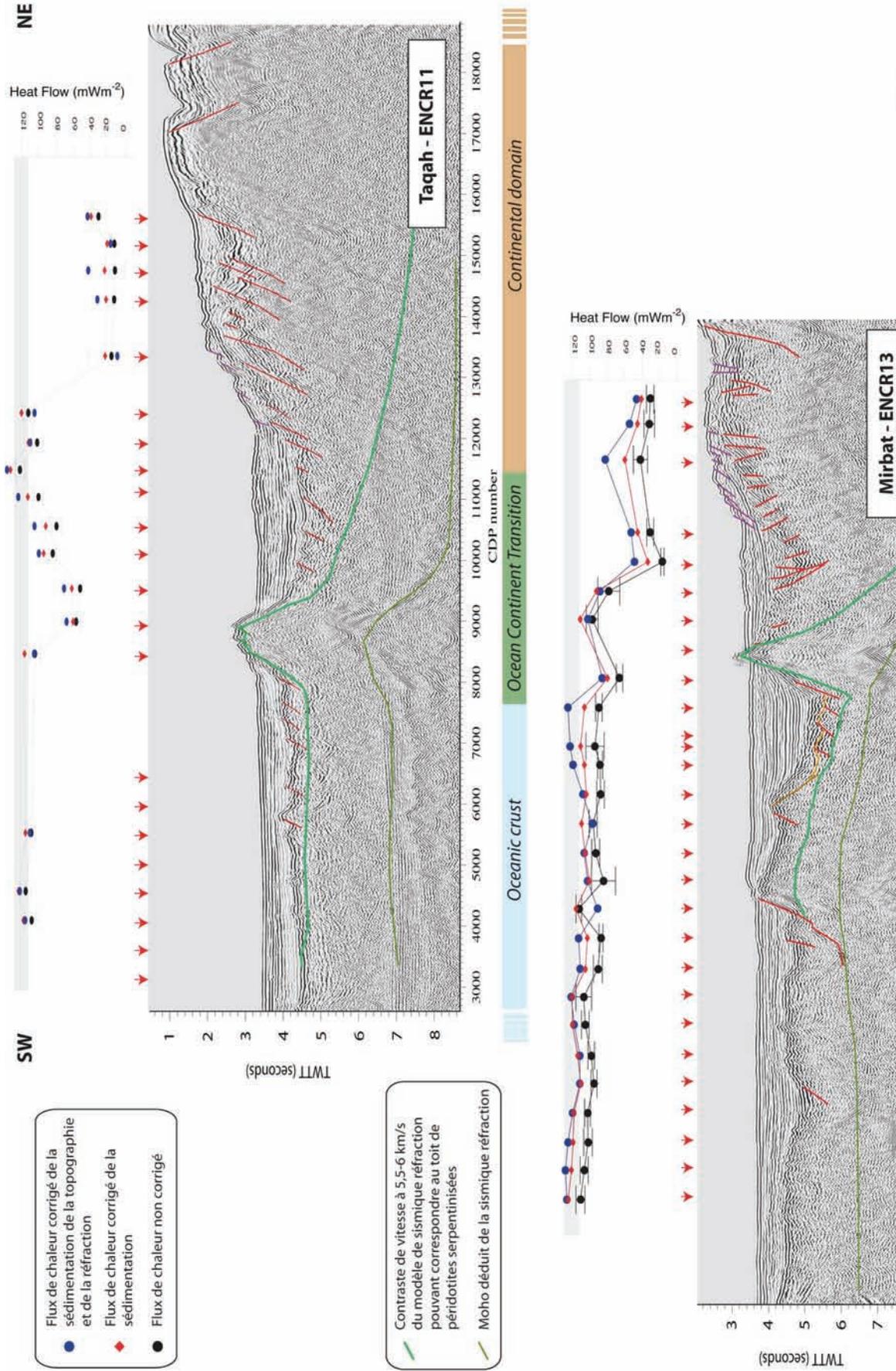


Figure III-66 : Profils caractéristiques des segments de Taqah (en haut) et de Mirbat (en bas) et le flux de chaleur correspondant. Les traits verts correspondent au Moho identifié par la sismique réfraction. Les flèches rouges correspondent aux points de mesures du flux de chaleur (Leroy *et al.* in prep.).

Si l'on résume les caractéristiques de la TOC du segment d'Ashawq-Salalah décrites en détail dans l'article précédent (B.6.2), la ride de la TOC montre une morphologie arrondie (Figure III-58), un toit du socle très réfléchissant correspondant à un volcan (identifié sur le profil ENC34), et des réflecteurs forts, parfois profonds correspondant à des coulées ou des sills alimentés par des dykes (cf. article B.5.1.1 et B.6.1.3). Ce segment possède donc une signature magmatique au niveau de la TOC.

Par contre, à l'Est sur le segment de Mirbat, la TOC possède une morphologie plus accidentée, limitée par des failles, montrant une signature « tectonique ». De plus, la TOC est deux à trois fois plus large sur le segment de Mirbat que sur celui d'Ashawq-Salalah. La comparaison du profil de réfraction ENCR13 avec un profil grand-angle de la marge ibérique (Dean *et al.* 2000), nous permet de proposer que le relief le plus au sud pourrait être un lambeau de croûte continentale (Figure III-66 bas), sur du manteau exhumé (e.g. Péron-Pinvidic & Manatschal 2008).

Entre les deux, le segment de Taqah possède des caractéristiques propres, dissemblables de celles de Mirbat et d'Ashawq-Salalah. Il s'agit d'un segment court, le long duquel la TOC s'élargit vers l'Est afin d'accommoder la grande différence de largeur de la TOC entre le segment d'Ashawq-Salalah et le segment de Mirbat. Les caractéristiques morphologiques et structurales du segment de Taqah se rapprochent de celles du segment de Mirbat. La ride de la TOC est fortement tectonisée avec un relief très important, non enfouie sous la couverture sédimentaire (profil ENCR11, Figure III-66).

2. Deux schémas d'évolution différents

Les matériaux composant ces croûtes transitionnelles semblent très différents d'un segment à l'autre. Le segment de Mirbat ne présente pas les caractéristiques magmatiques observées sur le segment d'Ashawq-Salalah. La réflectivité du toit du socle est moindre et permet à une partie de l'énergie des ondes sismiques de se propager dans les milieux sous-jacents, ce qui ne serait pas possible en présence de séries volcano-sédimentaires. Aucun volcan n'a été identifié. Les réflecteurs les plus forts ne concordent ni avec des coulées, des sills, des éventails volcano-sédimentaires ou des intrusions profondes, alors que ces objets sont observés ou suspectés sur le segment d'Ashawq-Salalah. Les résultats préliminaires de la sismique réflexion semblent indiquer que la nature de la TOC des segments de Mirbat et de Taqah pourrait en partie être composée de péridotites serpentinisées, et ce, sur une zone large de 30 km. Même si la présence de péridotites est suspectée sur le segment d'Ashawq-Salalah, elle serait exhumée en surface sur une plus faible distance (< 8 km). Elle serait ensuite intrudée puis recouverte par du matériel volcanique.

La structure et la nature de la TOC sur ces segments apparaissent différentes. Le segment d'Ashawq-Salalah semble connaître une exhumation modérée de matériaux profonds (croûte ductile et manteau), tandis que le segment de Mirbat connaîtrait une exhumation plus importante de

matériaux profonds. La présence, encore supposée, d'un lambeau de croûte continentale reposant sur le manteau exhumé irait dans le sens d'une exhumation plus importante à l'Est qu'à l'Ouest (Figure III-66 ; les rides enfouies sous les sédiments dans la TOC, profil ENCR13). La différence de quantité de matériel exhumé au sein de la TOC de chaque segment suggère une différence importante du taux de déformation. Ce taux de déformation, plus élevé sur le segment de Mirbat, pourrait être dû à un taux d'extension plus fort, mais suffisamment faible pour permettre l'exhumation de manteau. Les propriétés rhéologiques de la lithosphère et les conditions thermiques peuvent aussi avoir une influence sur le taux de déformation. Dans l'hypothèse d'une formation synchrone de la TOC sur l'ensemble de la zone d'étude, le taux de déformation sur ces segments serait plus important à l'Est qu'à l'Ouest. Ce qui suggère une cinématique d'ouverture en ciseaux le long de ce segment de premier ordre, comme cela a été observé sur la marge Ouest ibérique (Péron-Pinvidic *et al.* 2007).

L'évolution de la marge semblerait donc commune à ces segments jusqu'à la formation de la TOC, puis des évolutions distinctes affecteraient chacun des segments. Cette exhumation est ensuite suivie de l'accrétion océanique puis d'événements volcaniques post-rift sur le segment d'Ashawq-Salalah, volcanisme inconnu des segments de Mirbat et de Taqah. Nous allons maintenant nous intéresser à l'ensemble des structures tectoniques du segment de premier ordre constituant notre zone d'étude.

3. Structures et segmentation du segment de premier ordre

Il est possible de raisonner en plan sur les structures et la segmentation grâce à la carte du socle acoustique réalisée sur le segment de premier ordre entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra (Figure III-60). Comme déjà énoncé, une segmentation de second ordre individualise trois segments : un segment de petite taille (~ 34 km) sépare deux segments de taille comparable (~ 70 km). À chaque limite entre les segments, la TOC est décalée de manière importante et toujours dans le même sens (vers le nord en allant vers l'est). Cette disposition est semblable à la morphologie de la côte. De plus, la composition de la TOC diffère de part et d'autre de la limite entre les segments d'Ashawq-Salalah et de Taqah, avec une forte composante magmatique post-rift sur le segment ouest qui ne semble pas affecter la TOC composée, semble-t-il, de péridotites serpentinisées sur les segments orientaux. La segmentation affecte aussi la croûte océanique dont l'âge varie de part et d'autre des limites de segments. Les structures appartenant à la croûte continentale (globalement N110°E) semblent être également affectées par une segmentation dans la partie la plus septentrionale. En effet, les structures de la croûte continentale de part et d'autre de la limite entre les segments d'Ashawq-Salalah et de Taqah montrent des directions (portion de failles orientées N70°E près des zones de transfert) compatibles avec une rotation induite par le décalage le long de la zone de transfert. Plus au nord encore, les zones de transfert semblent s'amortir progressivement dans la croûte continentale puisque les structures ne

semblent pas subir de rotations et gardent des directions N110°E caractéristiques de la déformation de la croûte continentale dans cette zone. Il est possible que la croûte continentale acquière une morphologie en échelon (en carte) au cours du rifting oblique, puis la TOC se forme et se segmente pour accommoder la différence de taux d'extension en affectant légèrement le sud de la croûte continentale. La segmentation de second ordre, induite par la structuration de la marge continentale, ne serait donc complètement acquise qu'à la fin de l'extension continentale, pendant la formation de la TOC.

Les directions des failles affectant la zone d'étude peuvent être repérées sur le schéma structural (Figure III-60). Une grande majorité des failles possède une direction comprise entre N90°E et N110°E. Quelques segments sont orientés N70°E sur d'assez courtes longueurs. Nous supposons qu'il en existe plus mais que la résolution offerte par l'espacement des profils ne permet peut-être pas de les imager. Quelques failles N50°E sont aussi observées, principalement en relation avec la déformation induite aux limites de segments et vers les zones de fractures.

Le graben DIM présente une ouverture et un approfondissement vers l'est qui semble compatible avec une ouverture en ciseaux du graben. D'autres grabens présentent les mêmes caractéristiques. Ces ouvertures en ciseaux pourraient être compatibles avec un taux d'extension différentiel le long du segment de premier ordre.

La structuration de la croûte continentale à terre et en mer diffère en terme de directions de failles (Figure III-60). À terre, une faille majeure N70°E (50 km de long) délimite la Plaine de Salalah tandis que les failles N110°E sont plus courtes (~ 15 km) mais plus nombreuses. En mer, les structures N70° ne sont pas aussi importantes (< 10 km), et il est possible que des failles N70° courtes ne soient pas imagées. Les failles N90° à N110° dominent. La plupart des grabens observés en mer sont orientés N90° à N110° alors que la Plaine de Salalah est orientée N70°E. Une pente vers l'ouest a été observée au sein des formations syn-rift du graben d'Ashawq au moment de leur dépôt (Razin *et al.* in prep.). Cette pente serait aussi compatible avec l'approfondissement vers l'est induit par une ouverture en ciseaux du segment de premier ordre. Cette ouverture en ciseau est elle-même compatible avec une ouverture oblique.

Les hypothèses d'évolution formulées pour la marge nord du Golfe d'Aden orientale nous conduisent à nous interroger sur la formation de la marge sud. C'est ce à quoi nous allons maintenant nous intéresser. Une étude structurale et microstructurale nous permettra d'élaborer un modèle plus complet de la fracturation des marges dans leur partie proximale et distale. Puis nous étudierons les résultats des modélisations analogiques du rifting oblique afin de dégager les mécanismes à l'origine de la structuration et de la segmentation du Golfe d'Aden. Ces modèles seront comparés aux observations réalisées sur la marge nord-est (chapitre IV) et sur la marge sud-est (chapitre V).

IV. ETUDE DE TERRAIN STRUCTURALE ET MICROSTRUCTURALE DE LA MARGE SUD, ILE DE SOCOTRA

A. TRAVAUX ANTERIEURS	175
B. TRAITEMENT DES DONNEES DE MICROSTRUCTURALES	177
C. DONNEES STRUCTURALES	179
D. DONNEES MICROSTRUCTURALES	183
1. Directions d'extension	183
2. Chronologies	186
E. DISCUSSION	188
1. La zone de transfert d'Hadibo	188
2. Familles de failles et chronologies	191

L'étude de l'évolution des marges continentales étirées nécessite une bonne connaissance des marges conjuguées. La marge sud-est du Golfe d'Aden, conjuguée de celle étudiée en détail précédemment, n'a malheureusement pas pu bénéficier de la couverture sismique déployée sur la marge nord-est. La campagne Encens, qui devait à l'origine être déployée sur les marges conjuguées, n'a finalement été autorisée que sur la marge nord-est en raison des fréquentes attaques de pirates au large des côtes somaliennes. Seules les données sismiques 3 traces de la campagne Encens-Sheba sont donc disponibles. Néanmoins, il nous a été possible de mener une étude structurale et microstructurale de la marge sud-est émergée. Les terrains affleurants de la marge sud-est se situent au nord-est de la Somalie et sur l'île de Socotra. Les affleurements somaliens sont fortement en retrait par rapport au talus continental et n'offrent donc que des informations sur les zones les plus proximales de la marge. De plus, leur accès est actuellement interdit aux équipes de recherche par le Ministère de l'Intérieur en raison des fortes tensions géopolitiques. L'île de Socotra fournit donc les seuls affleurements terrestres accessibles de la marge sud-est du Golfe.

Le segment étudié par la sismique réflexion sur la marge nord-est se situe entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra. L'île de Socotra se situe à l'Est de ce segment et ne constitue donc pas à proprement dit la marge conjuguée du segment étudié au nord. Néanmoins, les données structurales et microstructurales récoltées sur l'île nous permettent de compléter les études des champs de déformation et de contraintes observés sur la marge nord (Huchon *et al.* 1991; Lepvrier *et al.* 2002; Huchon & Khanbari 2003; Fournier *et al.* 2004; Bellahsen *et al.* 2006). Ainsi, nous pouvons tirer des conclusions sur l'évolution de la fracturation et la succession de différents états de contraintes au cours du rifting oblique du Golfe d'Aden. Après avoir présenté les résultats structuraux des précédentes études géologiques de l'île, nous nous concentrerons sur les nouvelles données structurales et microstructurales. Les données de fracturation et les champs de contraintes obtenus permettront ensuite de proposer un modèle d'évolution structural du rifting oblique du Golfe d'Aden auquel nous pourrions comparer les résultats de modélisations analogiques (chapitre VI).

A. TRAVAUX ANTERIEURS

La marge sud-est du Golfe d'Aden est beaucoup plus large que la marge nord-est (**Figure II-37**). Les marges sont donc fortement asymétriques (d'Acremont *et al.* 2005; d'Acremont *et al.* 2006). La marge sud-est proximale est immergée au sud des îles Abd Al Kuri contrairement à la marge nord-est. La majorité des terrains constituant le plateau continental se situent sous une tranche d'eau inférieure à 1000 m, où la prospection géophysique est difficile. Par contre, l'île de Socotra se situe à proximité du talus continental, où la bathymétrie indique une pente plus raide (**Figure II-37**). Les travaux précédents (Beydoun & Bichan 1969; Richardson *et al.* 1995; Birse *et al.* 1997; Bosence 1997; Morrison *et al.* 1997; Samuel *et al.* 1997) ont permis d'établir des corrélations entre les successions sédimentaires observées sur l'île de Socotra et celles de la région du Dhofar. Plus particulièrement, la sismique déployée sur le plateau continental au sud-ouest de l'île a permis à Birse *et al.* (1997) de mettre en évidence les différentes phases de déformation antérieures à l'ouverture du Golfe d'Aden. Le rifting de la Néotéthys entre l'Afrique-Arabie et la Laurasia engendre des bassins N140°E datés du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur. Puis, la séparation de l'Afrique et de l'Inde au Callovien-Oxfordien est marquée par des bassins orientés N45°E (dont le Bassin Nord Somalien) disposés en-échelon et séparés par des failles transformantes N-S. Enfin, le dépôt de plates-formes carbonatées au Crétacé est suivi par la séparation entre Madagascar et l'Inde au Crétacé supérieur le long de zones transformantes de direction N80°E (Figure II-29).

Les données structurales de l'île de Socotra proviennent de la carte géologique (MOMR 1990) et d'une étude de terrain récente (Fournier *et al.* 2007). Dans cette dernière étude, les auteurs proposent que le sens de l'asymétrie des marges conjuguées s'inverse de part et d'autre des zones de transfert le long du Golfe d'Aden. Ils suivent ainsi le modèle de Lister *et al.* (1986), dans lequel les marges se séparent le long de détachements d'échelle lithosphérique. Le sens de cisaillement serait susceptible de s'inverser de part et d'autres des zones de transfert, engendrant ainsi la juxtaposition d'une unité supérieure du détachement et d'une unité inférieure le long d'une même marge. À Socotra, la partie ouest de l'île est structurée par des blocs basculés perpendiculaires à la direction d'ouverture du Golfe d'Aden, tandis que la partie Est serait constituée d'un anticlinal dont le cœur est le socle. La zone de transfert d'Hadibo, qui sépare les deux parties de l'île, présente un mouvement décrochant dextre. Les auteurs proposent que la partie ouest de l'île soit l'unité inférieure d'un détachement crustal à pendage vers le nord, tandis que la partie est serait l'unité supérieure d'un détachement à pendage vers le sud.

Par ailleurs, les données microstructurales (Fournier *et al.* 2007) indiquent une direction d'extension N-S à N030°E, avec une exception (extension N145°E) (Figure IV-67). Ces directions sont comparables à celles mesurées sur la marge nord (N20°E et N160°E), au Yémen

(Huchon *et al.* 1991; Huchon & Khanbari 2003) et en Oman (Lepvrier *et al.* 2002; Fournier *et al.* 2004; Bellahsen *et al.* 2006).

La zone de transfert d'Hadibo est constituée de failles décrochantes dextres orientées N50-70°E. À proximité de la zone de transfert, des failles décrochantes conjuguées témoignent d'une direction d'extension N0-30°E avec une contrainte compressive principale horizontale N90-120°E. La direction d'extension reste donc identique sur les failles normales et décrochantes, avec des permutations de contraintes.

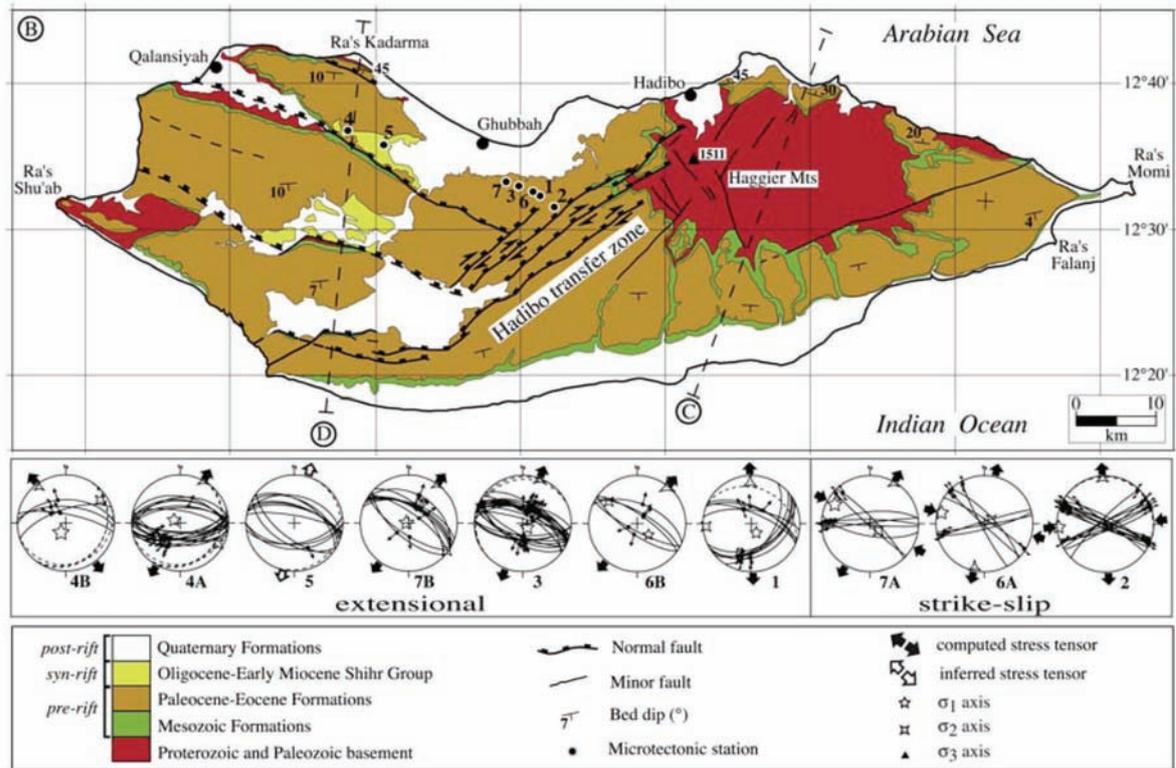


Figure IV-67 : Carte géologique de l'île de Socotra sur la marge sud-est du Golfe d'Aden (Fournier *et al.* 2007) sites de mesures de microtectoniques réalisées dans la partie nord-ouest de l'île (stéréogrammes).

B. TRAITEMENT DES DONNEES DE MICROSTRUCTURALES

Trois études de terrains ont été menées sur la marge sud du Golfe d'Aden oriental, sur l'île de Socotra au large de la Somalie (Novembre 2005, Janvier 2007 et 2008). Les données microstructurales traitées par mes soins appartiennent à la campagne de terrain de Janvier 2007 à laquelle j'ai participé. Les données structurales et microstructurales observées ont été mesurées en différents endroits. Les sites sont représentés sur la carte de l'île (Figure IV-68).

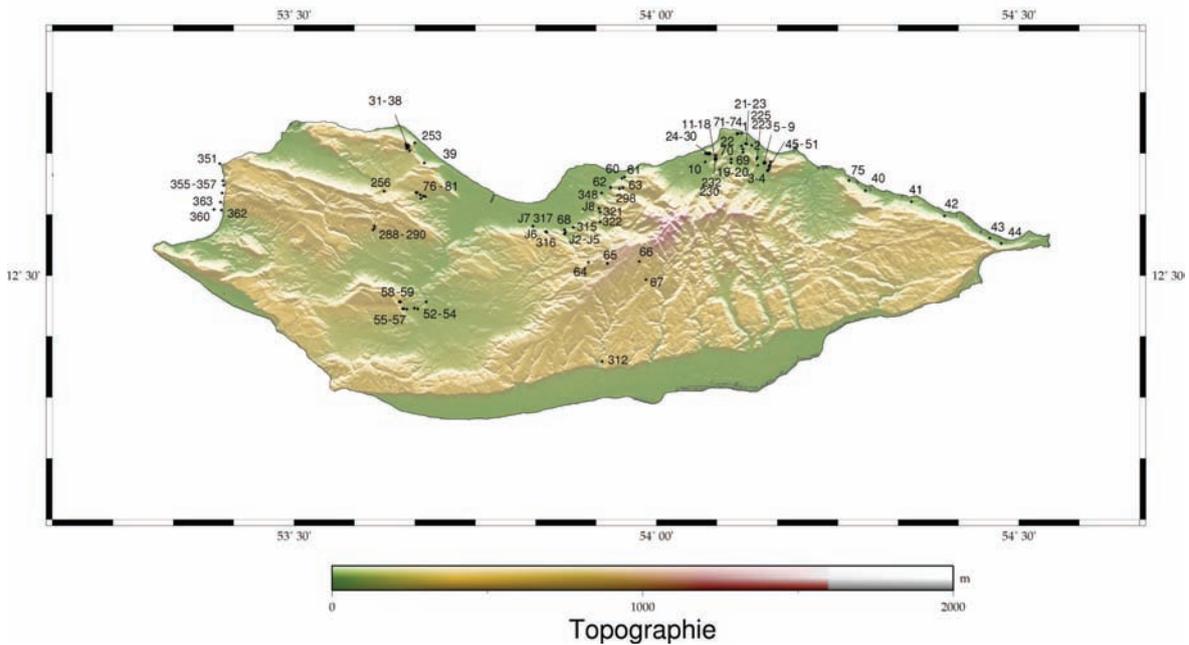


Figure IV-68 : Carte topographique de l'île de Socotra et sites d'étude structurale et microstructurale au cours de la campagne 2007.

Les failles mesurées sur le terrain résultent d'un état de contraintes au moment de leur formation. L'inversion des données microstructurales (orientation et cinématique des failles striées) permet de retrouver le ou les états de contraintes successifs ayant affecté la région. L'hypothèse de base des méthodes permettant l'inversion des données microstructurales est le parallélisme entre la contrainte tangentielle associée au tenseur des contraintes et la strie observée, principe explicitement décrit par Wallace (1951) et Bott (1959). Les méthodes d'inversion de données utilisées pour calculer le tenseur associé à une famille de failles sont basées sur les théories mécaniques de la rupture des roches, notamment le modèle d'Anderson (1942; et 1951). Cependant, ce modèle ne s'applique que dans le cas de fractures néoformées dans une roche homogène et cette hypothèse est rarement vérifiée.

L'inversion des données peut s'effectuer par des méthodes numériques et analytiques, adaptées pour le traitement systématique d'un grand nombre de données. En plus d'une indication précise sur l'orientation du tenseur, ces méthodes indiquent les magnitudes relatives des contraintes

(rapport de forme). Tout au long de leur développement (Carey & Brunier 1974; Angelier 1975; Armijo & Cisternas 1978; Angelier 1979; Angelier & Goguel 1979; Carey-Gailhardis 1979; Etchecopar *et al.* 1981; Angelier *et al.* 1982; Angelier 1984; Gephart & Forsyth 1984; Michael 1984; Pfiffner & Burkhard 1987; Reches 1987; Angelier 1989, 1990; Choi 1991), elles sont restées basées sur le principe de Wallace-Bott (Wallace, 1951 ; Bott, 1959), décrivant le parallélisme entre la strie et la contrainte tangentielle. Parallèlement à ce principe de base, ces méthodes se basent sur des hypothèses fortes :

- Le massif rocheux est considéré comme homogène et isotrope, ce qui ne prend pas en compte un éventuel héritage structural.
- Le champ de contrainte est constant au cours d'un même épisode tectonique.
- Chaque jeu de faille est indépendant des autres.
- La déformation se fait de manière discontinue et les rotations sont négligeables. On considère donc de petites déformations.

Ces hypothèses sont extrêmement fortes et peuvent être aisément discutées, notamment au sujet de l'isotropie du milieu.

Comme le tenseur réduit contient quatre paramètres à déterminer, il suffirait en théorie de connaître quatre failles pour le déterminer par la résolution d'un système de quatre équations à quatre inconnues. Mais si quatre failles suffisent, les erreurs seront alors grandes car la variabilité des paramètres compatible avec un jeu de failles décroît avec le nombre de failles et avec la couverture spatiale de ces failles. Un grand nombre de failles d'orientations diverses va donc permettre de bien contraindre le tenseur réduit.

La méthode INVD (Angelier 1990) se présente comme une solution permettant de déterminer le tenseur le plus adapté par un calcul analytique direct. Du fait de la prise en compte de la friction, la méthode INVD favorise les grandes contraintes tangentielles, ce qui paraît plus réaliste pour des failles néoformées ou héritées avec friction. C'est donc généralement la méthode INVD qui donne les résultats les plus cohérents.

Afin de reconnaître les déformations successives qui se sont imprimées dans les roches (polyphasage), les failles mesurées sont séparées en différentes populations, dont les critères de séparations sont principalement la compatibilité cinématique. Les populations sont distinguées selon le jeu des failles (normal, inverse ou décrochant) qui dépend de l'orientation des contraintes principales. L'orientation des failles est aussi prise en compte ainsi que tout critère de chronologie relative entre les mouvements observés (chronologie entre deux stries sur un même plan de faille par exemple).

C. DONNEES STRUCTURALES

Trois études de terrains de détail ont donc été menées sur l'île de Socotra par notre équipe (Novembre 2006, Janvier 2007 et 2008). Les premières datations du contenu fossilifère de différentes formations sédimentaires ont révélé des erreurs conséquentes sur la carte géologique de l'île (MOMR 1990). Il est donc apparu nécessaire de corriger la carte géologique pour pouvoir affiner son étude structurale jusqu'alors faussée par des erreurs de datations. Ce long travail est encore en cours car il nécessite de nombreuses datations paléontologiques sur des coupes stratigraphiques complètes ainsi qu'une cartographie de terrain précise. La séquence stratigraphique complète a été identifiée lors de la dernière mission en 2008. Nous présentons ici la nouvelle carte structurale qui sera complétée dès Janvier 2009 notamment dans sa partie centrale sud (Figure IV-69).

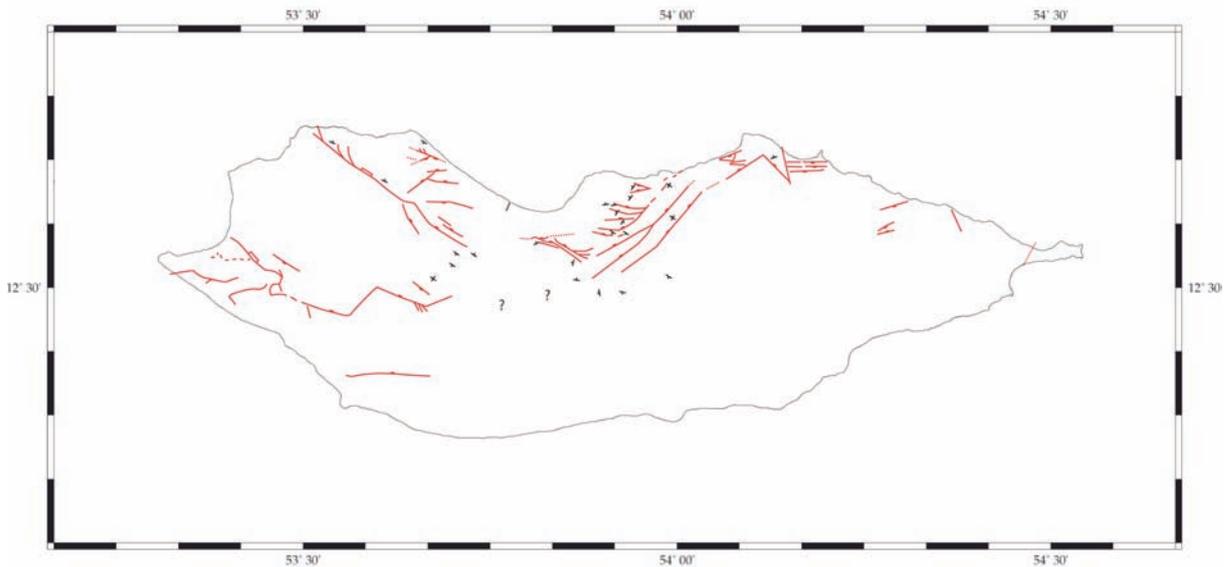


Figure IV-69 : Carte structurale en cours d'élaboration de l'île de Socotra sur la marge sud-est du Golfe d'Aden.

L'île de Socotra présente deux grands domaines structuraux. A l'ouest, la topographie est modérément élevée (< 900 m) et le relief est structuré par des blocs basculés vers le sud-sud-ouest (Figure IV-70). Les terrains à l'affleurement sont majoritairement tertiaires, mais également mésozoïques (Crétacé supérieur) et protérozoïques/paléozoïques (socle cristallin). Ces reliefs sont découpés par de grandes failles normales ou par des détachements à faible pendage. Ce domaine est très segmenté. La direction des failles normales majeures est principalement entre N110°E et N130°E à pendage vers le nord, délimitant trois blocs basculés réguliers (Figure IV-71).

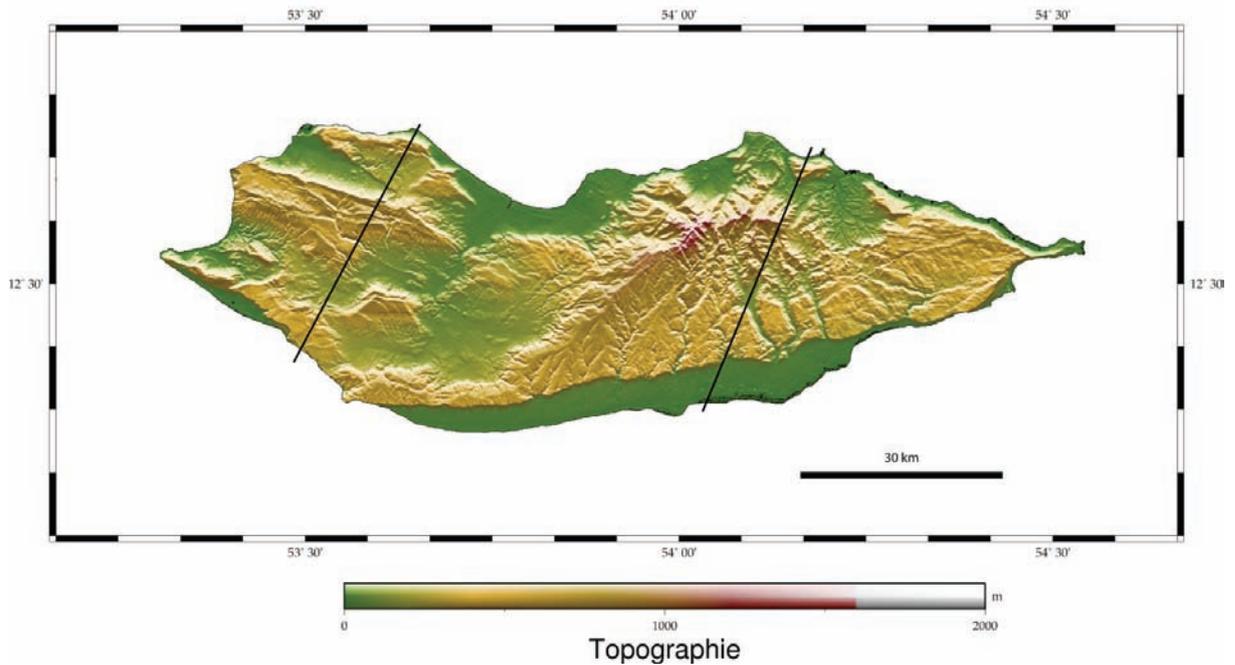


Figure IV-70 : Carte topographique de l'île de Socotra. Traits de coupes des deux domaines de l'île (figures IV-71 et IV-73).

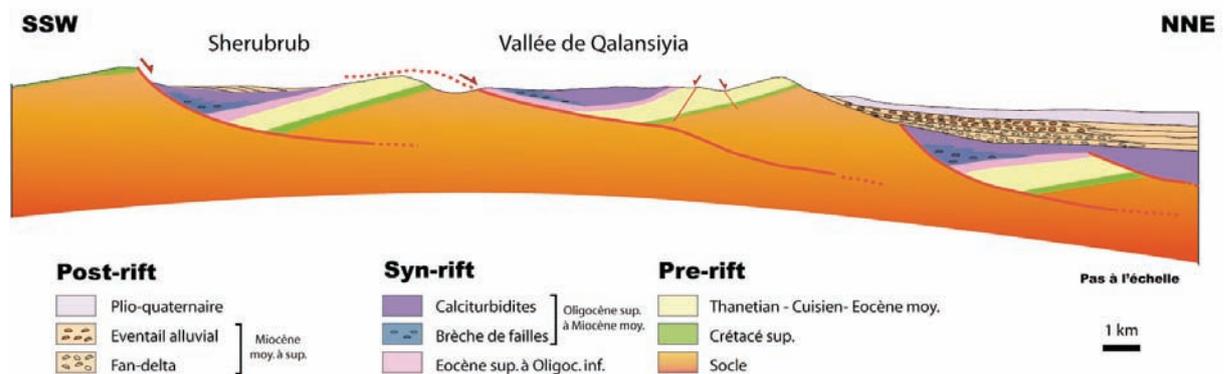
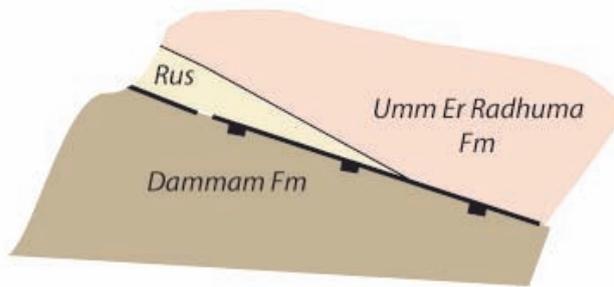


Figure IV-71 : Coupe schématique SSW-NNW du domaine Ouest de l'île de Socotra (Razin *et al.* to be subm.). Trait de coupe sur la figure IV-4.

Les failles à pendage vers le sud sont moins fréquentes. Les failles de détachement sont localisées dans la partie la plus occidentale de l'île. Elles présentent un pendage vers le nord. Des failles normales de direction N50-70°E sont fréquemment observées en relais entre les failles N110-130°E. Certaines failles présentent des directions qui changent (de N30°E-N50°E à N110°E par exemple). On peut aussi observer des failles s'arrêter en se connectant à une faille de direction différente. La Figure IV-72 montre la connexion d'une faille N70°E sur une faille N110°E. Le jeu sur la faille N70°E provoque la réactivation de la faille N110° dont une partie est abandonnée à l'ouest. On observe donc une chronologie dans la formation des failles N110°E puis N70°E.

1 - Faille N110°E avec un rejet assez faible



2 - Faille N70°E avec un rejeu sur la partie de la faille N100°E

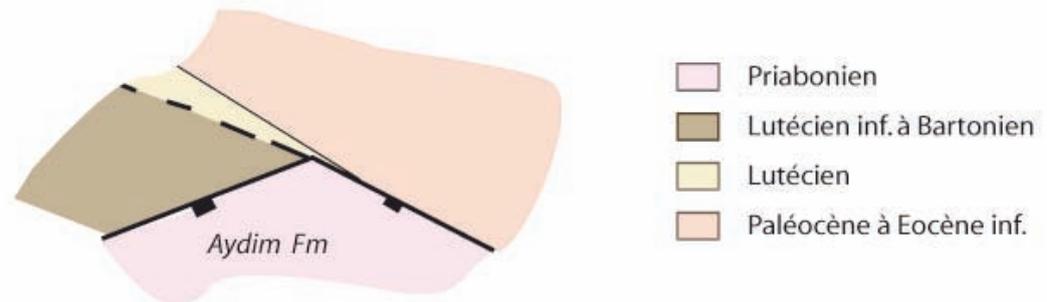


Figure IV-72 : Géométrie d'une faille N110°E à laquelle une faille N70° s'est connectée, provoquant la réactivation de la partie Est de la faille N110°E.

La zone de transfert entre les deux domaines structuraux de l'île est marquée par des failles de direction N50°E plus longues et dont le rejet vertical normal est important, d'après les affleurements de part et d'autre de la faille. Le compartiment ouest (effondré) de ces failles est découpé par de nombreuses failles (plus petites) de direction N60°E à N110-130°E qui se connectent par endroits aux extrémités des failles N50°E en formant une "queue-de-cheval" (Figure IV-69). Ces structures sont typiques des terminaisons de failles décrochantes et nous montrent que ces failles normales ont un jeu décrochant dextre non négligeable. On observe aussi des failles de directions N110°E qui se terminent en queue de cheval, attestant de jeux obliques senestres.

La partie Est de l'île présente une topographie plus élevée, dont les sommets sont constitués de socle (Mont Haghier: 1511 m). Cela implique un grand rejet vertical entre les deux domaines de l'île, au travers de la zone de transfert. Dans le domaine Est, les observations menées par Fournier *et al* (2007) sont les suivantes : au sud de l'île, les surfaces structurales sont pentées vers le sud, tandis qu'au nord, les surfaces structurales sont plutôt pentées vers le nord ou le nord-est sans failles associées. Celles-ci les conduisent à proposer une structure anticlinale pour toute la partie Est de l'île. Elle pourrait résulter d'un roll-over de l'unité supérieure d'un détachement à pendage vers le sud sous l'île de Socotra. Lors des dernières missions réalisées, nous avons observé, dans la partie nord de l'île, que le contact entre le socle et les sédiments crétacés ou tertiaires était en réalité faillé et que des failles normales à pendage vers le sud existaient. Ces observations nous permettent de proposer une autre structure: le socle à l'affleurement constituerait alors le sommet

d'un grand bloc basculé, limité à l'ouest par une zone de faille normale (la zone de transfert) et au nord par une ou plusieurs failles normales majeures à pendage vers le nord (Figure IV-73). Le bloc basculé est ainsi limité par deux segments de failles normales qui provoquent un soulèvement local très important à la jonction des deux segments (Figure IV-74).

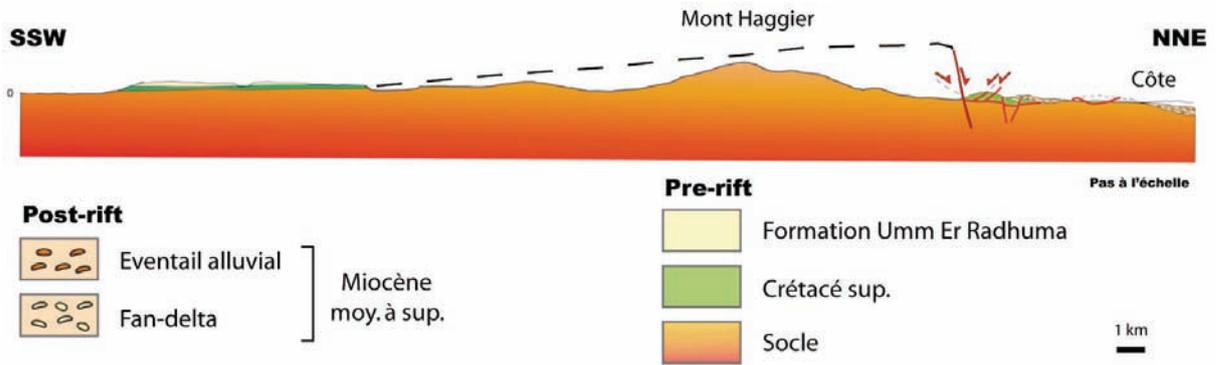


Figure IV-73 : Coupe schématique SSW-NNW du domaine Est de l'île de Socotra (Razin *et al.* to be subm.). Trait de coupe sur la figure IV-4.

Cette géométrie était décrite dans des modèles analogiques de réactivation oblique de failles normales (Bellahsen & Daniel 2005). Un des deux segments pourrait donc être un segment de faille réactivé.

Les surfaces structurales pentées vers le nord se situeraient au nord de cette zone de failles et constitueraient le haut de petits blocs basculés par de petites failles antithétiques (cf. au nord de la coupe, figure IV-7).

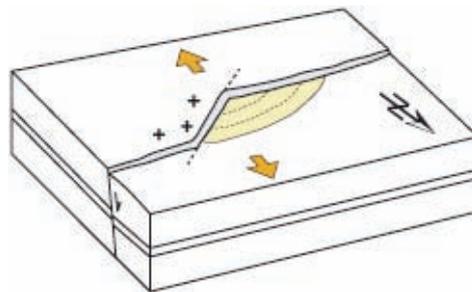


Figure IV-74 : Modèle de réactivation oblique de failles normales de Bellahsen et Daniel (2005) appliqué à la zone de transfert d'Hadibo. Les sédiments (en jaunes) marquent le dépointre tandis que le socle (croix) constitue la partie la plus élevée de l'île. Flèches jaunes : extension N20°E

D. DONNEES MICROSTRUCTURALES

La plupart des données microstructurales exploitées dans ce chapitre appartiennent à la campagne de terrain de Janvier 2007 à laquelle j'ai participé et dont j'ai traité les données.

1. Directions d'extension

a) Azimuts des failles normales

La plupart des familles de failles mesurées présente des failles normales conjuguées (Figure IV-75). Les azimuts des failles normales sont très variables. Il est parfois difficile de distinguer des familles de failles sur les sites les plus riches en mesure (par exemple, site 31-38). Différentes familles de failles ont pourtant été définies, même si cette différenciation peut paraître artificielle et discutable. Pour ce faire, on peut construire un histogramme des directions de failles (Figure IV-76). Toutes les directions de failles sont représentées. On observe surtout des pics vers N75°E et N90°E. Les failles majeures (schéma structural, Figure IV-69) ont des directions principalement entre N050°E et N120°E. Ainsi, nous considérons qu'il y a trois familles de failles : N70°E environ, E-W, et N110°E. Ces familles correspondent à celles observées sur la marge nord (e.g. Bellahsen et al., 2006). Nous utilisons ce découpage pour former des familles de failles dans les données microtectoniques.

Ainsi, par exemple, les sites 25 et 29 ont été divisés en 2 et 3 familles, respectivement. Même si il semble qu'elles pourraient former une seule et même famille avec des failles de directions N70°E à N130°E. Certains sites ne montrent qu'une direction de failles (exemples : sites 39, 61, 67) ou deux familles bien distinctes (exemple : site 60).

Le découpage donne le résultat suivant :

- azimuts autour de N70°E : sites 39, 50, 63c, 67, 77
- azimuts autour de N110°E : sites 24, 25a, 29c, 61
- azimuts autour de N90°E : sites 63b, 65, 25b, 29b
- plus rarement autour de N-S : site 60d et 79

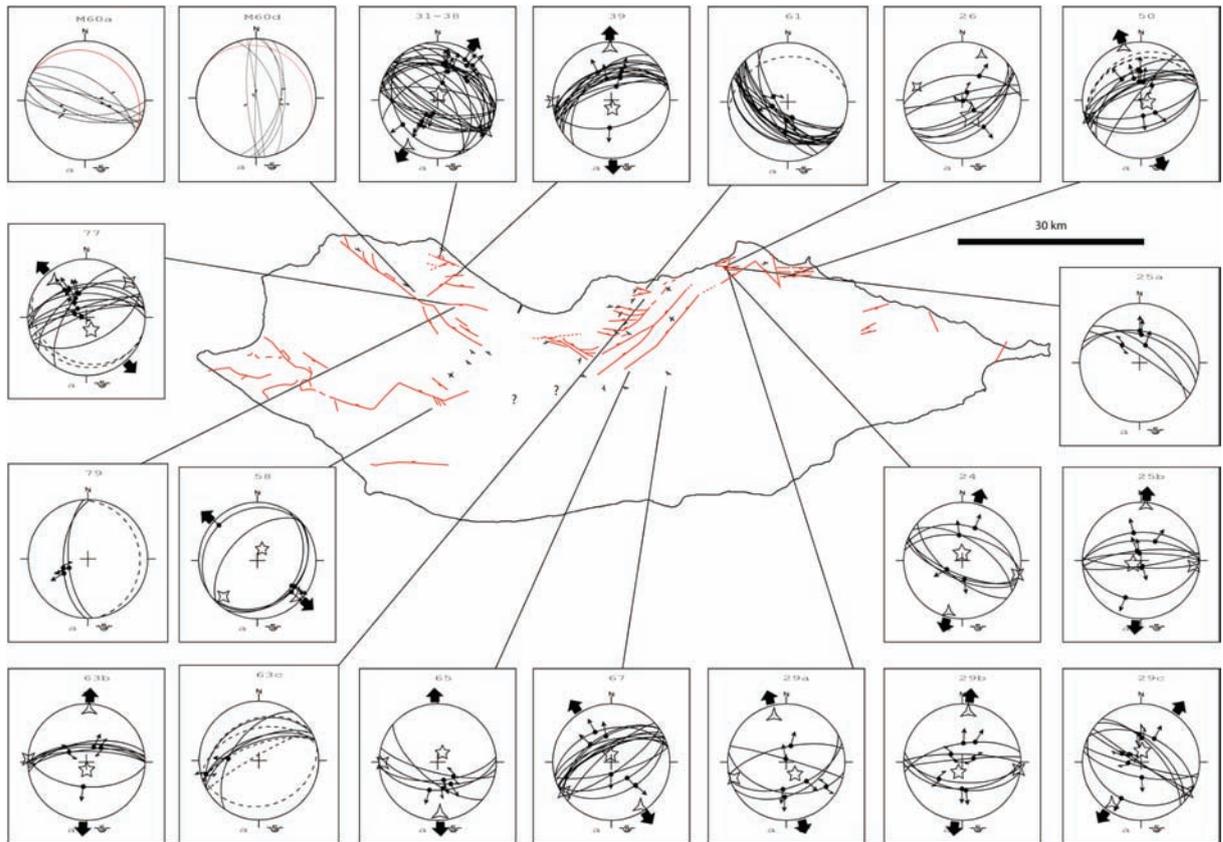


Figure IV-75 : Sites microtectoniques présentant des jeux normaux. Les flèches noires correspondent au champ de contraintes résultant de l'inversion. Étoile à trois branches : contrainte principale compressive minimale, étoile à quatre branches : contrainte principale médiane, étoile à cinq branches : contrainte principale maximale.

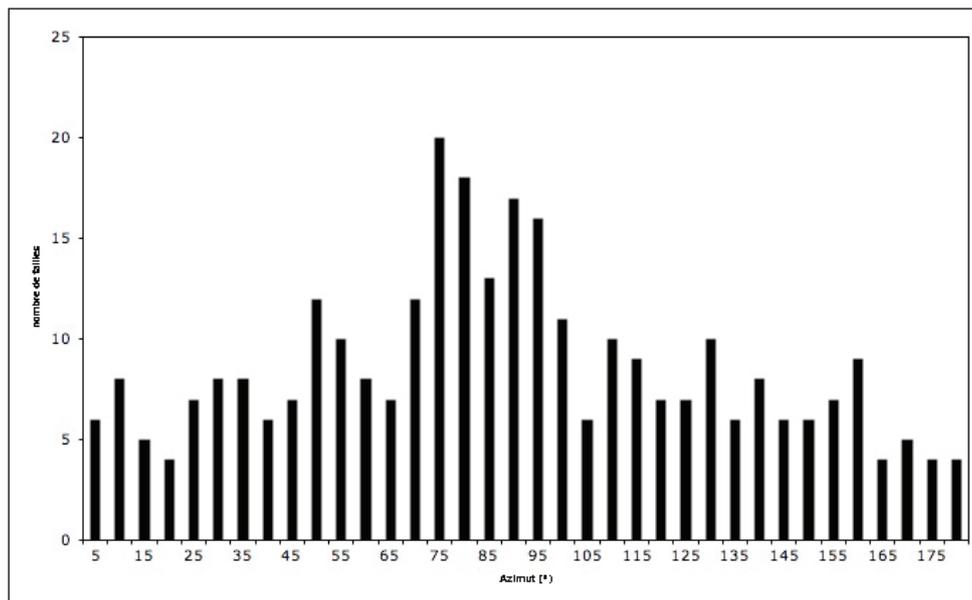


Figure IV-76 : Répartition des failles mesurées sur l'île de Socotra selon leur azimut. On remarque des pics à N75°E, direction parallèle au Golfe et à N90°E, direction intermédiaire. Le pic à N110°E, direction perpendiculaire à l'ouverture, est moins marqué car masqué par « le bruit de fond » de l'ensemble des directions mesurées.

Si l'on considère que ces failles se sont néoformées perpendiculairement à la direction d'extension, la contrainte compressive minimale de l'état de contraintes correspondant et les azimuts des failles normales sur l'île de Socotra semblent indiquer des directions d'extension multiples. Une direction N20°E est cohérente avec la direction actuelle d'écartement entre les plaques Somalie et Arabie. Une direction d'extension N160°E est perpendiculaire à la direction du Golfe d'Aden. Une direction N-S est intermédiaire entre les deux directions d'extension précédentes. Enfin, une direction d'extension E-W est moins généralisée. Ces directions ressortent également dans l'étude des jeux des failles normales (paragraphe suivant).

b) Jeux des failles normales

Les failles normales à stries présentent majoritairement des jeux dip-slip (par exemple : sites 25b, 50, 58, 65, 67, 77). Ces jeux dip-slip suggèrent plutôt que l'on enregistre l'état de contraintes correspondant à la néoformation.

Certains sites présentent des jeux qui peuvent être obliques (sites 24, 25, 29...) mais leur examen ne semble pas indiquer de manière sûre des phénomènes de réactivation. Peut-être ces stries obliques indiquent-elles un état de contraintes avec un rapport de forme $((\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3))$ proche de zéro. Les directions des stries sur les failles sont le plus souvent N20°E, N-S et N160°E. Bien souvent on retrouve ces deux directions d'extension sur les essaims de failles de même azimut (exemple : site 39). La direction d'extension N-S est peut être liée aux jeux dip-slip sur les failles normales E-W (site 29b) mais elle est souvent associée à des éventails de stries qui permettent d'obtenir uniquement une valeur moyenne de la direction d'extension.

Enfin, certains sites montrent des jeux franchement obliques (sites 60a, 63c).

En résumé, on observe, grâce aux jeux des failles normales, des directions d'extension de N20°E à N160°E. L'examen des familles de failles et des directions d'extension semble suggérer que ces directions correspondent à plusieurs états de contraintes. Il est difficile de trancher quant à savoir s'ils correspondent à une variabilité dans l'espace ou à une évolution dans le temps. Là où elles sont présentes au même endroit (site 29), il se pourrait qu'il faille les regrouper pour former une direction d'extension N-S sur une famille de failles aux directions variant de N70°E à N120°E, ce qui n'est pas mécaniquement impossible avec un champ de contrainte légèrement perturbé par quelques hétérogénéités et interactions entre failles.

c) Failles décrochantes

Des failles décrochantes conjuguées sont fréquemment observées (Figure IV-77). Ces décrochements ne sont pas restreints à la zone de transfert d'Hadibo. Les mouvements relatifs aux failles conjuguées indiquent des directions d'extension semblables à celles qui sont indiquées par les failles normales, c'est-à-dire N20°E, N-S, N160°E et E-W. Les décrochements semblent

souvent être néoformés comme le suggère leur pendage très élevé et le pitch très faible des stries. De plus, les sites concernés (Figure IV-77) présentent le plus souvent les deux familles de failles conjuguées.

Les sites 24, 61 et 78 font exception car ils montrent des décrochements avec des pendages plus modérés et des pitches plus forts, ce qui suggère plutôt une réactivation de faille normale en décrochement.

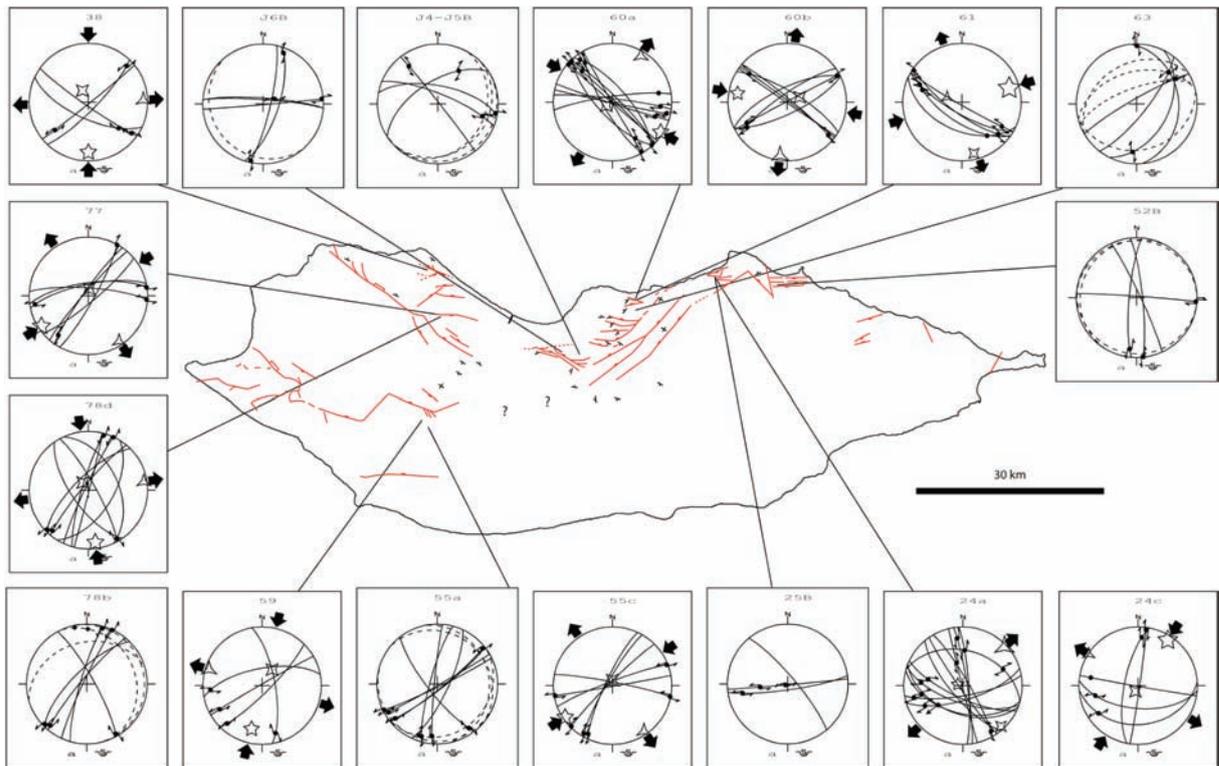


Figure IV-77 : Sites microtectoniques présentant des jeux décrochants. Les flèches noires grasses correspondent au champ de contraintes résultant de l'inversion. Étoile à trois branches : contrainte principale compressive minimale, étoile à quatre branches : contrainte principale médiane, étoile à cinq branches : contrainte principale maximale.

2. Chronologies

Pour contraindre un peu plus l'évolution du champ de contrainte, on peut étudier les quelques plans de faille présentant plusieurs familles de stries et permettant ainsi parfois de déterminer une chronologie entre les différents jeux sur une même faille (Figure IV-78). Ces jeux successifs sont des jeux normaux ou décrochants. Ces chronologies sont le plus souvent observées entre des stries concordantes avec les directions d'extension N20°E et N160°E. Néanmoins, il est difficile de déterminer une chronologie entre ces deux directions à l'échelle de l'île. En effet, si certains sites indiquent que la direction N20°E précède la direction N160°E (sites 25, 29), d'autres sites indiquent l'évolution inverse (site J4-J5, 11-16, 29). Ainsi, les différents sites étudiés ne subiraient pas, ou du moins n'enregistreraient pas la même évolution du champ de contraintes. Il est

aussi courant d'observer sur une même faille un premier jeu normal suivi d'un jeu décrochant, tout en conservant une direction d'extension commune aux deux mouvements (site 61).

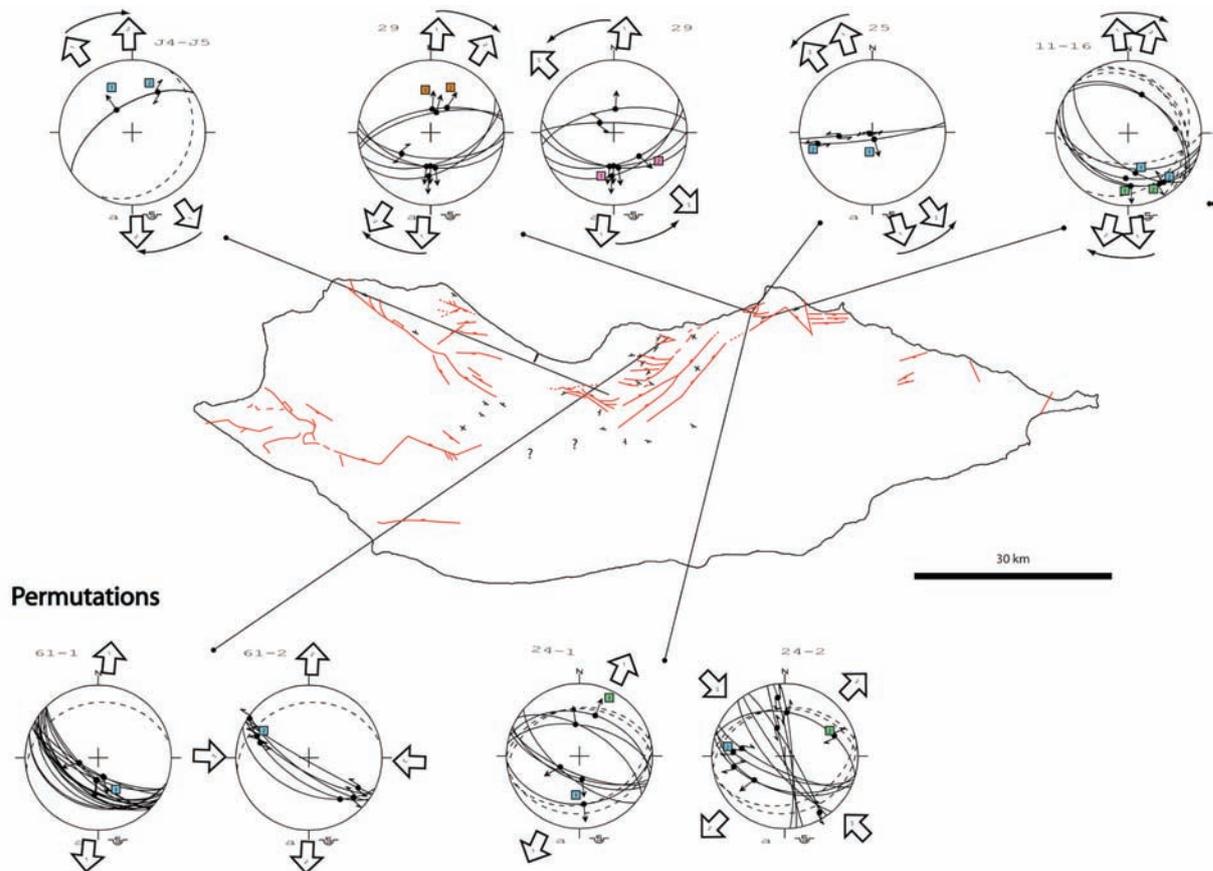


Figure IV-78 : Sites microtectoniques présentant des chronologies. Les grandes flèches blanches correspondent aux champs de contraintes déduits des mesures. Les diagrammes situés en bas semblent résulter d'une permutation de contraintes entre les deux contraintes principales les plus fortes.

E. DISCUSSION

L'étude microstructurale de l'île de Socotra met en évidence différents états de contraintes, mais ne permet pas d'établir une succession de ces événements. En effet, les différents états de contraintes ne s'expriment pas dans le même ordre en fonction des sites.

Les variations les plus importantes du champ de contraintes sont observées entre un état de contraintes indiquant une extension N20°E et un état de contraintes indiquant une extension N160°E. Ces états de contraintes peuvent caractériser un régime extensif ou décrochant. On observe aussi bien la succession d'une extension N20°E puis d'une extension N160°E que l'évolution inverse (Figure IV-78). Deux possibilités peuvent expliquer cela : (1) le champ de contraintes alterne plusieurs fois entre deux positions principales (extension N20°E et N160°E) au cours de l'ouverture du Golfe d'Aden, (2) le champ de contrainte est différent localement (déviation du champ de contraintes).

L'état de contrainte varie aussi parfois de manière plus fine. C'est le cas du passage d'un régime extensif à un régime décrochant résultant d'une même direction d'extension. Cela s'explique par une permutation des contraintes (Hu & Angelier 2004) déjà observée sur la marge nord en Oman (Fournier *et al.* 2004) et à Socotra (Fournier *et al.* 2007) : la contrainte verticale est supérieure à la contrainte horizontale principale au cours du régime extensif, puis la contrainte horizontale principale devient plus importante que la contrainte verticale, provoquant un régime décrochant. Le passage d'un régime à l'autre implique donc une diminution de la contrainte verticale (charge lithostatique moins importante) ou l'augmentation de la contrainte horizontale principale, qui pourrait être provoquée par une transpression. Le passage d'un régime décrochant à un régime extensif n'a pas été observé.

1. La zone de transfert d'Hadibo

Les domaines structuraux Est et Ouest de l'île de Socotra sont très différents en termes de morphologie, de distribution de la déformation et de mouvements verticaux. Ces différences peuvent être expliquées par l'étude de la zone de transfert d'Hadibo (ZTH) qui constitue donc une structure majeure. L'âge des terrains de part et d'autre de la ZTH (calcaires tertiaires principalement à l'Ouest et socle protérozoïque à l'Est) montre que le mouvement dominant de la ZHT est un jeu normal important (pendages principaux vers l'Ouest). Ce jeu est d'autant plus important que les altitudes les plus élevées sont enregistrées dans le socle du compartiment Est.

Les données microstructurales montrent que des petites failles de directions semblables à celle de la ZTH ont eu un jeu normal pur (Figure IV-75). Cette interprétation est argumentée par le fait que ces failles ont un pendage non vertical, environ 60-70°, typique des failles normales. Ces failles sont ensuite réactivées en décrochement. La ZTH était donc une grande zone de failles

normales qui a ensuite été utilisée comme zone de transfert. Fournier et al. (2007) ont montré que cette zone a effectivement subi de nombreux décrochements, notamment par permutation de contraintes sur l'état de contrainte extensif actif à plus grande distance de la ZTH. Ici, nous confirmons que cette zone a joué en décrochement (dextre), mais nous pensons qu'elle a d'abord joué en faille normale pendant les premiers stades de l'extension.

La ZTH est orientée N50°-60°E, ce qui ne correspond à aucune direction des structures majeures néoformées au cours du rifting tertiaire dans la Golfe d'Aden. De plus, la structure complètement différente de part et d'autre de cette zone de transfert semble indiquer une zone active très tôt qui peut ainsi individualiser deux zones aux déformations très différentes. Si la ZTH était tardive, il semble difficile d'expliquer les différences structurales entre l'Est et l'Ouest. Par ailleurs, l'étude sédimentologique tend à montrer que les domaines est et ouest étaient déjà différents au moment du dépôt des séries syn-rift (Razin *et al.* to be subm.). D'un point de vue structural, aucune faille E-W à N110°E ne semble franchir cette zone de transfert, ce qui semble suggérer que celle-ci est très précoce.

Enfin, une faille de direction NE-SW a été observée à l'extrémité Est de l'île avec un rejet vertical supérieur à 600 m, déplaçant les dépôts du Permo-Trias. Elle pourrait être d'âge Jurassique à Crétacé (Figure IV-79). Si l'on referme le Golfe d'Aden, on peut corréler cette direction de failles avec celle observée dans le Huqf au Nord de l'Oman et dans la région de Shaqirat (Sud-est de l'Oman). Ces failles pourraient être liées à la formation de la marge Afro-arabe au Jurassique-Crétacé. Il est donc possible que cette structure soit héritée (Figure II-29).

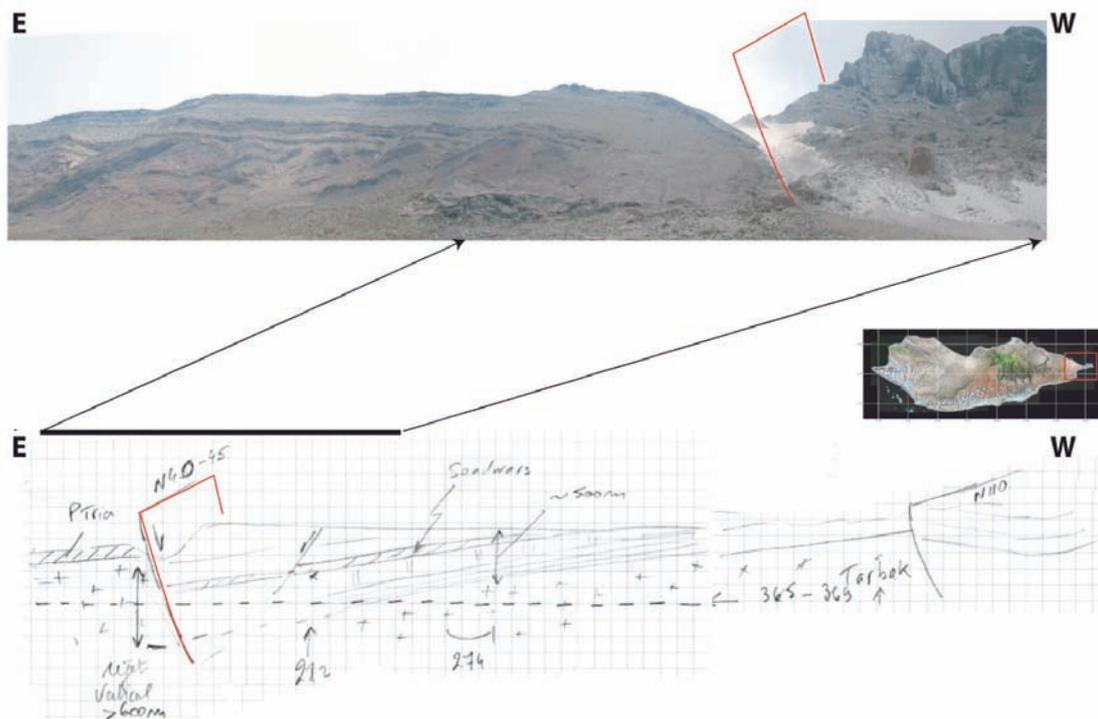


Figure IV-79 : Photographie et interprétation de la faille majeure à l'extrémité Est de l'île. Le socle est décalé de part et d'autre de la faille normale.

Les différences de style de déformation de part et d'autre de la ZTH pose la question de savoir où est accommodée la déformation à l'Est où l'on n'observe que peu de failles. En effet, le domaine Ouest est structuré par d'assez nombreuses failles normales et détachements (Figure IV-69). Cependant, il a été observé beaucoup moins de structures dans le domaine Est, où le socle affleure en abondance. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer cela. (1) Les deux domaines de l'île ne sont pas affectés par la même quantité de déformation, ce qui revient à dire que le domaine Est serait moins déformé, ce qui est peu probable. (2) Une part du domaine Est pourrait se situer en mer où la déformation serait plus intense. La bathymétrie mondiale (Sandwell & Smith 1997b) montre d'ailleurs une marge assez raide suggérant un important escarpement de faille normale, au pied duquel il est possible de découvrir des blocs basculés avant la première croûte océanique située plus au nord (Leroy *et al.* *subm.-a*) (Figure II-30). Fournier *et al.* (2007) ont interprété cette géométrie en suggérant que la déformation à l'Est est accommodée au niveau d'un détachement à pendage Sud au dessus duquel se forme un roll-over. La nouvelle cartographie de l'île en cours (Razin *et al.*, *to be subm.*) ne confirme pas directement cette hypothèse. En effet, de grandes failles de direction N110°E à pendage raide et à fort rejet ont été cartographiées au nord-est de l'île ce qui semble montrer l'absence d'un roll-over important, du moins à terre (Figure IV-73).

Des modélisations analogiques de failles normales réactivées en failles normales-décrochantes ont été entreprises par Richard and Krantz (1991), Higgins and Harris (1997) et Bellahsen and Daniel (2005). Ces modèles montrent que la réactivation provoque la formation de failles normales antithétiques conjuguées, de même direction que la faille réactivée ou légèrement oblique (entre la direction de la faille réactivée et la direction perpendiculaire à la direction de décrochement). L'angle de réactivation (angle entre la direction d'extension perpendiculaire à la faille héritée et la direction dans laquelle elle est réactivée) est de 50° dans le modèle de Higgins et Harris (1997) (Figure IV-80). Dans le modèle de Richard et Krantz (1991) la faille héritée est réactivée en décrochement pur (Figure IV-80). Dans les modèles de Higgins et Harris (1997), des failles sont néoformées en échelon avec une direction légèrement oblique à la faille réactivée. Puis, elles se rejoignent pour former de longues failles au tracé irrégulier (Higgins & Harris 1997).

La comparaison des linéaments repérés dans la topographie de la Zone centrale de Transfert d'Hadibo (Figure IV-80) avec les failles générées par les modèles analogiques permet de contraindre l'évolution de la zone de déformation. Il est probable que la zone de transfert d'Hadibo soit une vieille zone de faille affectant le socle et éventuellement les sédiments mésozoïques. Cette zone de faille est réactivée obliquement au début de l'extension syn-rift. On ne connaît pas la direction d'extension des réactivations précoces car les données microstructurales ne fournissent pas un calendrier assez fin. Toutefois, cette direction doit être entre N160°E et N20°E. On peut penser que dans les premiers stades d'extension la direction d'extension est N20°E, suggérée par les études microstructurales antérieures (Huchon & Khanbari 2003; Fournier *et al.* 2004; Bellahsen

et al. 2006), qui correspond à la direction cinématique d'écartement de l'Arabie par rapport à la Somalie, et qui est aussi suggérée par les modélisations de Bellahsen *et al.* (2003).

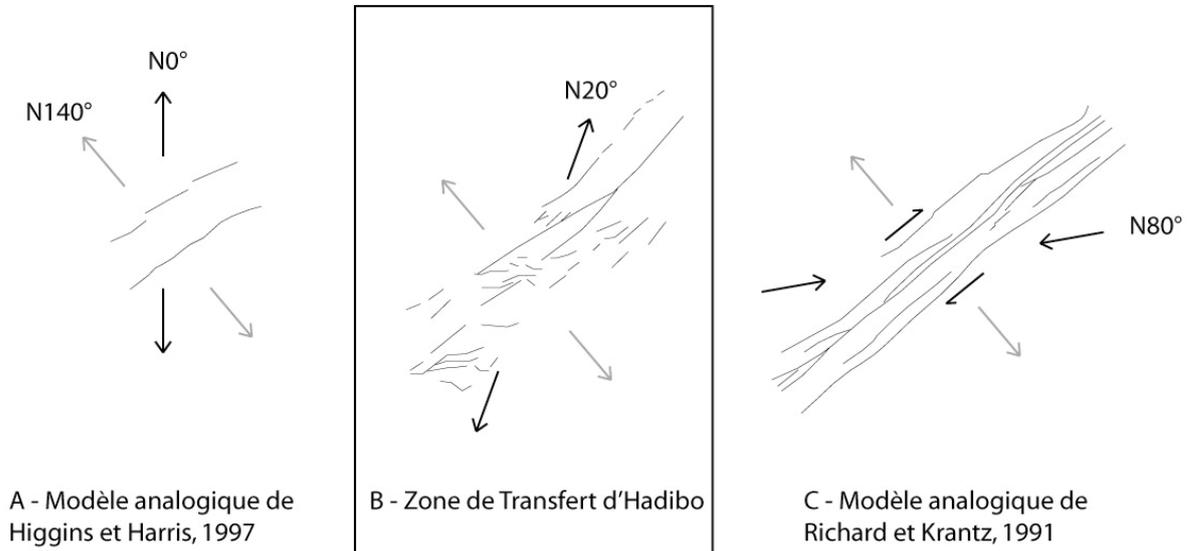


Figure IV-80 : Comparaison des linéaments au sein des zones de déformation générées par les modèles analogiques de (A) Higgins and Harris (1997) et (C) Richard and Krantz (1991) ainsi qu'au sein de la Zone centrale de Transfert d'Hadibo (B). La direction de néoformation des failles normales N50°E est représentée par les flèches grises. Les flèches noires représentent la direction d'extension de la réactivation pour A et B et la direction de compression de réactivation pour C.

2. Familles de failles et chronologies

La présence de trois familles de failles, N70°E parallèles au rift, N110°E perpendiculaires à l'extension et N90°E intermédiaires, peut être expliquée par l'interaction de l'état de contraintes aux limites (extension N20°E) avec des contraintes locales (extension N160°E) résultant de l'amincissement de la lithosphère dans une direction oblique (direction du rift, N70°E) (Zoback 1992; Bellahsen *et al.* 2006). En effet, dès que l'amincissement devient conséquent, la croûte, variant d'épaisseur, peut induire des contraintes extensives perpendiculairement au rift (perpendiculairement à la zone amincie). Il peut en résulter la formation de failles parallèles au rift, localisées là où la variation d'épaisseur est la plus importante. Les failles parallèles au rift seraient par conséquent plus tardives que les failles perpendiculaires à l'ouverture du rift.

Cette explication a été proposée dans le modèle évolutif du Golfe d'Aden de Bellahsen *et al.* (2006). Dans ce modèle, une première structuration du Golfe par les contraintes aux limites (N20°E) réactive les bassins mésozoïques N110°E en échelon et néoforme de nouvelles failles N110°E. Puis l'amincissement de la lithosphère se poursuivant, la direction de l'extension subit une rotation anti-horaire répondant à l'influence de contraintes locales. De nouvelles failles sont alors formées dans la direction N70°E et les failles N110°E sont réactivées obliquement.

Pour expliquer cette chronologie, Huchon et Khanbari (2003) propose que cette extension locale (N160°E) est perpendiculaire et due à la direction de propagation de la ride (ESE, N250°E). La ride, assimilée à un crack lithosphérique, induit, en se propageant, une contrainte extensive perpendiculaire à sa direction de propagation. La dorsale, dans le segment étudié, ne semble pas s'être propagée mais s'être mise en place de manière presque synchrone (voir d'Acremont et al., 2006, pour une discussion). Cet argument ne permet donc pas d'expliquer la présence d'une extension N160°E pérenne pendant tout le rifting le long de tout le Golfe.

Ces modèles permettent d'expliquer l'une des chronologies observées : la rotation anti-horaire depuis une extension N20°E vers une extension N160°E. Néanmoins, des rotations horaires du champ de contrainte restent mal expliquées. Les contraintes aux limites semblent « reprendre le pas » sur les contraintes locales. Ces problèmes seront abordés à la lumière des modèles analogiques présentés en partie VI. Toutefois, quelques pistes peuvent être fournies ici.

Les modèles analogiques de rifting oblique (Withjack & Jamison 1986; Tron & Brun 1991; McClay & White 1995; Bonini *et al.* 1997; Clifton *et al.* 2000; Mart & Dauteuil 2000), sur les rides obliques (Dauteuil & Brun 1993; McAllister *et al.* 1995; Dauteuil & Brun 1996) et les travaux dans le Golfe d'Aden (d'Acremont, 2002)(Bellahsen 2002; d'Acremont *et al.* 2005), les failles bordières montrent plutôt une direction préférentielle N70°E et les failles au centre du rift une direction N110°E à N120°E. Les nouvelles données sismiques interprétées dans cette thèse (chapitre IV) montrent que cette répartition des directions de failles n'est pas aussi arrêtée et que des failles N70°E sont aussi observées en mer (Figure III-60). Néanmoins, la part et la longueur des segments N70°E diminuent vers le centre du rift et cette observation peut être faite au premier ordre. D'Acremont et al. (2006) proposent qu'une fois que la partie la plus résistante de la lithosphère (manteau cassant) est suffisamment amincie, le rifting puis l'accrétion continuent sous l'influence prédominante de l'extension N20°E aux limites.

Cette dernière hypothèse permet d'expliquer la chronologie d'une extension N160°E puis N20°E. En effet, si l'on suit notre hypothèse de départ où les failles parallèles au rift résultent de l'amincissement de la lithosphère et des fortes variations d'épaisseur que cela induit, un amincissement important au centre du rift inhibe leur développement et les localisent sur les bords du rift. Dans les zones où la variation latérale d'épaisseur est trop peu importante, des failles N110°E se développent en réponse à l'extension N20°E continue, qui peut aussi réactiver des failles N70°E précédemment formées, reproduisant ainsi la chronologie N160°E puis N20°E.

A l'issu de ce travail, nous proposons donc que les trois familles de failles mesurées sur l'île de Socotra et les deux chronologies observées entre ces familles peuvent être expliquées par trois étapes principales. (1) Des failles N110°E se développent sous l'influence de l'extension aux limites N20°E. Elles sont disposées en échelon pour répondre à une hétérogénéité lithosphérique ou comme proposé par Bellahsen et al. (2003) comme due à l'interaction du point chaud des Afars et conditions aux limites. (2) L'amincissement de la lithosphère induit de fortes variations d'épaisseur et par conséquent des contraintes locales (extension perpendiculaire au rift) et initie des failles N70°E. (3) Enfin l'extension et l'amincissement se poursuivant, les variations d'épaisseur se localisent aux bords du rift et dans le centre du rift de nouvelles failles N110°E se développent dans les zones amincies avec la possible réactivation de failles N70°E.

L'étude structurale et microstructurale de l'île de Socotra sur la marge sud-est du Golfe d'Aden nous conduit à proposer une évolution du champ de contraintes spécifique au développement d'un rift oblique. Pour valider ou infirmer de telles hypothèses la modélisation analogique du rifting oblique est un bon outil. En effet, les résultats de deux de nos modèles nous permettent d'étudier l'évolution de la distribution des familles de failles dans le temps et dans l'espace. De plus, d'autres éléments structuraux nous permettent d'affiner notre idée de l'évolution du Golfe d'Aden. Ces résultats sont présentés dans le chapitre qui suit (chapitre VI) principalement à travers un article.

V. MODELISATION ANALOGIQUE DU RIFTING OBLIQUE

<i>A. INTERETS ET RESULTATS PRINCIPAUX</i>	<i>196</i>
1. Intérêts des modélisations réalisées dans cette étude	196
2. Résultats principaux	196
<i>B. CONSTRUCTION DES MODELES ET TRAITEMENT DES DONNEES</i>	<i>198</i>
1. Dispositif expérimental	198
2. Dimensionnement	199
3. Expériences réalisées	201
4. Traitement des données	202
<i>C. ARTICLE : ANALOGUE MODELS OF OBLIQUE RIFTING IN A COLD LITHOSPHERE</i>	<i>206</i>

A. INTERETS ET RESULTATS PRINCIPAUX

1. Intérêts des modélisations réalisées dans cette étude

Les nouveautés des modèles analogiques entrepris au cours de cette thèse sont de plusieurs types. D'un point de vue rhéologique, nous modélisons le développement d'un rift oblique au sein d'une lithosphère chaude (tricouche) ou froide (quadricouche) avec pour but de comparer leur évolution.

La modélisation du rifting oblique à l'échelle lithosphérique montre plusieurs intérêts. Les précédents modèles de rift oblique ont été réalisés à l'échelle crustale (croûte cassante ou cassante et ductile) et ne parviennent pas à reproduire les trois directions de failles observées dans les rifts obliques naturels. De plus, le changement d'échelle constitue à lui seul un intérêt certain pour la modélisation afin de mieux comprendre l'évolution à l'échelle de la lithosphère. Ensuite, les récentes études dans le Golfe d'Aden suggèrent la présence de manteau exhumé au sein de la Transition Océan-Continent. Un tel mécanisme ne peut être modélisé qu'à l'échelle lithosphérique. Enfin, d'un point de vue pratique de la mise en œuvre des modèles, seule des discontinuités latérales de vitesses peuvent induire un rift oblique dans une lithosphère homogène. Le modèle doit donc être compensé isostatiquement en reposant sur une asthénosphère.

Les discontinuités de vitesses générant l'obliquité sont de deux sortes : (1) des discontinuités latérales asymétriques, (2) des discontinuités latérales asymétriques associées à une zone de faiblesse oblique au sein de la lithosphère. Ainsi, il nous est possible de comparer des modèles homogènes (sans héritage structural) à des modèles hétérogènes (avec un héritage structural). De plus, différentes sortes de zones de faiblesse ou résistances ont été utilisées afin de contraindre leurs effets.

2. Résultats principaux

La modélisation analogique a permis d'étudier les mécanismes d'amincissement et de rupture continentale en contexte de rifting oblique. Les modèles sont réalisés à l'échelle lithosphérique de rhéologie plutôt froide et représentent une portion du rift d'environ 300 km de large, de type marge non volcanique. Nous estimons que le modèle sans hétérogénéité horizontale préexistante, rend mieux compte des caractéristiques observées sur les marges orientales du Golfe d'Aden. Une telle hétérogénéité n'a de toute façon pas été argumentée dans le Golfe d'Aden. Les trois populations de failles observées dans le Golfe d'Aden (normale à l'extension, parallèle au rift, et intermédiaire) sont également présentes dans les modèles. Les champs de contraintes et les chronologies structurales observées sur les marges peuvent être expliquées par les mécanismes dégagés de l'observation des modèles analogiques. Nous avons dégagé des étapes principales de

l'évolution du rifting continental dans le Golfe d'Aden oriental, illustrées par des étapes du développement du modèle analogique homogène.

(1) La formation de failles de directions intermédiaires et de zones de déformation disposées en échelons sont caractéristiques des modèles analogiques de rifting oblique.

(2) La variation d'épaisseur de croûte sur les bordures du rift localise la mise en place des failles parallèles au rift. Une grande quantité d'extension est accommodée lors du développement des failles parallèles au rift, augmentant encore les variations d'épaisseur et menant à la localisation du rift. On observe alors une rotation anti-horaire du champ de contraintes, qui peut correspondre à une des chronologies observées à terre dans le Golfe d'Aden.

(3) Lorsque le rift est bien structuré, la croûte amincie au centre du rift n'est plus affectée par le champ de contraintes local, dû aux variations d'épaisseur. Donc le champ de contraintes induit par la direction d'extension s'applique de nouveau. On observe alors une rotation horaire tardive du champ de contraintes. Une telle rotation est aussi observée à terre dans le Golfe d'Aden. Les failles parallèles au rift se localisent alors sur les bords du rift ou le long de horsts importants, tandis que les failles perpendiculaires à l'extension se localisent dans les grabens profonds distaux.

La morphologie de grabens en ciseau sur la marge nord-est du Golfe d'Aden pourrait être expliquée par des rotations importantes de blocs au cours du rifting oblique comme nous l'observons dans le modèle analogique homogène. Elles ont toujours lieu dans le sens horaire et forment des grabens en ciseaux plus profonds vers leur extrémité ouverte.

L'interaction entre deux zones de rotation horaire de blocs, chacune sur une marge, donne lieu à une zone de cisaillement senestre au centre du rift. Ces zones de cisaillement pourraient être à l'origine de l'initiation de zones de transfert. Ces zones de fractures ou de déformation parallèles à l'extension sont très nombreuses le long du Golfe d'Aden.

Une surrection est reliée à la formation des épaules de rift dans le Golfe d'Aden. Au cours des modèles analogiques, l'acquisition de la topographie des épaules de rift s'effectue de manière progressive et sans la nécessité d'épaissir la croûte inférieure ductile sous les épaules et d'éroder en surface, comme souvent évoqué (e.g., Burov & Poliakov 2001).

B. CONSTRUCTION DES MODELES ET TRAITEMENT DES DONNEES

Des modélisations analogiques du rifting oblique ont été entreprises en Juillet 2007 au laboratoire de modélisation (en collaboration avec Claudio Faccenna et Francesca Funicello) du Département de Sciences Géologiques de l'Université Rome III.

1. Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental utilisé est celui utilisé de nombreuses fois pour les modélisations analogiques lithosphériques (voir Benes and Davy, 1996, notamment). Le modèle est réalisé dans une boîte en plexiglas à l'intérieur de laquelle un piston en forme de tiroir entraîne le modèle (Figure V-81). Ici, les bras du tiroir n'ont pas la même longueur de manière à reproduire la direction du Golfe d'Aden oblique par rapport à la direction d'extension (la direction dans laquelle le tiroir coulisse). La lithosphère est modélisée par un multicouche microbilles-silicone en repos isostatique sur une couche de sirop de glucose représentant l'asthénosphère, ainsi modélisée par un fluide visqueux, de faible viscosité.

Des modèles tricouches et quadricouches ont été réalisés. Les modèles tricouches correspondent à une lithosphère globalement plus chaude, c'est-à-dire sans manteau lithosphérique cassant, que les modèles quadricouches, où la partie supérieure du manteau lithosphérique est cassant. Le modèle rhéologique tricouche est composé (Figure V-81):

- d'une silicone basale épaisse, très visqueuse et très dense, représentant le manteau lithosphérique
- d'une silicone supérieure, représentant la croûte inférieure, moins épaisse, moins visqueuse et moins dense que la silicone sous jacente
- d'une couche d'un mélange de microbilles, représentant la croûte supérieure

Le modèle rhéologique quadricouche est composé :

- d'une silicone basale épaisse, très visqueuse et très dense, représentant le manteau lithosphérique inférieur ductile
- d'une couche d'un mélange de microbilles, représentant le manteau lithosphérique supérieur cassant
- d'une silicone supérieure, représentant la croûte inférieure, moins épaisse, moins visqueuse et moins dense que la silicone du manteau
- d'une couche d'un mélange de microbilles, représentant la croûte supérieure

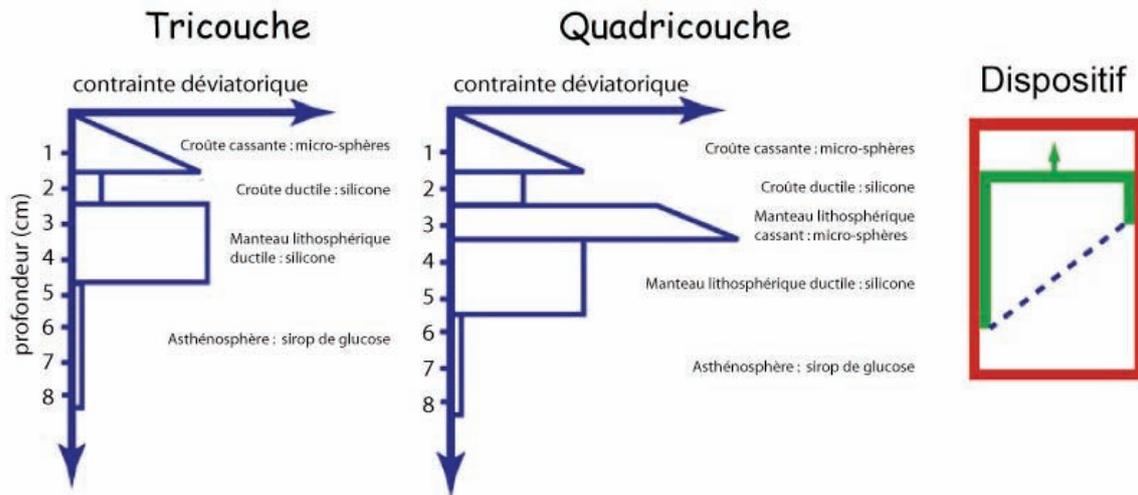


Figure V-81 : Rhéologies des modèles analogiques réalisés et dispositif.

2. Dimensionnement

Les matériaux analogues utilisés sont de la silicone et un mélange de microbilles. Ces matériaux sont classiquement utilisés pour les expériences analogiques et représentent respectivement les matériaux ductiles et cassants. Le modèle est construit sur une épaisseur importante (plus de 5 cm) de sirop de glucose, qui modélise l'asthénosphère et permet aux modèles d'être compensés isostatiquement.

Le mélange de microbilles constitue un matériau frictionnel, composé de 4/5 de microbilles de verre et de 1/5 de microbilles d'aluminium évidées. Nous avons réalisé ce mélange afin d'obtenir une densité de $1,2 \text{ g/cm}^3$, comparable à d'autres modèles analogiques (Davy & Cobbold 1991; Benes & Davy 1996). Les microbilles de verre (perles) possèdent une densité de 1,49 et un angle de friction interne de $31,5^\circ$ (D. Rossi communication personnelle), valeur très similaire à celle des matériaux terrestres ($\sim 30^\circ$). Les microbilles d'aluminium évidées (fillite) possèdent une densité de 0.39 et un angle de friction interne de $24,7^\circ$ (Rossi & Storti 2003). Le mélange obtenu possède donc un angle de friction d'environ 30° et une densité de 1,2 (Tableau V-4). La cohésion de ces matériaux granulaires est très faible (fillite : 6 Pa, perles : 155 Pa) (Rossi & Storti 2003). Le mélange a une cohésion dominée par les microbilles, donc probablement autour de 100 Pa. La déformation se fait par des bandes de cisaillement d'épaisseur très faible, lieu d'une légère dilatation due au réarrangement des grains de manière moins compacte.

La silicone (SMG36, production Rhône-Poulenc) est un matériau visqueux Newtonien aux conditions de déformation du laboratoire (Weijermars 1986; Weijermars & Schmeling 1986). Sa viscosité est de 5.10^4 Pa.s . Nous avons utilisé cette silicone enrichie en oxyde fer (silicone rouge) afin d'atteindre une densité de 1,33 et une viscosité de 7.10^4 Pa.s (analogue du manteau lithosphérique inférieur), ou enrichie en carbonate de plomb (silicone blanche) afin d'atteindre une densité de 1,25 et une viscosité de 4.10^4 Pa.s (analogue de la croûte inférieure) (Tableau V-4).

			Nature	Modèle
Croûte	supérieure	Epaisseur	20 km	1.5 cm
		Densité	2.8 g.cm ⁻³	1.2 g.cm ⁻³
	inférieure	Epaisseur	10 km	0.7 cm
		Densité	2.9 g.cm ⁻³	1.25 g.cm ⁻³
		Viscosité	10 ²¹ Pa.s	4.10 ⁴ Pa.s
Manteau	Manteau lithosphérique cassant	Epaisseur	12 km	0.8 cm
		Densité	3.3 g.cm ⁻³	1.2 g.cm ⁻³
	Manteau lithosphérique ductile	Epaisseur	~ 50 km	2 cm
		Densité	3.3 g.cm ⁻³	1.33 g.cm ⁻³
		Viscosité	10 ²³ Pa.s	7.10 ⁴ Pa.s
	Manteau asthénosphérique	Densité	3.2 g.cm ⁻³	1.2 g.cm ⁻³
Viscosité		10 ¹⁹ Pa.s	10 Pa.s	

Tableau V-4 : Matériaux utilisés dans les modèles analogiques.

Les modèles analogiques doivent répondre à des critères de similitude entre le modèle et l'original d'après la théorie des modèles réduits (Hubbert 1937; Ramberg 1981).

En négligeant les forces d'inertie (les accélérations sont négligeables), le rapport de contrainte entre le modèle et la nature doit respecter l'équation suivante :

$$\sigma^* = \delta^* \cdot \gamma^* \cdot \lambda^* \tag{1}$$

où σ^* , δ^* , γ^* et λ^* sont les rapports de contrainte, de densité, de gravité et de longueur respectivement.

Les modèles ont été dimensionnés afin que 1,5 cm dans le modèle représente 20 km dans la nature, soit $\lambda^* = 0,75 \cdot 10^{-6}$. Le rapport de gravité est égal à 1, puisque les conditions de gravité sont les mêmes. La densité de la croûte cassante est 1,2 dans les modèles et de 2,9 dans la nature, soit un rapport de 0,41. La densité du manteau cassant est de 1,2 dans les modèles contre 3,3 dans la nature, soit un rapport de 0,36. Nous avons donc estimé le rapport de densité à 0.4 et calculé le rapport de contraintes : $\sigma^* = 3 \cdot 10^{-7}$. Ainsi la cohésion des matériaux analogues cassants, de l'ordre de 10 à 100 Pa, correspond à une cohésion moyenne de la croûte supérieure de l'ordre de 30 à 100 MPa.

Les comportements visqueux sont par définition dépendants de la vitesse de déformation. De ce fait, un dimensionnement en temps est nécessaire et une deuxième équation doit être satisfaite :

$$\eta^* = \delta^* \cdot \gamma^* \cdot \lambda^* \cdot \tau^* \tag{2}$$

où η^* , δ^* , γ^* , λ^* et τ^* sont les rapports de viscosité, de densité, de gravité, de longueur, et de temps respectivement.

La viscosité de la croûte inférieure est de l'ordre de 10^{21} Pa.s. La viscosité de la silicone utilisée pour modéliser la croûte inférieure est de 4.10^4 Pa.s. Le rapport de viscosité est de 4.10^{-17} . Le rapport de temps est donc de l'ordre de $0,75.10^{-10}$ à l'échelle de la croûte inférieure (une heure des expériences représente environ 0,85 Ma dans la nature).

3. Expériences réalisées

Deux rhéologies ont été modélisées (Tableau 2). Les modèles tricouches correspondent à une lithosphère plus chaude que les modèles quadricouches où la présence d'un manteau cassant sub-crustal constitue la partie la plus résistante de la lithosphère. Les épaisseurs des niveaux cassant-ductiles ont aussi été modifiées afin de contraindre leur effet.

Nous avons voulu tester l'influence d'une zone de faiblesse sur la localisation et l'évolution des failles. Les modèles dits "homogènes" ne possèdent pas de zone de faiblesse. Dans ce cas, seules les discontinuités latérales de vitesse, induites par les bras du tiroir, contrôlent l'obliquité. Les modèles dits "hétérogènes" possèdent soit une faiblesse à la base du manteau ductile (épaisseur ductile diminuée), soit une faiblesse à la base du manteau cassant (épaisseur ductile augmentée et épaisseur cassante diminuée), soit une résistance au sommet du manteau cassant (épaisseur cassante augmentée).

La faiblesse à la base du manteau ductile modélise une remontée de l'asthénosphère, telle qu'il peut se produire après une période de rifting. La faiblesse à la base du manteau cassant permet de diminuer localement la résistance totale de la lithosphère et peut aussi représenter l'affaiblissement lors d'un rifting. La structure d'une lithosphère après un événement tectonique (et notamment un rifting) est complexe. Nous n'avons donc pas voulu reproduire cette complexité, mais seulement certaines caractéristiques reproduites une à une.

L'hétérogénéité résistante (bosse de sable au sommet du manteau cassant) de direction perpendiculaire à l'extension a été testée afin de modéliser un bassin mésozoïque. En effet, si la lithosphère est retournée à l'état d'équilibre thermique après le rifting mésozoïque et avant le rifting du Golfe d'Aden, la croûte comporte localement (à l'emplacement des grabens mésozoïques) du manteau refroidi à sa base, ce qui la rend plus résistante. De même, à l'emplacement des horsts mésozoïques, une faiblesse au sein du manteau supérieur cassant peut avoir été héritée. Cette faiblesse peut être modélisée par la faiblesse au sein du manteau cassant, déjà évoquée.

Modèle	Nombre de couches	Taux d'extension (cm/h)	Manteau ductile aminci	Manteau cassant aminci	Manteau cassant épaissi	Epaisseur de la croûte (cm)	Epaisseur du manteau (cm)
1	3	10	non	non	non	CCs : 1,5 CD : 0,7	MC : 0,8 MD : 2
2	4	10	non	oblique	non	CC : 1,5 CD : 0,7	MC : 0,8 MD : 2
3	4	10	non	non	non	CC : 1,5 CD : 0,7	MC : 0,8 MD : 2
4	4	5	non	oblique	non	CC : 1,5 CD : 0,7	MC : 0,8 MD : 2
5	4	5	non	non	non	CC : 1,5 CD : 0,7	MC : 0,8 MD : 2
6	4	5	oblique	non	non	CC : 1,5 CD : 0,7	MC : 0,8 MD : 2
7	4	5	non	non	non	CC : 1 CD : 1,2	MC : 0,8 MD : 2
8	4	5	oblique	non	non	CC : 1 CD : 1,2	MC : 0,8 MD : 2
9	4	5	non	non	orthogona l	CC : 1,5 CD : 0,7	MC : 0,8 MD : 2
10	4	5	oblique	non	orthogona l	CC : 1,5 CD : 0,7	MC : 0,8 MD : 2
11	3	5	non	non	non	CC : 1,5 CD : 0,7	MC : 0,8 MD : 2
12 (= 6)	4	5	oblique	non	non	CC : 1,5 CD : 0,7	MC : 0,8 MD : 2
13	3	5	oblique	non	non	CC : 1,5 CD : 0,7	MC : 0,8 MD : 2

Tableau V-5 : Modèles de rifting analogique réalisés. CC : croûte cassante. CCs : croûte cassante modélisée par du sable. CD : croûte ductile. MC : manteau cassant. MD : manteau ductile.

4. Traitement des données

Au cours de chaque modèle, des photographies de la surface du modèle ainsi que des relevés lasers (résolution de 0,25 mm dans les trois dimensions) de la topographie ont été effectués à intervalle régulier (2 minutes). Les photographies ont été prises de manière à ce que l'angle de vue soit perpendiculaire à la surface. Des photographies latérales ont parfois aussi été effectuées. Après l'expérience, des photographies et des relevés lasers supplémentaires ont été effectués lors du démontage du modèle. Ainsi la topographie de chaque interface finale est approximativement connue (surface, sommet de la croûte ductile, sommet du manteau cassant et sommet du manteau ductile).

a) Exploitation des photographies

Les photographies sont soigneusement recadrées afin d'avoir toujours les mêmes repères sur les bords. Les segments de failles sont ensuite précisément tracés à l'aide du logiciel Adobe Illustrator®. Le traçage des segments est effectué à chaque étape du développement du modèle et jusqu'à ce que l'information soit trop brouillée pour distinguer clairement les segments (~30 min, 5 % extension). Chaque segment de faille correspond à une ligne droite. Tant que le segment se propage dans son propre plan, on peut considérer qu'il n'y a pas de changement de l'état de contrainte. Les données sont ensuite converties pour obtenir un fichier avec les coordonnées de chaque segment (x1, y1, x2, y2). L'azimut et la longueur de chaque segment sont calculés, puis représentés sous la forme d'histogrammes du pourcentage de longueur cumulée pour chaque azimut (tous les 5°) et à chaque pas de temps.

b) Traitement des relevés laser de la topographie

Les relevés lasers sont d'abord interpolés à l'aide du logiciel libre GMT (Wessel and Smith, 1995) puis une correction de la courbure d'acquisition (due au dispositif) est effectuée en soustrayant le relevé d'un interface plat à chaque relevé laser. La topographie de la surface des modèles peut ensuite être représentée sous la forme de cartes ou de coupes topographiques et ce, à chaque pas de temps.

Pour les relevés effectués lors du démontage des modèles, une correction supplémentaire est nécessaire. En effet, lorsqu'une couche du modèle est enlevée, un réajustement de l'équilibre isostatique a lieu simultanément. Or ces relevés ont été effectués dans le but de réaliser des coupes lithosphériques. Il faut donc recalculer la position de l'interface avant ce réajustement. Pour cela, nous avons étudié l'équilibre isostatique entre le modèle et la réserve de sirop de glucose (en avant du déplacement du tiroir), avant et après la disparition de la couche. Grâce à ces égalités et à la conservation du volume du sirop de glucose, il nous est possible de déterminer la différence d'altitude de la base de la couche en fonction des densités, des dimensions de l'expérience et des surfaces topographiques mesurées avant et après la disparition de la couche.

Les calculs utilisés sont détaillés ci-après. Nous voulons obtenir l'épaisseur de la couche m qui est variable le long du modèle. Nous pourrions ensuite prendre en compte la charge isostatique qu'elle induit. Ces calculs sont appliqués à chacune des couches du modèle.

Equilibre isostatique entre le modèle et la réserve de sirop de glucose :

$$h'r * \rho_a = h'a * \rho_a + hm * \rho_m$$

où ρ_a est la densité de l'asthénosphère analogue (le sirop de glucose) et ρ_m est la densité de la couche m. Les hauteurs ($h'r$, $h'a$, hm) sont reportées sur la Figure V-82.

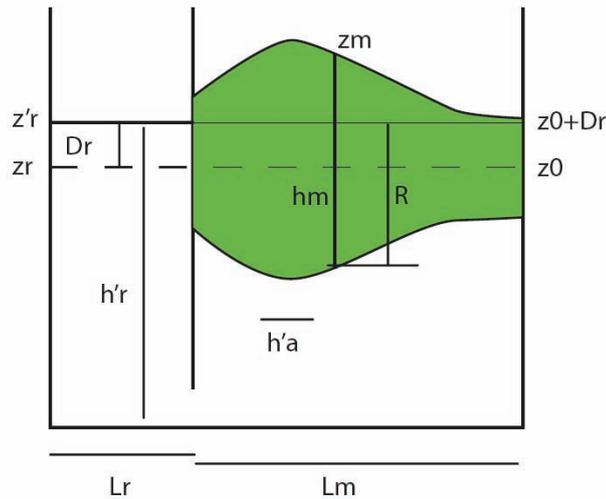


Figure V-82 : Schéma en coupe du dispositif pour un cas simple ou une couche irrégulière (en vert) repose sur le sirop de glucose (en blanc). La réserve de glucose (à gauche) est en avant du tiroir (trait vertical central) et communique avec le modèle par une ouverture à la base du tiroir. z_0 : altitude du sirop de glucose sans couche dans le modèle. z_m : altitude du toit de la couche m. Dr : différence d'altitude dans la réserve avec et sans couche dans le modèle. h'_a : hauteur moyenne de l'asthénosphère analogue. h'_r : hauteur moyenne de la réserve. h_m : hauteur moyenne de la couche m. R : racine de la couche m. L_r : longueur de la réserve. L_m : longueur du modèle

Considérons que la profondeur de compensation se situe à l'altitude $(z_0+Dr)-R$:

$$R * \rho_a = R * \rho_m + (z_m - z_0 - Dr) * \rho_m$$

D'où :

$$h_m = (z_m - z_0 - Dr) * (1 + \rho_m / (\rho_a - \rho_m))$$

Nous avons besoin de la différence d'altitude Dr dans la réserve (avant et après la disparition de la couche m). Equilibre isostatique entre le modèle et la réserve de sirop de glucose sans la couche m :

$$h_r * \rho_a = h_a * \rho_a$$

Equilibre isostatique entre le modèle et la réserve de sirop de glucose avec la couche m :

$$h'_r * \rho_a = h'_a * \rho_a + h_m * \rho_m$$

Soustraction des égalités :

$$(h_r - h'_r) * \rho_a = (h_a - h'_a) * \rho_a - h_m * \rho_m$$

$$Dr = h_r - h'_r = (h_a - h'_a) - h_m * \rho_m / \rho_a$$

Conservation du volume de sirop de glucose :

$$L_r * h'_r + L_m * h'_a = L_r * h_r + L_m * h_a$$

$$(h_a - h'_a) = L_r / L_m * (h'_r - h_r)$$

$$D_r = h_m \cdot \rho_m / \rho_a \cdot L_m / (L_r - L_m)$$

On peut donc exprimer h_m en fonction des paramètres connus, z_m et z_0 correspondant à des relevés laser.

$$h_m = (1 + \rho_m / (\rho_a - \rho_m)) \cdot (z_m - z_0 + h_m \cdot \rho_m / \rho_a \cdot L_m / (L_r - L_m))$$

Ces calculs ont permis de réaliser des coupes lithosphériques de modèles analogiques du rifting oblique. Néanmoins, elles ne donnent accès qu'à la topographie des interfaces et une interprétation est nécessaire à la compréhension des structures lithosphériques.

**C. ARTICLE : ANALOGUE MODELS OF OBLIQUE RIFTING
IN A COLD LITHOSPHERE**

Analogue models of oblique rifting in a cold lithosphere

¹Julia Autin, ¹Nicolas Bellahsen, ²Laurent Husson, ³Marie-Odile Beslier, ¹Sylvie Leroy, ¹Elia d'Acremont

¹ CNRS-UMR 7072, Laboratoire de Tectonique, UPMC, Case 129, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

² CNRS-UMR 6118, Géosciences Rennes, Univ. Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France

³ CNRS-Géosciences Azur-UMR 6526, OOV, B.P. 48, 06235 Villefranche-sur-Mer cedex, France

Abstract

New lithospheric analogue models of oblique rifting provide insights into the fault evolution, basin segmentation, and mantle exhumation during rift localization and capture main characteristics of natural oblique rifts. We present two models of oblique rifting: an oblique rift (obliquity about 50°) with a pre-existing lithospheric weakness (heterogeneous model) and one homogeneous. The main results are: (i) The fault populations, especially in early stages of deformation, are composed of faults that are, in strike, intermediate between the rift-parallel trend and the perpendicular to the opening direction. This fault population is characteristic of oblique rifts as in previous studies. (ii) In later stages, faults parallel to the rift become numerous in both models, even if in the homogeneous model displacement-normal faults also play a major role. Local stresses due to variations of thickness in the crust during the rift localization are certainly important during the rift localization and control the formation of rift-parallel faults. (iii) During final stages of extension, in the heterogeneous model, the crust is deformed by rift-parallel faults, and in the basins, displacement-normal faults compose the small scale deformation pattern. In the homogeneous model though, displacement-normal faults tend to accommodate most of the extension and control the final stages of extension. They would probably control the formation of the ocean-continent transition, mantle exhumation if any, and the geometry of oceanic accretion centres. Those results may provide insights into the possible evolution of the Gulf of Aden conjugate margins.

1. Introduction

Oblique rifting are usually seen to requires a pre-existing lithospheric weakness, which localizes the rift obliquely relatively to the displacement/opening direction. Thus, it is the

consequence of a multiphase tectonic history, such as for example two successive rifting events (e. g. Viking Graben, Brun and Tron, 1993, Faerseth *et al.*, 1997).

The rheological structure of a strong and cold lithosphere can be simplified at first order by a brittle-ductile 4-layer (brittle/ductile crust over a brittle/ductile lithospheric mantle). In such a multilayered structure, the uppermost brittle mantle is the most resistant part of the lithosphere. The occurrence of a pre-existing weakness in this layer has thus a great influence on the whole lithosphere strength, and is an efficient way to initiate oblique rifting.

A major consequence of these considerations is that the system can be simplified to an extending crust influenced by a basal zone of deformation (extension in the sub-Moho mantle) that acts as the major boundary condition. This has been successfully used in analogue models, as the systems become pretty simple to model. Analogue models of an extending crust above an oblique velocity discontinuity provided several insights about the fault patterns in such contexts (Withjack and Jamison, 1986, Tron and Brun, 1991, McClay and White, 1995, Clifton *et al.*, 2000, Mart and Dauteuil, 2000, Sokoutis *et al.*, 2007). A major result of such modelling, for moderate obliquity (from 30° to 60°), is the occurrence of one main fault population that strikes oblique to both the rift trend and the perpendicular to the opening direction. Withjack and Jamison (1986) effectively showed analytically that, in case of oblique rifting, seen as transtension, opening direction and direction of extension are not parallel. In some experiments cited above, rift-parallel faults develop (Tron and Brun, 1991, Mart and Dauteuil, 2000), while in other they do not (Withjack and Jamison, 1986, McClay and White, 1995, Clifton *et al.*, 2000). In all of them however, no opening perpendicular faults initiate.

Applying those models to nature leads to different results. For oceanic ridges, the models seem in great accordance with observations, as faults population observed in nature are well predicted by the models (Clifton *et al.*, 2000, Mart and Dauteuil, 2000, Dauteuil *et al.*, 2001, Clifton and Kattenhorn, 2006). The homogeneity of the (newly created) crust at a localized and narrow extension zone probably explains that the models closely resemble the nature. However, in continental rifts, it seems more problematic. For the Viking Graben, two rifting events are documented, the first one providing a lithospheric weakness used by the second one. While Faerseth *et al.* (1997) propose, for the second one, an (dextral) oblique rifting kinematics, Brun and Tron (1993) propose different kinematics, based on their analogue model results. This might highlight some problems comparing the published analogue models to continental rifts. For the Gulf of Aden, an oceanic basin that has been recognized for having undergone an oblique rifting (Huchon *et al.*, 1991, Lepvrier *et al.*, 2002, Bellahsen *et*

al., 2003, Huchon and Khanbari, 2003, Fournier *et al.*, 2004, Leroy *et al.*, 2004, d'Acremont *et al.*, 2005, Bellahsen *et al.*, 2006, d'Acremont *et al.*, 2006), two problems arise. First, opening perpendicular faults compose a main fault population (Huchon *et al.*, 1991, Lepvrier *et al.*, 2002, Huchon and Khanbari, 2003, Fournier *et al.*, 2004, , 2006), not predicted by analogue models as noted by Bellahsen *et al.* {, 2006 #348}. Second, no lithospheric weakness is recognized at the scale of the Gulf with the correct orientation (trend of the Gulf: N070°E approximately). In order to take into account these particularities or unexplained characteristics of the Gulf of Aden, and because mantle exhumation is suspected in the ocean-continent transition, we have performed models at the scale of the whole continental lithosphere to capture the evolution of the whole system.

Recent analogue models of oblique rifting in a (hot) extending lithosphere (Sokoutis *et al.*, 2007) show that opening-perpendicular faults initiate in such oblique rifts. The deformation patterns are relevant to the so-called “wide rifting” mode of extension. Localised thinning in the brittle crust is accompanied by ductile doming of both lower crust and mantle. It may become a potential locus for achieving mantle exhumation. Models of volcanic passive margins (Callot *et al.*, 2002) show that very oblique faults (rift-parallel) can initiate without any linear weaknesses (but only local) controlling the rift localization. Thus, it appears that the processes of oblique rifting must be studied at the scale of the whole lithosphere.

We here present new analogue models of oblique rifting. The rheology is a four-layer lithosphere ("cold" lithosphere) resting on a low viscosity asthenosphere. The rifting obliquity is ensured by lateral offset velocity discontinuity with and without a weakness in the lithosphere. We thus think that an oblique rift can develop in a “homogeneous” lithosphere. We present first the experimental procedure and the results for two models (homogeneous and heterogeneous) and then compare them to previous models of oblique and orthogonal rift and to the margin structure of the Gulf of Aden.

2. Model Setting and data processing

2.1. Model geometry

It is now widely accepted that an extending continental lithosphere with a normal crustal thickness (about 35 km) and a stable geotherm can be considered as a brittle-ductile multilayer (Kirby, 1983) and can be simplified at first order by a four-layer type strength profile (e.g., Davy and Cobbold, 1988, Davy and Cobbold, 1991). In the laboratory, such a

multi-layer is modelled using sand and silicone. Here, we used a microsphere mix (see below) as an analogue of brittle layers, and silicone putties as analogue of ductile layers. The models are constructed in a deforming box ($56 \times 30 \times 30$ to 50 cm^3 , fig. 1), which consists of a drawer without bottom sliding in a rectangular box. The drawer is pulled by a screw jack, which represent the direction of extension. The drawer arms are of different lengths, so that they create two lateral velocity discontinuities imposing an oblique direction of deformation (fig. 1).

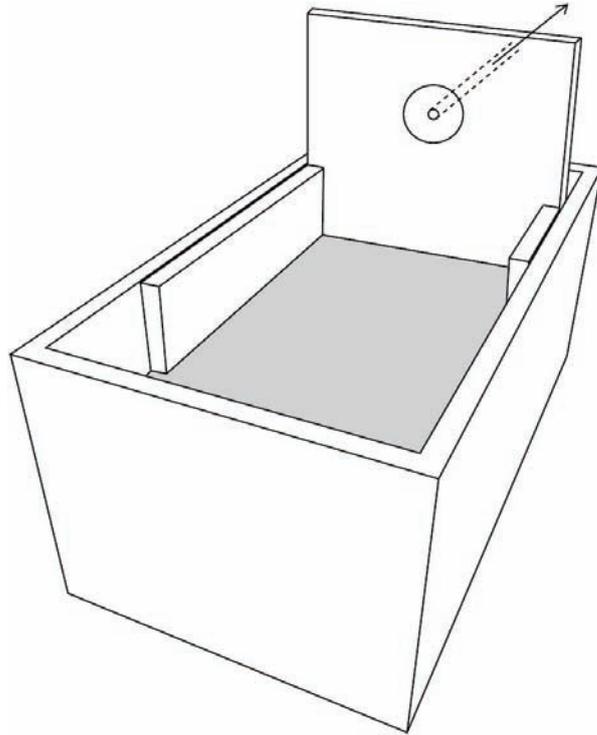


Figure 1: Strength profiles of the lithosphere and heterogeneity in experiments.

Our models intend to represent the oblique extension of a non-thickened resistant lithosphere, as we can observe in cratons. Consequently, they are made of an upper brittle crust, a ductile lower crust, an upper brittle lithospheric mantle and a lower ductile lithospheric mantle (see fig. 2 and table 1 for details). The modelled lithosphere overlies a low viscosity, higher density glucose syrup, representing the asthenosphere.

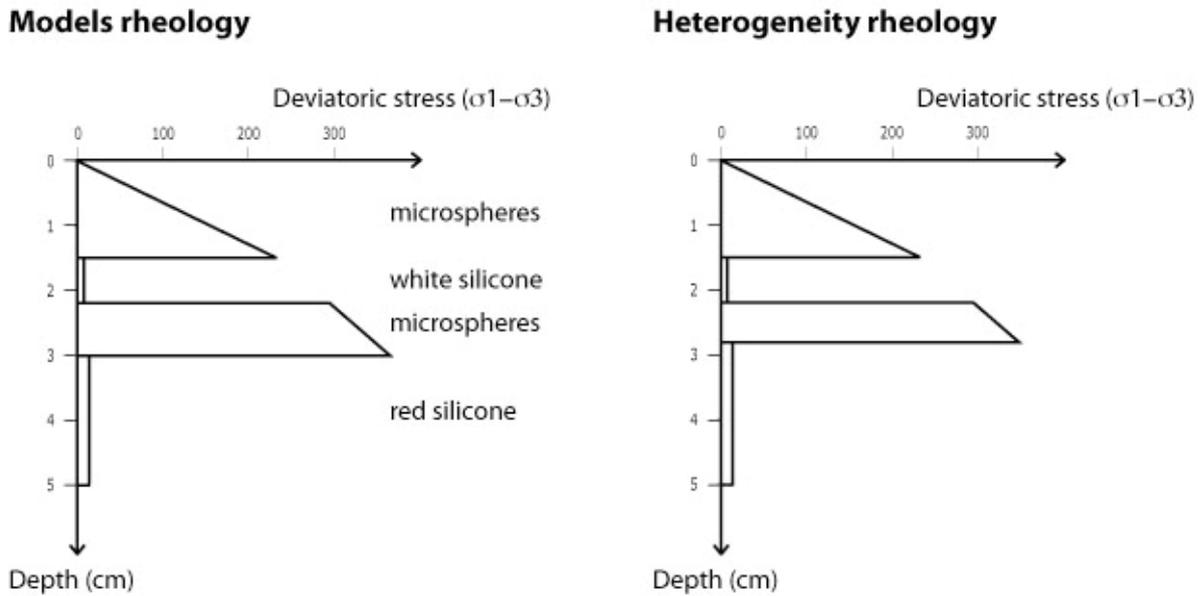


Figure 2: Strength profiles of experimental lithosphere and heterogeneity.

2.2. Scaling

The microsphere mix is composed of 4/5 of glass microspheres and 1/5 of hollow aluminium microspheres. This mix allow using very well rounded and spherical materials with a density of 1.2, similar to other analogue materials (Davy and Cobbold, 1991, Benes and Davy, 1996). The glass microspheres have a density of 1.49 and a frictional angle of 31.5° (D. Rossi, personal communication). The hollow aluminium microspheres have a density of 0.39 and a frictional angle of 24.7° (Rossi and Storti, 2003). The mix has a density of 1.2 and a frictional angle of $\sim 30^\circ$, similar to earth materials in terms of friction. The approximated cohesion of such material is very low of about 100 Pa (glass microspheres: 155 Pa, aluminium microspheres: 6 Pa) This material is used to model the upper crust (1.5 cm, see table 1 and fig. 2) and the lithospheric mantle (0.8 cm, see table 1 and fig. 2).

The silicone putty (SGM36, manufactured by Rhône-Poulenc) was enriched with Iron (III) oxide or Lead (II) carbonate in order to reach adequate scaled densities and viscosities. The “red silicone” (Fe-oxide enriched) has a density of 1.33 and a viscosity of $7 \cdot 10^4$ Pa.s and corresponds to the ductile upper mantle (2 cm, see table 1 and fig. 2). The “white silicone” (Lead carbonate enriched) has a density of 1.25 and a viscosity of $4 \cdot 10^4$ Pa.s and corresponds to the ductile lower crust (0.7 cm, see table 1 and fig. 2).

			Nature	Model
Crust	Upper crust	Thickness	20 km	1.5 cm
		Density	2.8 g.cm ⁻³	1.2 g.cm ⁻³
	Lower crust	Thickness	10 km	0.7 cm
		Density	2.9 g.cm ⁻³	1.25 g.cm ⁻³
		Viscosity	10 ²¹ Pa.s	4.10 ⁴ Pa.s
Mantle	Lithospheric brittle mantle	Thickness	~ 12 km	0.8 cm
		Density	3.3 g.cm ⁻³	1.2 g.cm ⁻³
	Lithospheric ductile mantle	Thickness	~ 50 km	2 cm
		Density	3.3 g.cm ⁻³	1.33 g.cm ⁻³
		Viscosity	10 ²³ Pa.s	7.10 ⁴ Pa.s
	Asthenosphere	Density	3.2 g.cm ⁻³	1.41 g.cm ⁻³
Viscosity		10 ¹⁹ Pa.s	10 Pa.s	

Table 1: Main physical proprieties of natural and analogue materials.

Thicknesses, viscosities, densities, and strain rates are appropriately scaled to simulate an extending continental lithosphere. Scaling of the models to the natural prototype was achieved by maintaining similarity in geometry, dynamics, kinematics and rheology (Hubbert, 1937, Ramberg, 1981). The brittle materials are scaled with the equation (1):

$$\sigma^* = \rho^* \cdot g^* \cdot L^* \quad (1)$$

where σ^* is the adimensional stress ratio (model over nature), ρ^* is the density ratio, g^* is the gravity ratio, L^* is the model length ratio. The models were intended to represent a geometrical scale of $L^* = L_{\text{model}}/L_{\text{nature}} = 0.75 \cdot 10^{-6}$ (where L_{model} and L_{nature} are the corresponding lengths in model and nature, respectively), i.e. 1.5 cm in the experiment corresponds to 20 km in nature. For example, the upper crust of 1.5 cm thick corresponds to 20 km. The adimensional gravity ratio is $g^* = 1$ since both models and nature are under the same gravity field. The density ratio is around 0.4 (0.41 in the brittle crust and 0.36 in the brittle mantle). Thus, the stress ratio is set to $\sigma^* = \rho^* \cdot g^* \cdot L^* = 3 \cdot 10^{-7}$. Thus, the cohesion of an analogue material representing the upper crust (cohesion around 30 to 100 MPa) should have a cohesion around 10 to 30 Pa. Our analogue material for the brittle crust has a cohesion between few Pa and about 150 Pa. This cohesion might be a little high. In any case, the

cohesion evaluated in the rock mechanics for natural rocks might be higher than the effective one in nature. Thus, this scaling of the cohesion is approximated and valid at the first order

The time scaling for the ductile material must follow equation (2):

$$\eta^* = \rho^* \cdot g^* \cdot L^* \cdot \tau^* \quad (2)$$

where η^* is the viscosity ratio, ρ^* is the density ratio, g^* is the gravity ratio, L^* is the model length ratio, τ^* is the time ratio. The viscosity ratio is of $4 \cdot 10^{-17}$ (natural lower crust: 10^{21} Pa.s and model lower crust: $4 \cdot 10^4$ Pa.s). Thus, the time ratio is around $0.75 \cdot 10^{-10}$ at the lower crust scale (1 hour in the model corresponds to 0.85 Ma in nature).

The experiments are performed with an extension velocity of $V = 5$ cm/h. Thus, this velocity, which corresponds to about 6 cm/yr in nature, is too fast for rifting processes but those parameters are the same (or slower) than ones used in previous papers (McClay and White, 1995, Benes and Davy, 1996, Brun and Beslier, 1996, Sokoutis *et al.*, 2007) and allow comparison. In any case, this scaling is strongly dependent on the estimation of parameters such as the lower crust viscosity, which has a pretty large error bar.

2.3. Experiments

We investigated two configurations of oblique extension: a) an experiment in an uniform homogeneous lithosphere, where the obliquity is induced by the lateral velocity discontinuities; b) an experiment with a weakness zone in the upper lithospheric mantle trending parallel to the direction of obliquity imposed by the lateral velocity discontinuities, and joining them. The obliquity, angle between the direction of extension and the rift trend, is 50° and is constant for both models. The total displacement is 10 cm in all experiments, corresponding to an amount of extension of 20% throughout the whole model and about 130% throughout the rift, for both models. To allow a better observation of fault patterns, no extra sedimentation was done during the experiments. This prevents however to visualize the activity of the faults during the whole experiment duration. This was achieved through the comparison of top photographs at successive steps of the experiment (see below).

2.4. Data Processing

2.1.1. Line drawing of the pictures

Top surface photographs and laser scans were recorded during the model evolution with a 2 minutes interval. Chosen photos are displayed in the figure 3 and 4. We did a photo line

drawing of the fault segments on the top surface photographs (fig. 5 and 6) for each step of development until the information was very complex (~ 30 minutes, 5% extension). After this time, the models are investigated using a processing of the topography (see below). The segment length and azimuths are thus determined for each step of extension. We calculated number of segments of each fault segment populations through time (fig. 7). A fault segment is a fault part that does not change in orientation, indicating probably no change in the state of stress axis. We also calculated the amount of the total fault length for each population through time, as well as their total length (fig. 7). Considering that the direction of opening indicate the North, three main fault populations are observed: (1) ~N050°-060°E oriented faults are called rift-parallel faults, (2) ~N070°E oriented faults are called intermediate faults, (3) ~N090°E oriented faults are called displacement-normal faults. Zooms of the rift centre are also displayed in order to better observe the relation between the fault populations (fig. 8 and 9).

2.1.2. Laser scan processing

With the laser scans, we have access to the evolution of the topography during the experiments. The output laser data is made of points, with a resolution of 0.25 mm in x, y, z. We first interpolated dataset to get a surface and subtract the surface obtained scanning a flat surface in order to correct the acquisition curvature. In order to get differential vertical movements, and hence to deduce which faults are active during a specific time interval, each corrected scan is subtracted to the previous one (Fig. 10 and 11). The surface topography is displayed either in map view or cross-section (fig. 12).

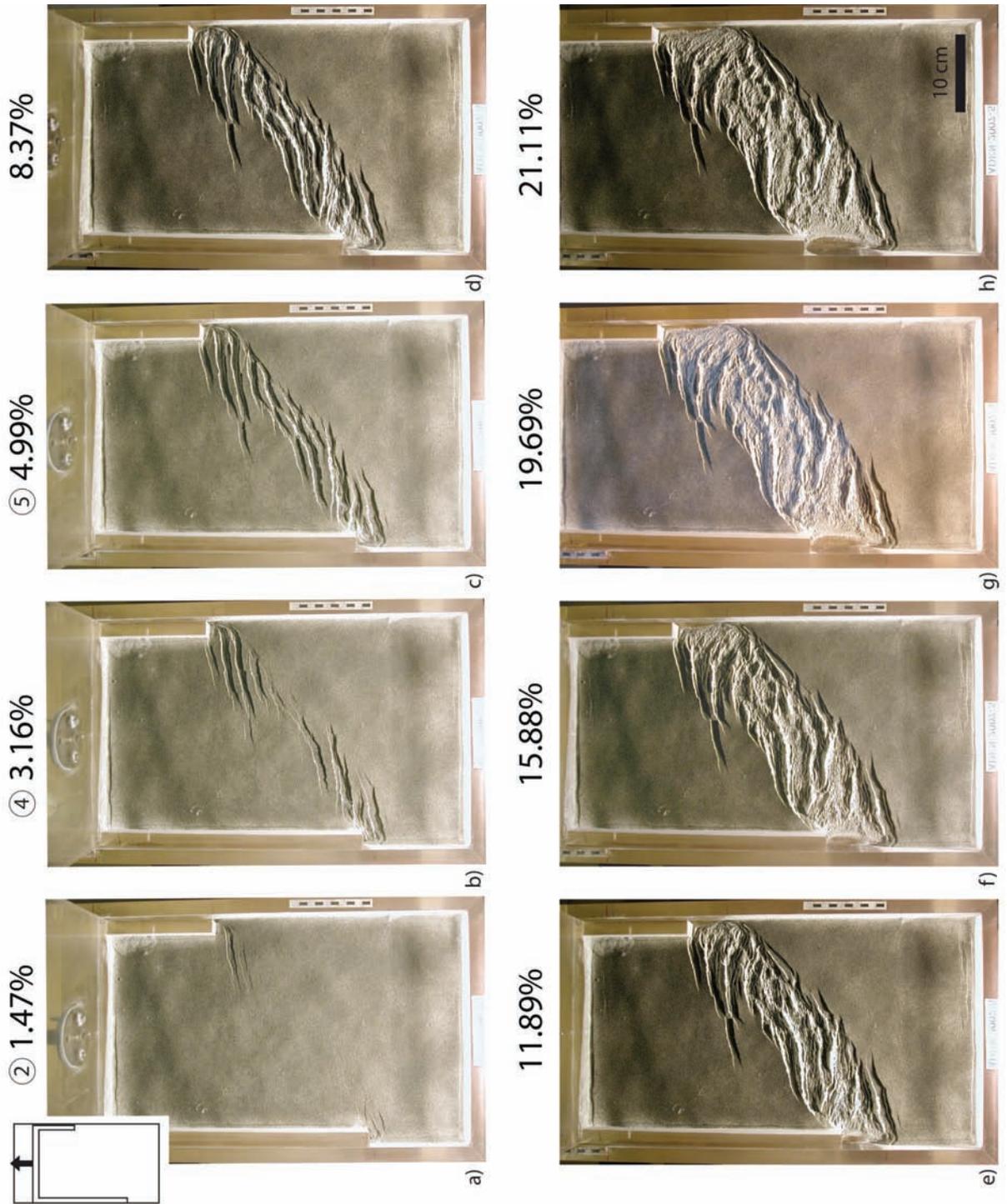


Figure 3: Top photographs of the homogeneous model for increasing extension amount. Circled numbers correspond to the stages on figure 7.

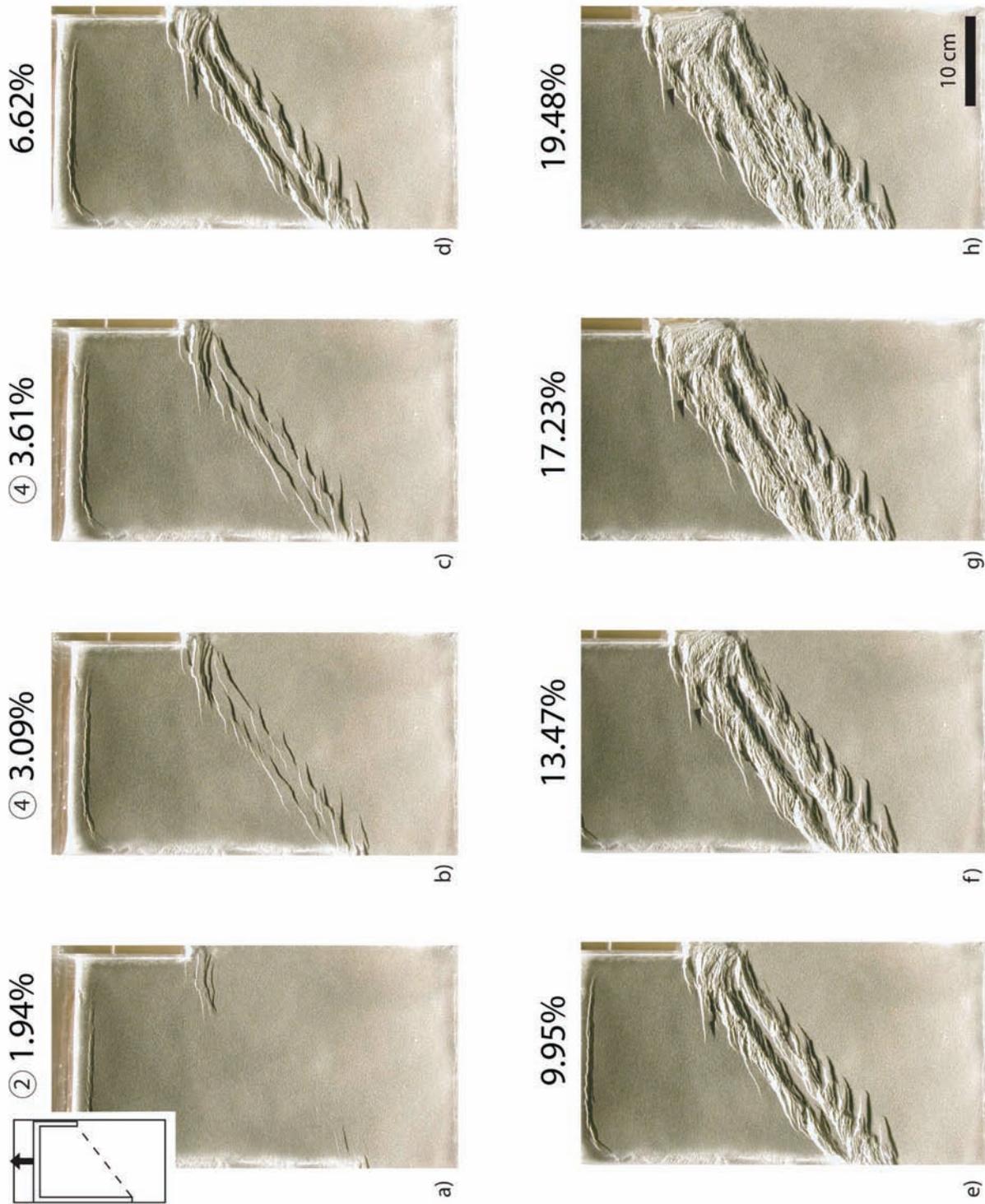


Figure 4: Top photographs of the heterogeneous model for increasing extension amount. Circled numbers correspond to the stages on figure 7.

2.1.3. Topography corrections for cross-sections

Supplementary photographs and laser scans were recorded during the dismantling of models. Thus, the final topography of each layer was scanned (surface, top ductile crust, top brittle mantle and top ductile mantle). The scans are extrapolated and corrected of the acquisition curvature. The removal of each layer modifies the isostatic equilibrium. So, we have to calculate the position of the surface top before this readjustment. We consider the isostatic equilibrium between the model and the glucose syrup stock (ahead of the drawer displacement) before and after the layer removal. Thank to these equalities and the conservation of the glucose syrup volume, we are able to determine the altitude difference of the base of the layer in function of the densities, the model dimensions and the scans before and after the layer removal. We have realised two final lithospheric cross-sections on each model (fig. 13), which are extension-parallel and rift-normal.

3. Experimental results

3.1. Homogeneous model

In the homogeneous model (model 5), faults significantly start to initiate at around 1% of extension (fig. 5 and 7, stage 2). First, displacement-normal (red) and intermediate (green) faults initiate (fig. 5 and 7-A). Those faults localize at the model borders, near the lateral velocity discontinuities. Thus, faults propagate toward the centre of the model away from the discontinuities (fig. 5, steps until 2-3%). The geometry consists of two en-echelon basins that do not overlap, defining a relay zone in the centre of the model. As the model evolves, the two first basins continue to accommodate the applied extension (fig. 5, stage 2). The faults forming are mainly intermediate ones and displacement-normal ones, then mainly intermediate ones (fig. 7-A)

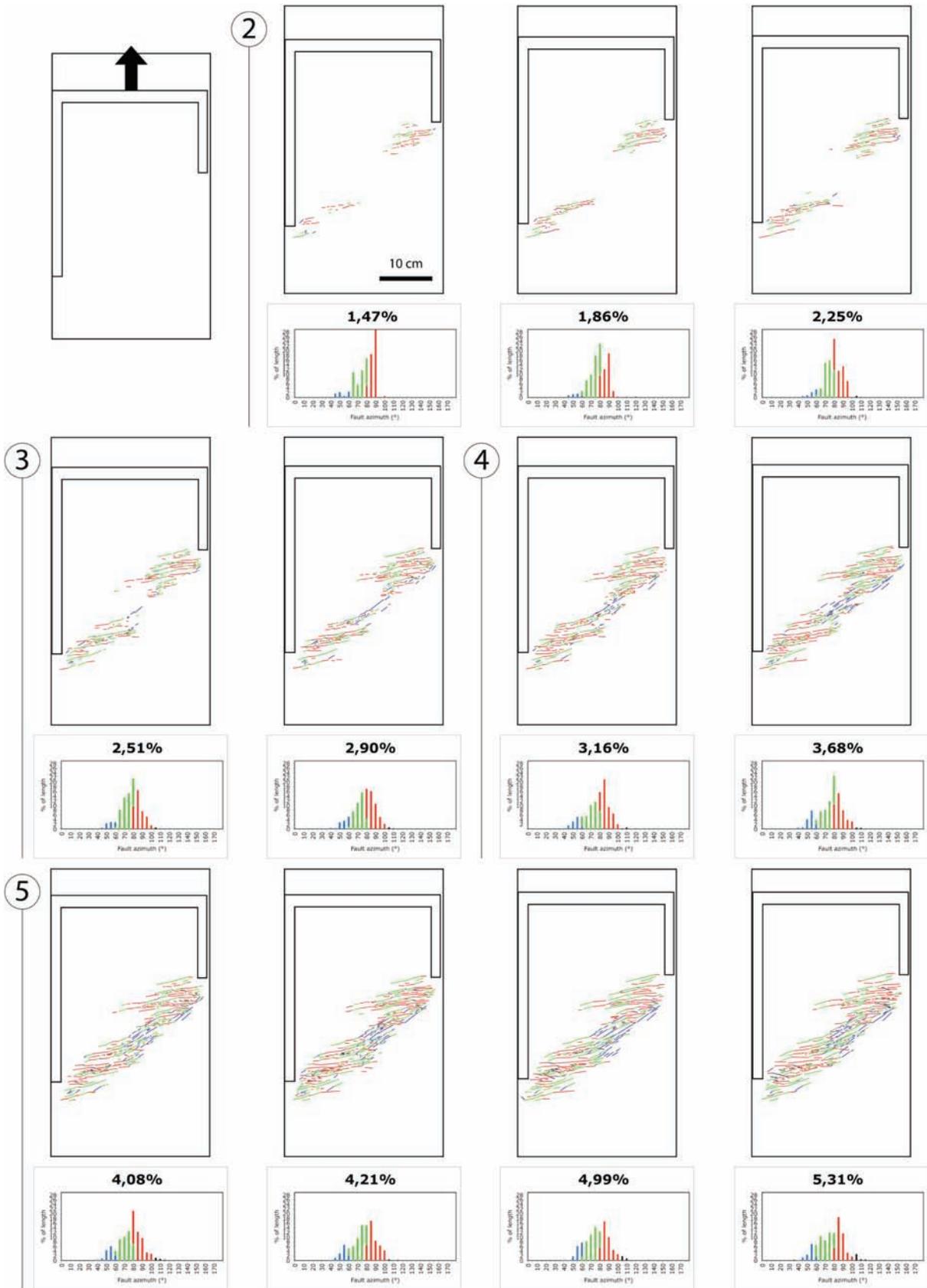


Figure 5: Line-drawing of the first stages of the model homogeneous and azimuthal distribution of the percentage of total length for each segment population. Blue: rift-parallel segments. Green: intermediate segments. Red: displacement-normal segments. Circled numbers correspond to the stages on figure 7.

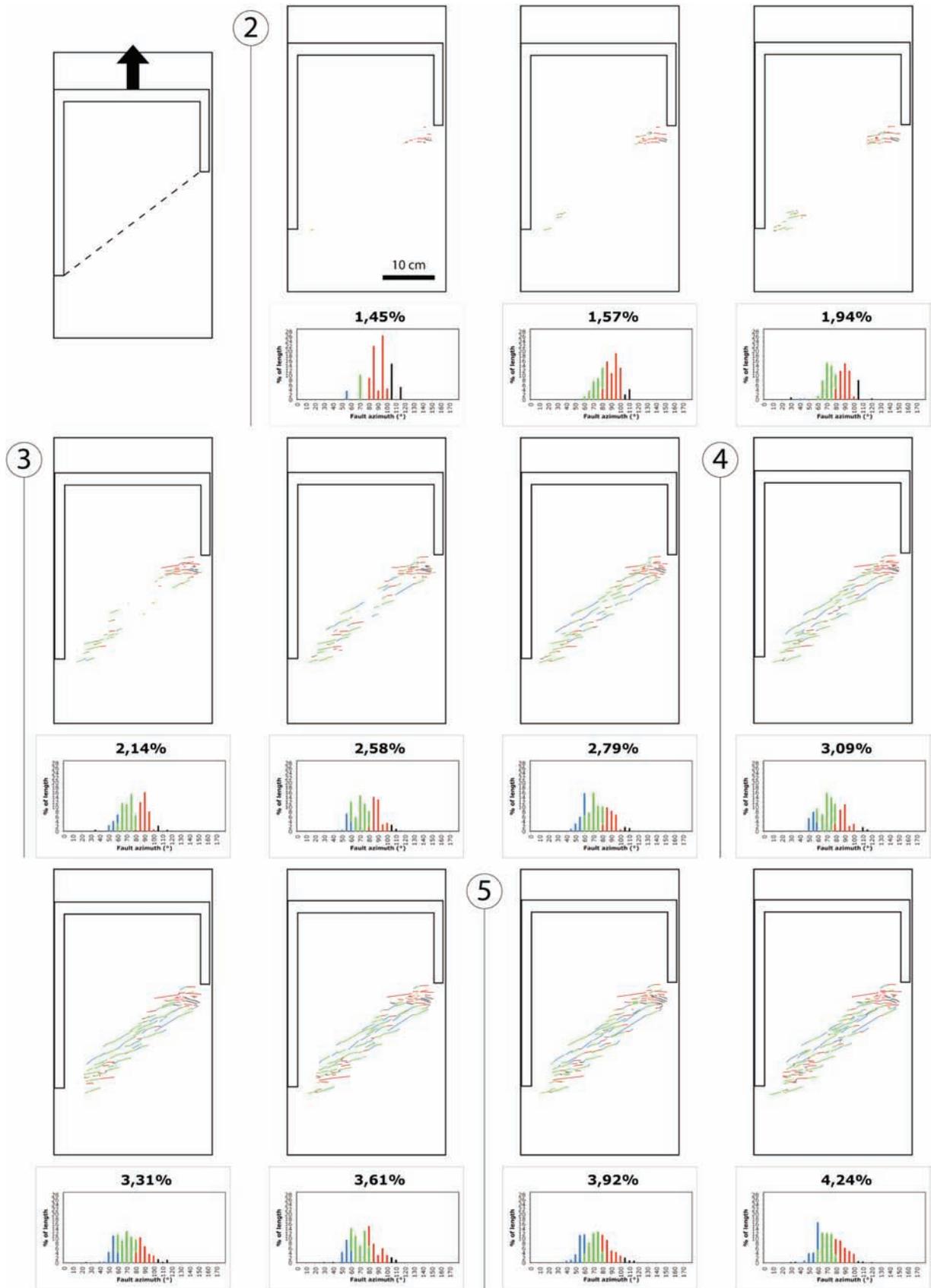


Figure 6: Line-drawing of the first stages of the model heterogeneous and azimuthal distribution of the percentage of total length for each segment population. Blue: rift-parallel segments. Green: intermediate segments. Red: displacement-normal segments. Circled numbers correspond to the stages on figure 7.

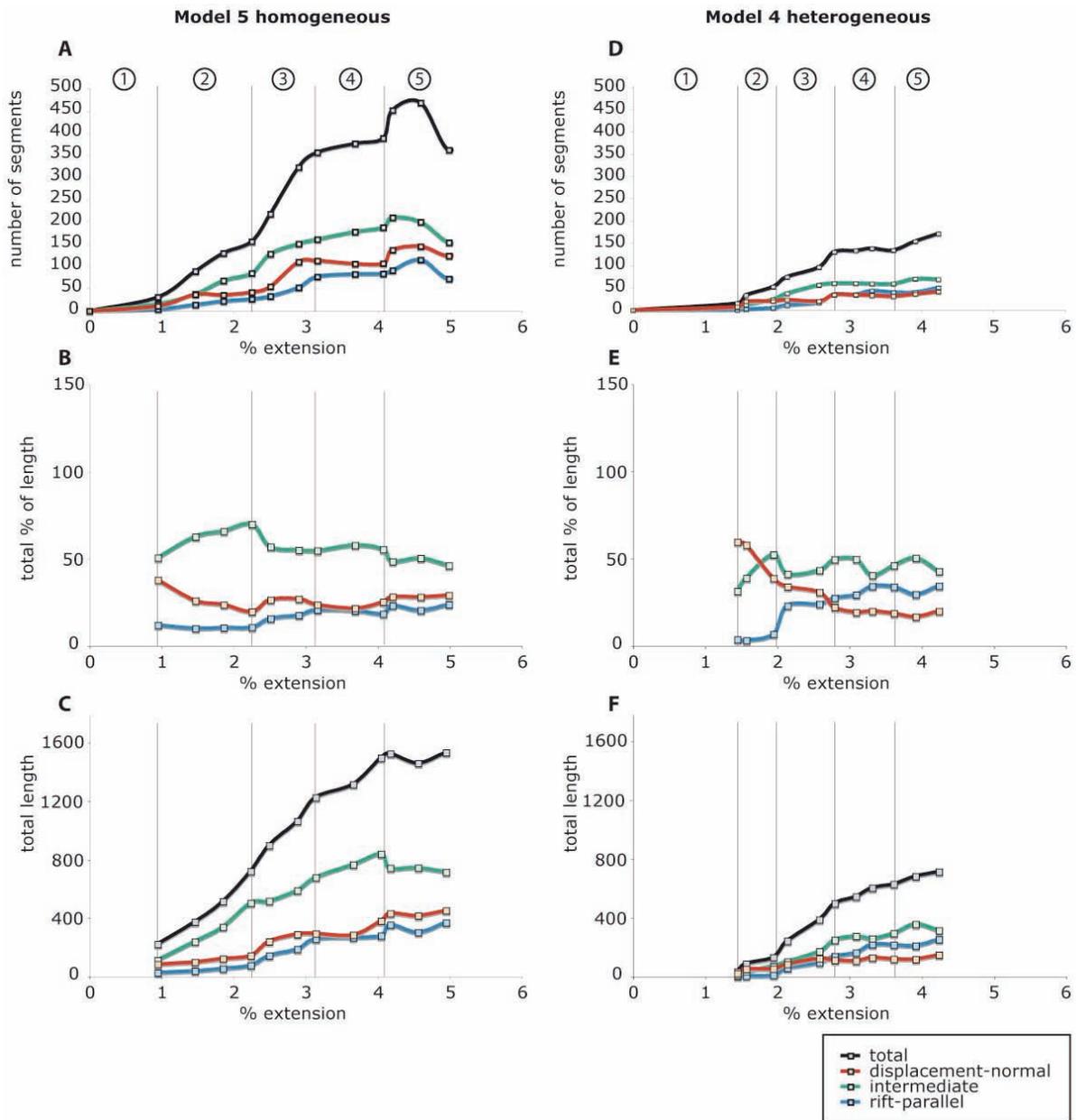


Figure 7: Evolution of the fault population during the first stages of homogeneous model (left) and heterogeneous one (right) with increasing extension. Blue: rift-parallel segments. Green: intermediate segments. Red: displacement-normal segments. A-D: number of segments evolution. B-E: total cumulated length percentage. C-F: total cumulated length.

At an extension amount of about 2 to 3%, the relay zone breaks and rift-parallel faults initiate (fig. 8-a). The number of fault segments is indeed increased more rapidly (fig. 7-A, stage 3). Those faults have relatively short lengths. On figure 7-A the evolution of the relay can be followed precisely: in the stage 3, first, more intermediate faults initiate, then

displacement-normal initiate in an increased amount, finally rift-parallel initiate in an increased amount. The relay seems to form first with intermediate and displacement-normal and subsequently by rift-parallel. Thus, rift-parallel faults (blue) develop mainly in the model centre and on short length. The relative length amount of intermediate segments tends to decrease during this stage 3 as the two other ones increase (fig. 7-B). The total length of each fault population follows the same evolution (fig. 7-C).

At a fourth stage, fault segment initiation clearly slows down (stops for the rift-parallel and displacement perpendicular ones). The faults are active, accommodate extension and propagate a little but no new segments are created (fig. 10-c). Indeed, the total fault length goes on increase whereas the segments are not more numerous (fig. 7-A and C, fig. 3).

A fifth stage can be observed on figure 7-A, with a slight increase and then a decrease. This could be due either to real mechanisms, as fault neof ormation then coalescence or scarp collapse, or most probably it is due to problems of image interpretation because of the complex fault pattern. This idea is supported by the strange evolution of the total length cumulated by the intermediate faults, which decreases (fig. 7-C).

After this first structuration, the model is not easily interpretable. Nevertheless, its following evolution can be observed on top-photographs (fig. 3 and fig. 8) and on topographic profiles (fig. 12-A). After 4% extension (fig. 8-c), the relay zone is complete and all major faults are formed. The topographic profiles show little vertical movements. Then the deformation is mainly accommodated by displacement-normal re-faulting of the structures and reactivation (fig. 8-d and e, ~5-6%). The topography start to be structured by horsts and grabens but rift shoulder elevation stays mean (fig. 12-A). Then the development of rift-parallel faults is observed on the rift borders (fig. 8-f and g, ~7-13%). The topography acquires its final structure with four horsts and five grabens in the displacement-normal direction around 12% extension (fig. 12-A). The vertical displacements are progressively increased. Nevertheless, in the rift centre, the continuous extension is accommodated by displacement-normal faults, which progressively destruct the rift-parallel and intermediate oriented horsts (fig. 8-g and h, 13-15%). The rift shoulders finally reach an elevation of 3.7 mm above the mean elevation along the profiles (at 19.24% extension), whereas the maximal subsidence reaches 2.9 mm depth (fig. 12-A).

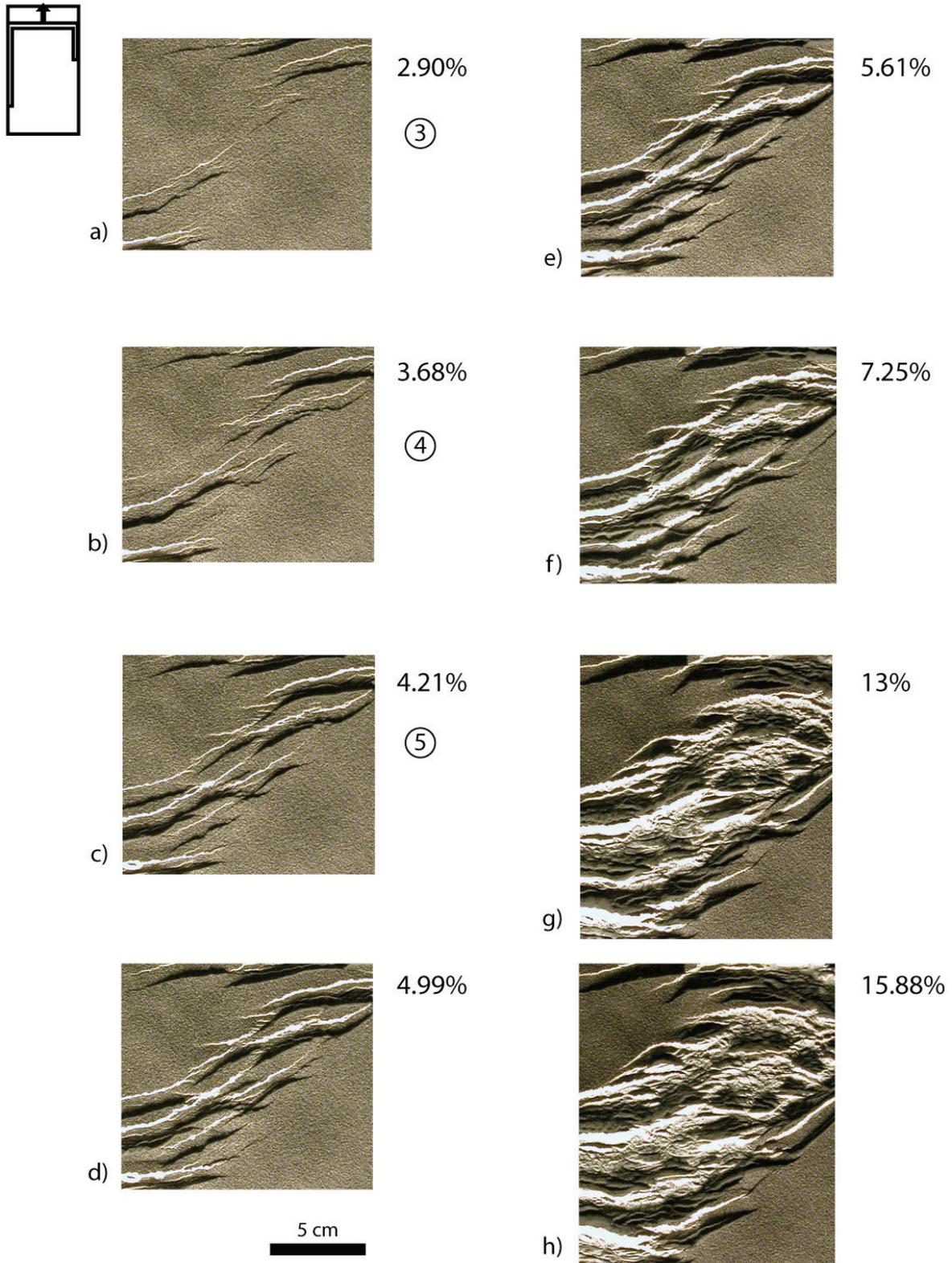


Figure 8: Zoom of top photographs of the centre of the homogeneous model for increasing extension amount.

Circled numbers correspond to the stages on figure 7.

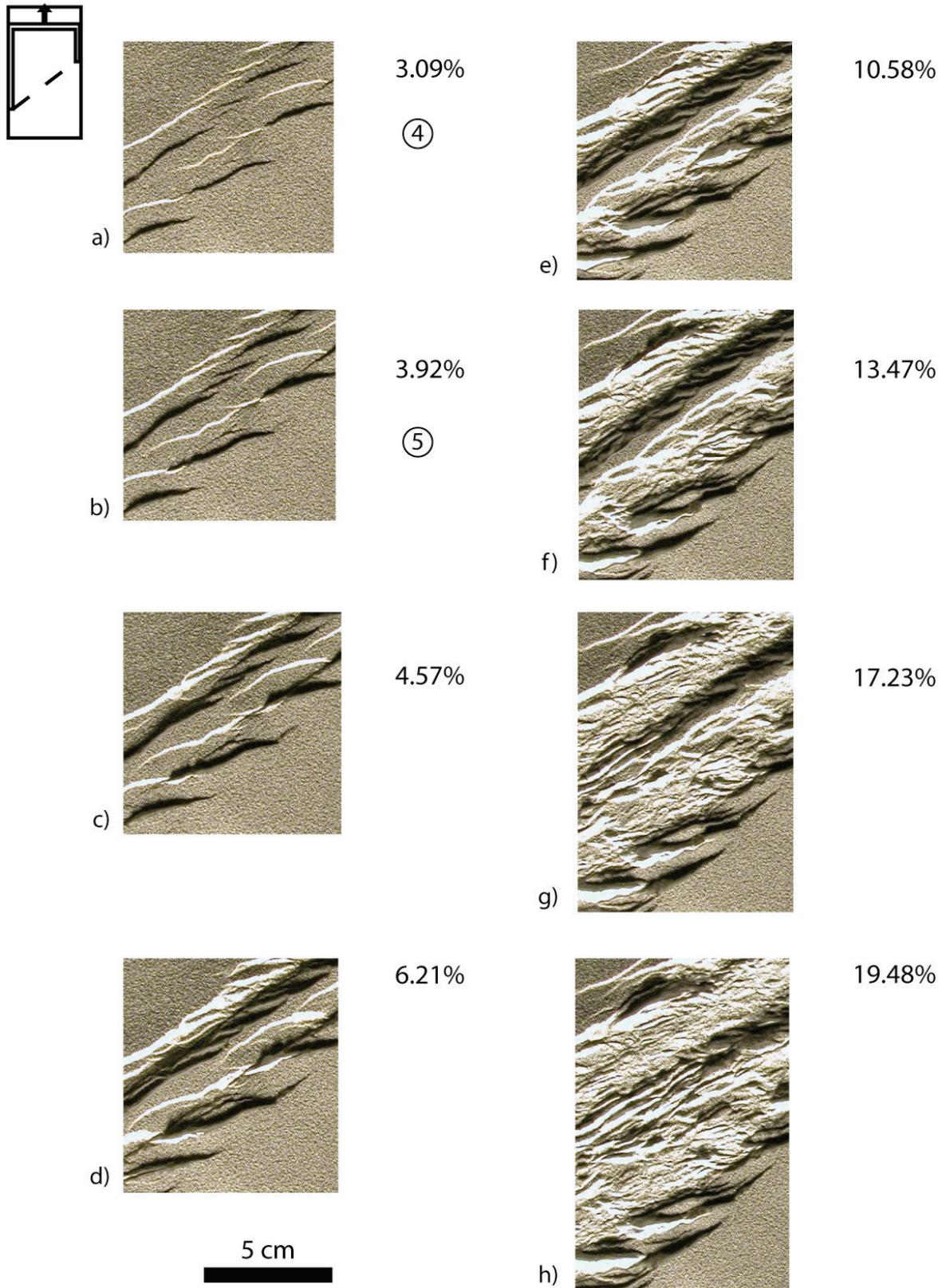


Figure 9: Zoom of top photographs of the centre of the heterogeneous model for increasing extension amount.

Circled numbers correspond to the stages on figure 7.

A major observation of the oblique models is the progressive rotation of crustal blocks (fig. 3). The rotated blocks are formed along the rift borders with a rift-parallel to intermediate direction. Then they progressively undergo a clockwise rotation, which separates the block from the rift border forming a scissor-like shaped graben. The final position of the horsts can go over the displacement-normal direction. The maximal observed displacements record more than 20° clockwise rotation. Small blocks are more inclined to high rotations. In the homogeneous model rotated zones are in contact in the rift centre and lead to highly deformed areas. As the rotations are always clockwise, these areas correspond to left-lateral shear zones.

We have access to final lithospheric cross-sections (fig. 13). The major shifts in the scanned surfaces were interpreted as faults in the brittle crust layer and as boudins in the sub-Moho mantle. As in the experiments of Brun and Beslier (1996), the two brittle-ductile systems (crust and mantle) are in opposition of phase, i.e. the thinned brittle crust is above the thickened brittle mantle and reciprocally (fig. 13). In other terms, the grabens correspond at depth to a boudin of brittle mantle and the horsts, to shear zones. In Brun and Beslier models (1996), the in-between ductile crust undergoes horizontal shear to place the two systems in opposition of phases. It constitutes therefore a decollement zone between the upper crust and the mantle. The maximal thinning of the brittle mantle, which represents the main resistance of the lithosphere, occurs on the under the northernmost major horst.

3.2. Heterogeneous model

In the heterogeneous model (model 4), faults start to develop at about 1.5% of extension (fig. 6). They localize at the lateral velocity discontinuities. Two basins form, especially on the “right” discontinuity. At the very beginning, faults are mainly displacement-normal (fig. 7-E). Until 2.5% extension, fault segment creation is quite constant (fig. 7-D, stage 2). The displacement-normal faults are actually concentrated at one of the lateral displacement. It appears that in the rest of the model, those faults are not dominant. Very few displacement-normal faults initiate (fig. 6 and fig. 7-D). The faults initiate mainly parallel to the rift and in an intermediate orientation (fig. 7-E). The fault spacing is large (1,5 cm) and the faults are globally longer than in the previous model. The rift is narrow and the rift-parallel structuration is well observed. The stage 2 is shorter than in the homogeneous model since the faulting occurs at higher extension amount and the stage 3 start earlier.

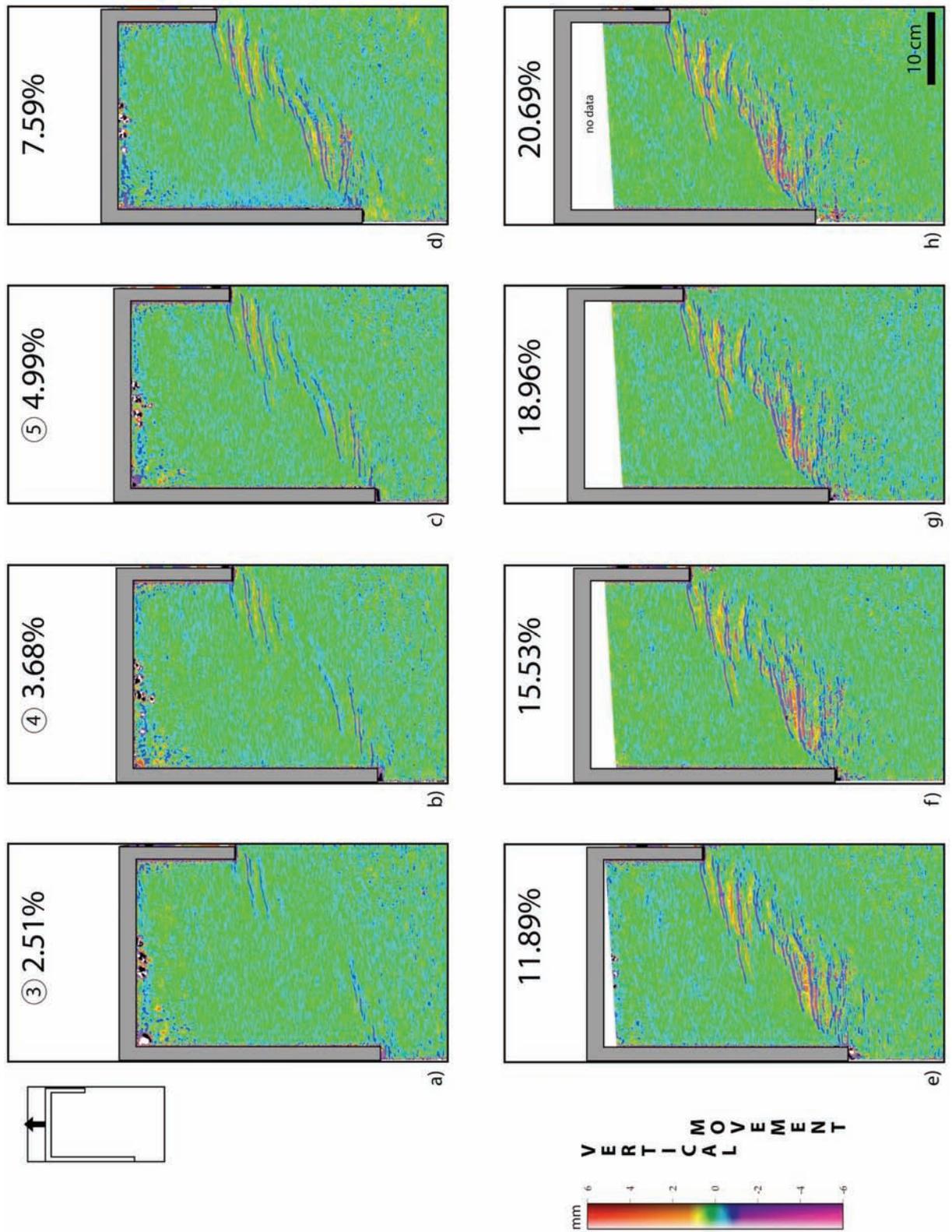


Figure 10: Differential topography (2 min spaced) of the homogeneous model for increasing extension amount.

Circled numbers correspond to the stages on figure 7.

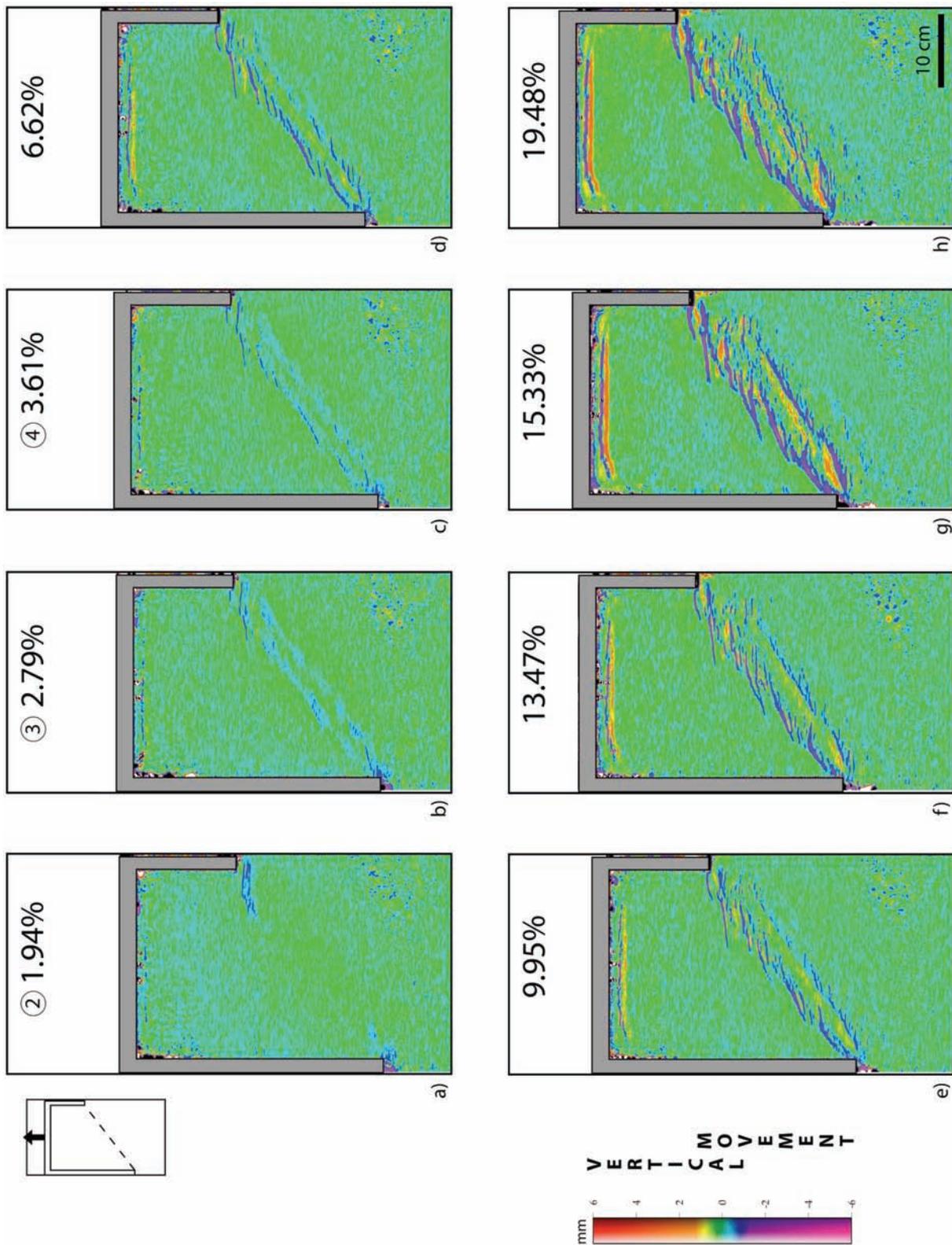


Figure 11: Differential topography (2 min spaced) of the heterogeneous model for increasing extension amount.

Circled numbers correspond to the stages on figure 7.

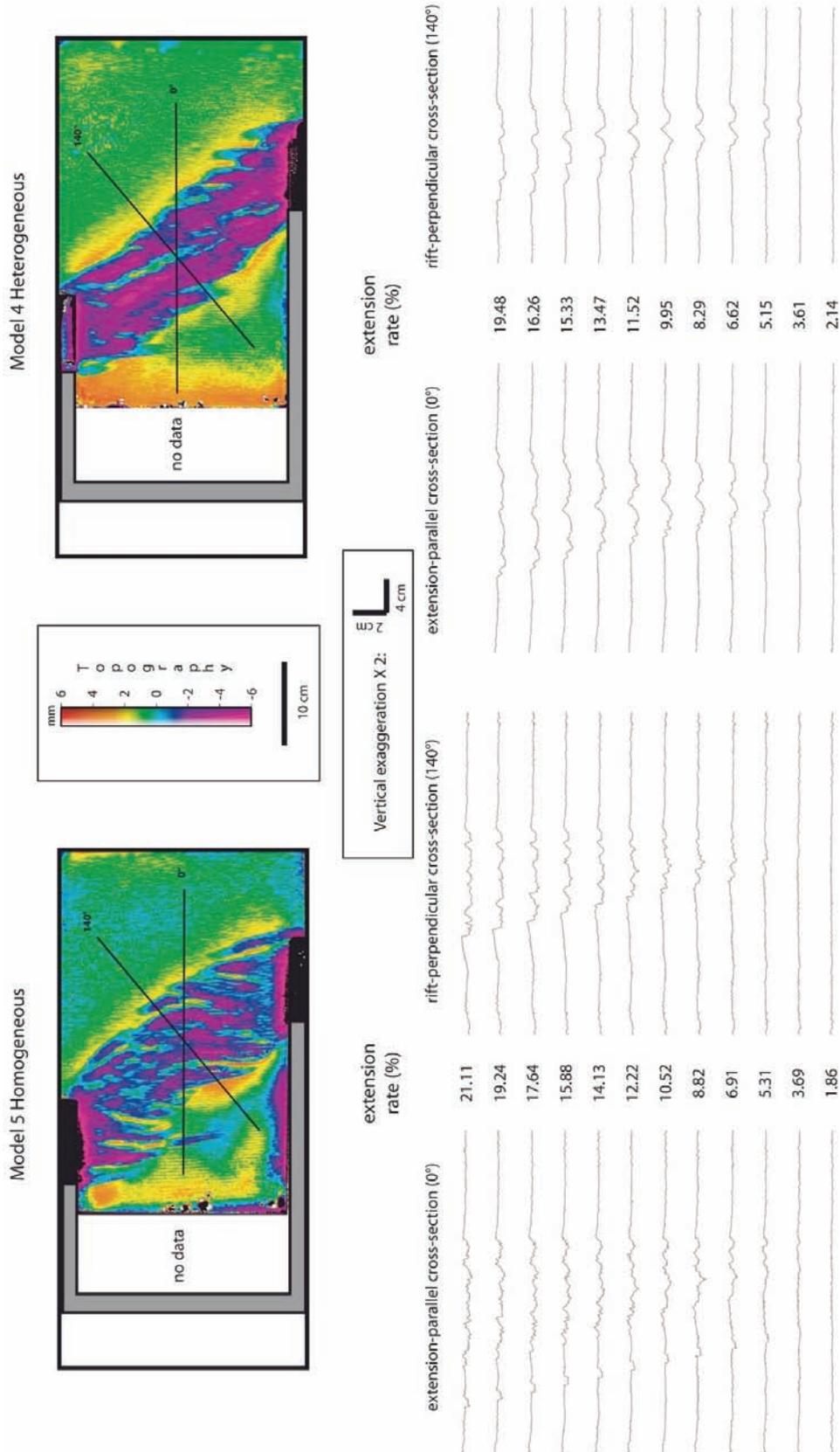


Figure 12: Evolution of the topography (from laser scan data) for the homogeneous and heterogeneous model along two profiles: extension-parallel cross-section and rift-perpendicular cross-section. Profiles localisations are reported on the topographic maps.

At an amount of extension of about 2.5%, there is a slight increase of the segment creation rate. This could be a stage 3 as in the previous experiment. It seems that this is the equivalent of the relay breaking of the previous experiment, i.e. the time when the deformation propagates through the centre of the model. First intermediate segments initiate, and then rift-parallel and displacement-normal ones initiate, slightly later (fig. 7-D). The relative length amount of displacement-normal faults is largely decreased, showing that those faults are significant at one lateral discontinuity but not very important in the main part of the model (fig. 7-E). Moreover, the total length of rift-parallel faults becomes higher than the displacement-normal one, which indicates an early dominance of the rift-parallel faults. This stage, which corresponds to the deformed zones connection, occurs earlier in the heterogeneous model (2% vs. 2,5% extension).

After that, a clear slowing down of segment creation is observed, corresponding to a stage 4 (fig. 7), where fault segments are active and propagate a little, but no new segments are created. The extension is accommodated by the existing segments (fig. 11-c). Nevertheless, the model 4 still presents a slight increase of rift-parallel faults during this step (fig. 7-D and F). The rift-parallel faults become even more numerous than the displacement-normal ones (fig. 7-F). A stage 5 can be observed with a slight amount of segment creation. But this could rather be seen as the continuation of stage 4.

After this first structuration, we can observe the model evolution through the top-photographs (fig. 4 and fig. 9) and the topographic profiles (fig. 12-B). The deformed zones connection is achieved since 3% extension (fig. 4-b). Around 4.5% extension, rift-parallel faults form on the rift borders and in the rift centre limiting a central rift-parallel horst. The rift is then composed of rift-parallel structures, composed of two grabens separated by a major horst, which is finally individualised at 6% extension (fig. 4-d). These structures are clearly identifiable on the topography since 5.15% (fig. 12-B). The rift borders are first structured by intermediate faults then by rift-parallel ones after 6% extension (fig. 9-b-c-d). Around 10% extension, the central horst starts to be re-faulted by numerous intermediate faults on its edges. Small horsts are torn apart the rift edges (fig. 9-d and e) and are observed on the topographic profiles (fig. 12-B, ~10%). Then, the three horsts and four grabens observed will constitute the rift structuration until the final state. The small horsts are re-faulted by displacement-normal faults in the deep lateral grabens (fig. 9-f) and are thus less elevated on the topographic profiles. The central horst is finally destructed by rift-parallel faults (fig. 9-g and h). The final state (fig. 9-h) shows that the main horst and rift borders are re-faulted by rift-parallel faults whereas the in-graben structures are re-faulted by displacement-normal

faults. The rift shoulders reaches an elevation of 1.8 mm above the mean elevation along the profiles (at 19.48% extension), whereas the maximal subsidence reaches 4.2 mm (fig. 12-B). But it seems that higher elevation stand laterally to the profiles.

Rotations are observed in less proportion in the heterogeneous model. Indeed, the central horst limits the structures length and their rotation. Nevertheless, the central horst initiates in a rift-parallel direction (fig. 4-c) and is finally in a nearly intermediate orientation at the experiment end (fig. 4-h). Small scissor-like shaped grabens can be observed on the rift borders too.

The final cross-section of the heterogeneous model (fig. 13) shows that the central horst is directly located above the ductile mantle heterogeneity. As in the model 5 and the model of Brun and Beslier (1996), the two brittle-ductile systems (crust and mantle) are in opposition of phase. A remarkable observation is the break-up of the brittle mantle. This feature can be observed on the brittle mantle top-photograph too (fig. 14). The broken brittle mantle layer, which is the zone of highest strength in the model, allows the contact between the ductile mantle, and the ductile crust. In the Brun and Beslier models such evolution is observed and lead to the ductile mantle exhumation at the surface.

3.3. Synthesis

As in previous works (Tron and Brun, 1991, McClay and White, 1995, Clifton *et al.*, 2000), the oblique rifts present highly segmented borders with an en echelon organisation. In both models, whatever the extension amount, intermediate faults are the most numerous ones. In both models, rift-parallel faults initiate and become an important fault set in latter stages, becoming as numerous as the displacement-normal ones in the homogeneous model and more numerous than them in the heterogeneous one.

However, several differences are noteworthy. In the homogeneous model, the total number of segments is twice as numerous as in the heterogeneous model. In the homogeneous model, the horsts are more numerous and reach or rise above the mean elevation, whereas there are few horsts in the heterogeneous model and they lie under the mean elevation except for the rift shoulders. The grabens of the heterogeneous models are deeper. The homogeneous model displays a distributed deformation in the whole lithosphere with a slight asymmetric thinning. Whereas the heterogeneous model displays a rather symmetric pattern with a central break-up of the brittle mantle, which can lead to ductile mantle exhumation.

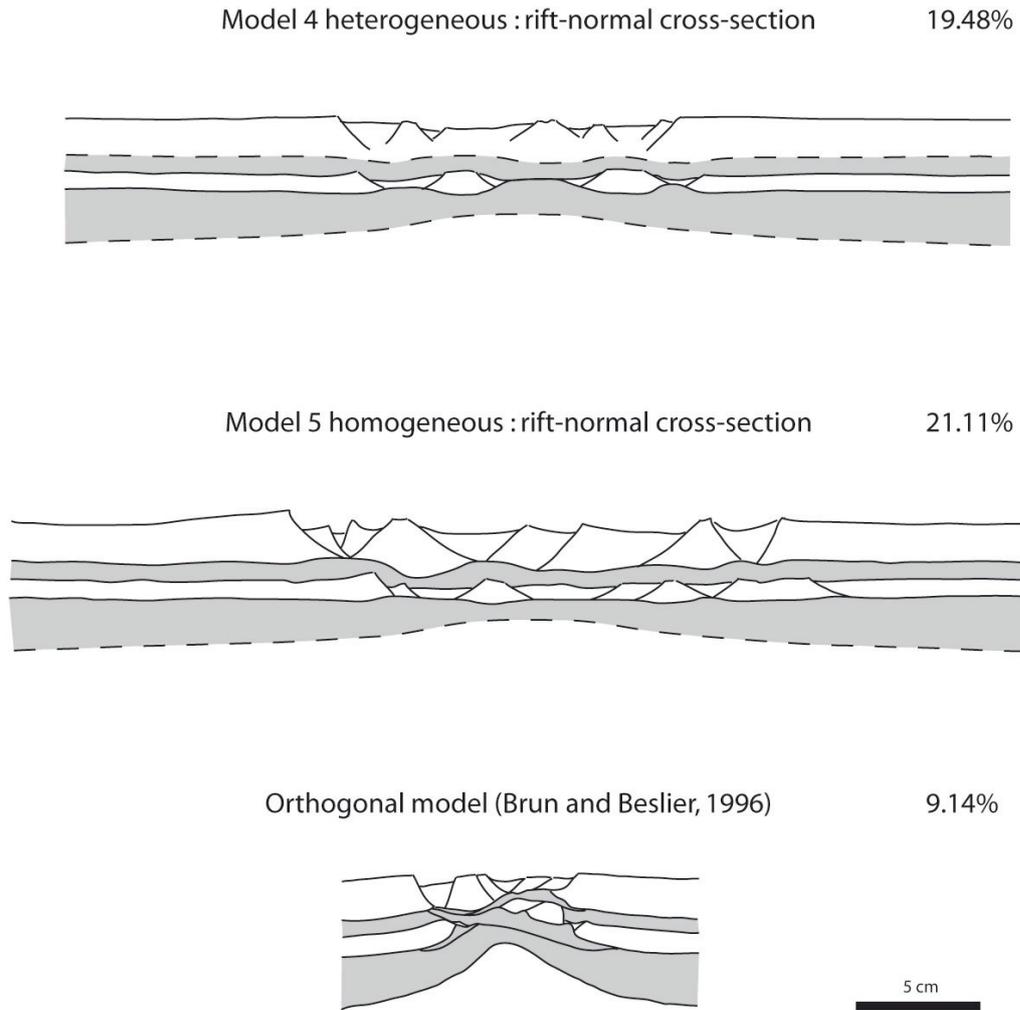


Figure 13: Model cross-sections and comparison with the orthogonal model of Brun and Beslier (1996).

In the homogeneous model, the finally active faults are displacement perpendicular and may control the final stage of extension. In the heterogeneous model, large active rift-parallel faults control the deformation, even if some displacement-perpendicular ones can be observed in the basin centre.

Rotations are systematic in both models but less important in the heterogeneous one. In the homogeneous model rotation can lead to left-lateral shear zone in the rift centre, whereas they poorly affect the deformation of the central horst in the heterogeneous model. The implications of such rotations are of first importance in the approach of structural tectonics. In an oblique rift, the final fault orientation is most probably different from their initial orientation.

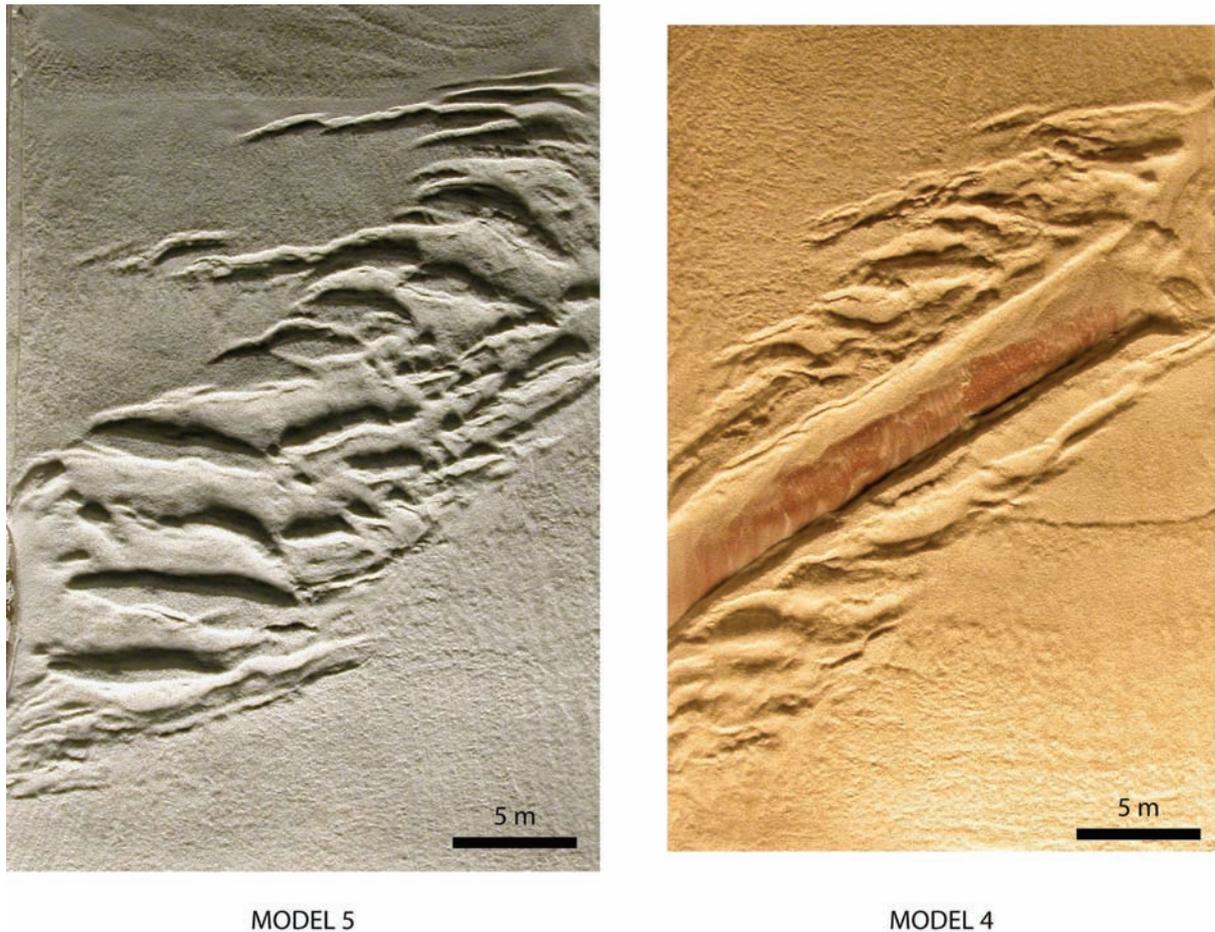


Figure 14: Photographs of the top of the brittle mantle for homogeneous model 5 and heterogeneous model 4, taken after the removal of the brittle and ductile crust layers. Note, in red, the ductile mantle exhumation.

4. Discussion

4.1. Intermediate faulting in the early stage of oblique rifting

In the heterogeneous model, the fault pattern initiates with intermediate faults and also displacement-normal faults in the vicinity of the lateral velocity discontinuities (fig. 6). Displacement-normal faults were not observed in previous models (Tron and Brun, 1991, McClay and White, 1995, Clifton *et al.*, 2000) (fig. 15). This population is likely due to the lateral discontinuities, which localise the deformation that is not much influenced by the lithospheric weakness in the mantle, as stresses are directly transmitted to the crust, before the

rift propagation toward the model centre, strongly influenced by the weakness. Intermediate faults start to develop in the model centre with an en-echelon pattern and through a wide oblique zone (fig. 6, 2.14%).

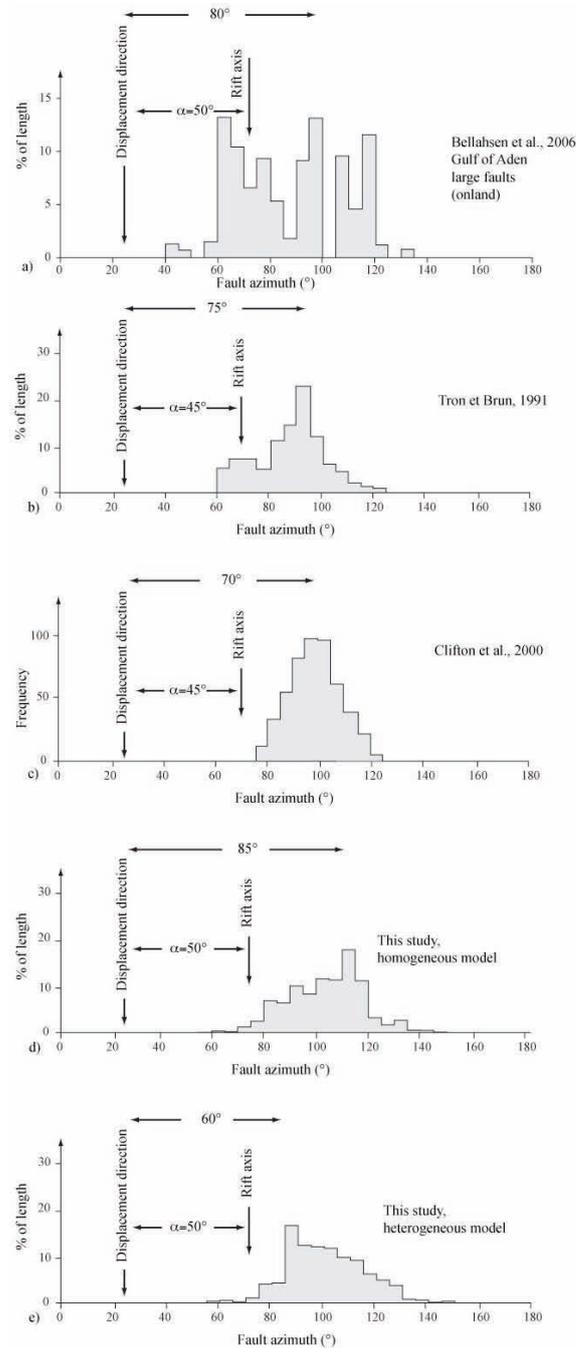


Figure 15: Fault distribution (percentage of total length vs. fault azimuth) for different analogue models of oblique rifting and comparison to the Gulf of Aden (measured faults onland)s.

In the homogeneous model, intermediate faults and many displacement-normal faults initiate at the lateral discontinuities (fig. 5). The lateral deformed zones are wider than in the heterogeneous model. They propagate toward the model centre with an intermediate to displacement-normal direction. The deformed zones reach the model centre at 2.25% extension (fig. 5) but without connection.

Thus, in both analogue models presented here, in early stages (until around 3% of extension), the main fault population is composed by faults with intermediate strike (intermediate between the perpendicular to extension and the parallel to the rift axis). This is consistent with previous analogue models (Tron and Brun, 1991, McClay and White, 1995, Clifton *et al.*, 2000). As shown by Withjack and Jamison (1986), from analogue and analytic models, oblique rift firstly develops under a transtensional regime that induces a slight rotation of the minimal main stress σ_3 in the applied zone of obliquity. σ_3 is thus slightly oblique to the extension direction (opening direction). The resulting faults pattern mainly displays faults with an intermediate azimuth. The other analogue models of oblique rifting (Tron and Brun, 1991, McClay and White, 1995, Clifton *et al.*, 2000) model the crust overlying a basal velocity discontinuity and show the same pattern. The figure 15 shows azimuth distribution of faults under similar obliquity for the models of Tron and Brun (1991), Clifton *et al.*, (2000), our models and for Gulf of Aden onland major faults. In good agreement with the prediction of Withjack and Jamison (1986), all models and data present an important peak of intermediate faults (60° to 75° from the displacement direction). This good agreement between data on one hand and with models performed both at crustal and lithospheric scales on the other hand, suggests that the analogue models reproduce well the early stages of oblique continental rifting, and that this early evolution is well constrained. The analogue models with a crust over a basal velocity discontinuity (Tron and Brun, 1991, McClay and White, 1995, Clifton *et al.*, 2000) thus succeed in capturing the main structural characteristics of oblique rifting with a basal discontinuity instead of the whole lithosphere, but probably only in early stages. As we will discuss later, the following stages of rifting are probably more complicated.

4.2. Development of local stresses

The fault pattern evolves with ongoing extension, when the two lateral deformed zones connect toward the centre of the model. Intermediate and rift-parallel new faults develop rather than displacement-normal faults (fig. 7-D and E). However, their initiation seems to have different stress origins in the heterogeneous and the homogeneous models.

In the heterogeneous model, the lateral deformed zones are rapidly connected along the weakness with en echelon intermediate and rift-parallel faults (fig. 6, since 2.58%). Then, rift-parallel faults begin to accommodate a large amount of the applied extension (fig. 9-a-d, 3.09 to 6.21%). The initiation and propagation of such faults are interpreted to be due to local stresses induced by variation of crustal thickness across the rift (Artyushkov, 1973, Fleitout and Froidevaux, 1982). These local stresses are likely controlled by the oblique heterogeneity, which localizes the mantle thinning and thus the crustal thinning. In such zones with local stresses, the oblique reactivation of displacement-normal faults might occur, even if oblique slip cannot be constrained in our models.

In the homogeneous model, the lateral deformed zones connect by rift-parallel faults on a very narrow width (fig. 5, 2.90%). These faults form a relay between the two shifted discontinuities, and thus the deformed zones. The first rift-parallel faults initiate when this relay breaks. In this relay, as few extension has been accommodated so far at this step, the lack of important variation in the crustal thickness suggests another fault obliquity origin. Local stresses may also be invoked, but in this case they are due to stress rotation typical of relay zones. Such mechanism was suggested by Huchon et al. (2003) to explain rift-parallel faults and rift perpendicular extension direction. The authors also noticed that this could not be an explanation valid for the whole rift, but only in local places. Our models tend to confirm such an hypothesis: Relay faults might form in some places between en-echelon basins. Once such faults are active and start thinning the crust, local stresses due to crustal thickness variation (as in the heterogeneous model) can also act to enhance such faults. In such zone, the local stresses will be perpendicular to the deformed zone controlled by early relay faults.

In previous crustal-scale models (Tron and Brun, 1991, McClay and White, 1995, Clifton *et al.*, 2000), faults tend to be of intermediate trend in the rift centre and to approach rift-parallel direction on the rift borders. Thus, to explain rift-parallel faults, local stresses due to crustal thickness variation might also play a minor role in the fault pattern geometry. This fault population is not a main one except in the Tron and Brun (1991) experiments (fig. 15). In those last experiments, rift-parallel faults initiate above the border of the basal silicone layer, which underlies the sand but does not extend from the mobile wall to the other (fig. 3 in Tron and Brun, 1991). This may explain the presence of a peak at this direction and its scarcity in the other models (fig. 15).

The heterogeneous model, as we can foresee, is more localising than the homogeneous one. Indeed, less segments and horsts are created and grabens are deeper. The deformation is thus accommodated by large offset on less numerous faults. In the homogeneous model, the

displacement-normal faults are more developed than the rift-parallel ones, whereas the rift-parallel faults become more important in the heterogeneous model. Moreover, the displacement-normal faults are proportionally more numerous in the homogeneous model than in the heterogeneous one (fig. 7). The final fault distribution shows a peak of displacement-normal faults in the homogeneous model. In the heterogeneous model, the heterogeneity seems to prevent the displacement-normal faults development in favour of the rift-parallel faults development.

4.3. Rift localization

In both models, once the rift localizes, new fault segment initiation tends to decrease and the deformation is mostly accommodated by ongoing activity and propagation of earlier segments. However, once the rift is matured (fig. 8 and 9), the formation of new segments resumes. At this stage, the fault pattern is too complex to be accurately described from models photographs and illustrated on line drawings. There is indeed no evidence of a dominant fault population and new segments are formed along the three main fault pattern directions.

In the heterogeneous model, intermediate and rift-parallel faults re-fault the rift-parallel structures (fig. 9). This is especially clear in the central horst and on the rift borders. Then, displacement-normal faults localize in the main deep grabens as we can see on the final line-drawing (fig. 16).

In the homogeneous model, displacement-normal faults re-fault the intermediate and rift-parallel structures, except on the rift borders, where rift-parallel faults are still active (fig. 8). This is consistent with other analogue models where the faults close to rift-parallel direction are border faults (here referring to the faults at the margin of the deformed zone, see Figure 3 of Tron and Brun, 1991 or of McClay and White, 1995).

In both models, displacement-normal faults (perpendicular to the far-field extensional stress) initiate only in the centre of the rifted zone. This is likely due to much lower local stresses than at the previous stage (see section 4.2), because of low crustal thickness variations in this zone of high crustal thinning. Moreover, as the thinned parts of the lithosphere localise the deformation, the development of the rift-parallel faults on the rift borders stop early.

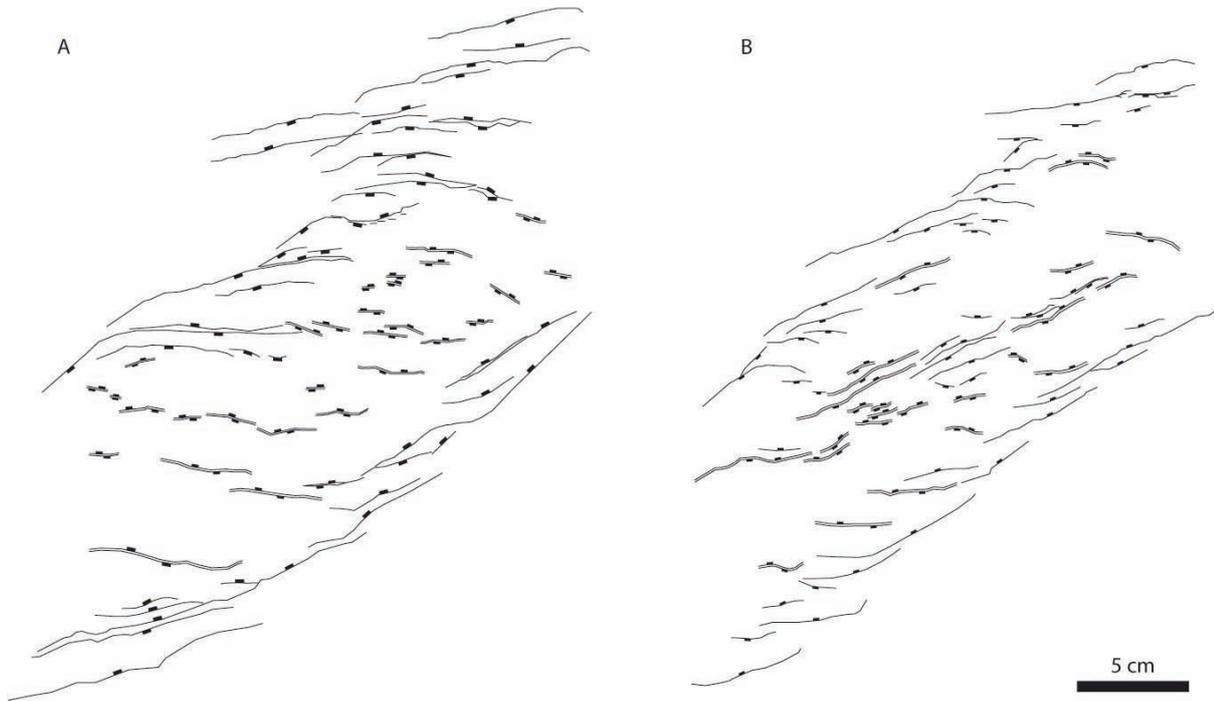


Figure 16: Final line drawing of the homogeneous (A) and heterogeneous (B) models. Only major faults only are reported, as the deformation becomes very complex.

4.4. Initiation of a possible mantle exhumation

The differences between the two models show that the influence of the brittle mantle behaviour is predominant. As shown in section 3.2, the complete breakup of the uppermost brittle mantle occurs in the heterogeneous model, while it is not achieved in the homogeneous one in the time lapse of the experiment (fig. 13 and 14-B). It would however have occurred at some point. This shows that the heterogeneous setting favours an earlier breakup of the uppermost brittle mantle. This is a consequence of the heterogeneity introduced in the initial model, which decreases the strength of the brittle mantle, and hence of the whole lithosphere, and leads to an early localisation of the deformation at depth.

In the four-layers orthogonal models of Brun et Beslier (1996) (fig. 13), the break-up of the brittle upper mantle also occurs. It is a consequence of the boudinage of the high strength uppermost brittle mantle and the localisation of the deformation in one of the neck zone as extension proceeds. The breakup of the brittle mantle leads to the superposition of two conjugate normal sense shear zones, one in the ductile lower crust and one the ductile mantle. The localisation of the deformation in this lithospheric weakness zone induces the necking of

the whole lithosphere, and a high thinning of the crust and eventually its breakup leading to the exhumation of the mantle.

In the same way, it is most probable that brittle mantle breakup in our models is an initial step of the exhumation of the mantle. The models cross-sections (fig. 13) are compared to the four-layers orthogonal model of Brun and Beslier (1996). The analogue materials, layers thickness and extension velocities are comparable. While the models 4 and 5 undergo an extension twice as high as the Brun and Beslier (1996) model (~20% vs. 10% in Brun and Beslier, 1996), the ductile mantle does not reach the surface, even when the breakup of the brittle mantle is achieved (heterogeneous model, fig. 13). The difference seems thus to be due to the rift obliquity in our models. Indeed, in the homogeneous model, the obliquity induces an en-echelon pattern of the thinned zones of the lithosphere, and especially in the brittle mantle (Fig. 14). Thus, the localisation of thinning along a continuous zone is more difficult, the localisation of the deformation at depth occurs lately, and the deformation is more diffuse in the brittle crust, leading to a much wider lithosphere rifted zone. Nevertheless, analogue modelling suggests that the presence of an oblique heterogeneity could allow mantle exhumation but after larger extension than in orthogonal extension.

4.5. Block rotations

Block rotations are observed in both models, but are larger in the homogeneous model than in the heterogeneous one. In all models, the rotations are clockwise, consistent with the kinematics of the oblique rift (right lateral). Some horsts rotate from an intermediate direction to a displacement-normal one (rotations up to 20°). Rotations induce the opening of scissor-like shaped grabens (fig. 3 and 4), which are wider toward the East on the northern flank of the rift and wider toward the West on the southern flank. Consequently, there is a differential amount of extension along-strike the grabens, the extension being higher in the wider parts of the grabens, near the rift centre. In the rift centre, block rotations induce the formation of left-lateral steep shear zones, especially observed on the photograph of the top of the brittle mantle (fig. 13-A). These shear zones can be the initiation of future zones of transfer and maybe transform faults, which segment the oblique rift. Their spacing would thus be linked to the scale of the rotated blocks.

The rotations are less expressed in model 4 and no transverse steep shear zones are observed on the photographs in surface and at depth. Thus, the homogeneous model seems to favour block rotation, probably because all faults have mainly dip slip displacements, inducing the

rotations. On the contrary, the heterogeneous model seems to favour rift-parallel faults that probably have oblique slip, preventing from block rotations.

As a consequence, blocks rotation induces in the rift centre induces a segmentation and decrease of along structure length of the initial horsts and grabens, which loose their along-strike continuity. The extensional features are then shorter and discontinuous near the rift centre than on the rift borders. These observations have noteworthy implications for the comprehension of the structure of conjugate margins issued of oblique rifting. Analogue modelling strongly suggests that faults presently observed in the distal parts of such passive margins, near the ocean-continent transition, do not show their initial orientation, whereas the more proximal parts of the margins, especially the emerged parts, may have better preserved the initial faults trends until the end of the rifting.

4.6. Application: the oriental Gulf of Aden

Scaled physical models have been used to interpret the geometry and evolution of fracture populations that form on mid-ocean ridges and continental rifts during oblique extension (Withjack and Jamison, 1986, Tron and Brun, 1991, McClay and White, 1995, Clifton *et al.*, 2000, Mart and Dauteuil, 2000, Dauteuil *et al.*, 2001, Sokoutis *et al.*, 2007). The Gulf of Aden structure and evolution were already studied in the light of the clay analogue and analytical models of Withjack and Jamison (1986). They noted that the intermediate fault population was an important one in the Gulf, which was in good agreement with their models. We agree with those conclusions. Nevertheless, the onshore and offshore data were rather scarce at the time of their study. New data are now available (Huchon and Khanbari, 2003, Fournier *et al.*, 2004, d'Acremont *et al.*, 2005, Bellahsen *et al.*, 2006). They confirm the above conclusions but also show some complexities that can be understood in the light of our models.

The Gulf of Aden trends along a N070°E direction. It is formed under the influence a N020°E trending far field extension, of the Afar hot spot in the west, and maybe of the propagating Carlsberg ridge in the east. The obliquity is thus around 50°. The far field extension direction is due to a complex evolution of the converging northern margin of the Bitlis-Zagros-Makran. Around 30-40 Ma ago, the subduction of the Tethyan Ocean still active under the Zagros and the Makran while already slowed down by collision in the Bitlis might provide intra-african plate extensional stresses (Bellahsen et al. 2003). The Gulf opened along

an orientation that does not seem to be inherited, and thus seems to be newly created as discussed in Bellahsen *et al.* (2003).

Three fault populations (extension-normal, rift-parallel, intermediate) are observed on the onshore margins (Huchon *et al.*, 1991, Lèpvrier *et al.*, 2002, Huchon and Khanbari, 2003, Fournier *et al.*, 2004, Bellahsen *et al.*, 2006, Fournier *et al.*, 2007). Moreover, microstructural studies show several extension directions and their relative chronology. Accordingly, both counter clockwise rotations (N020°E extension toward N160°E extension, (Lèpvrier *et al.*, 2002, Huchon and Khanbari, 2003, Bellahsen *et al.*, 2006){Autin, 2008 #5812} or clockwise rotations (N160°E extension toward N020°E extension, (Fournier *et al.*, 2004){Autin, 2008 #5812} occur during the rifting.

The Gulf of Aden is highly segmented with first order and second order segmentations (d'Acremont *et al.*, 2005). Offshore, near the ocean-continent transition, the structures exhibit more displacement-normal directions (d'Acremont *et al.*, 2005). On the oriental northern margin, offshore grabens present scissor-like morphology with an opening and deepening toward the East (Autin, 2008). The ocean-continent transition seems to exhibit exhumed serpentinitised mantle in some local area (Leroy *et al.*, *subm.*).

The models presented in this study were elaborated to be consistent with the obliquity of the Gulf of Aden, which results in a 50° oblique rift. The four-layer rheology corresponds to a cold lithosphere, deformed during the tertiary rifting of the Gulf of Aden. However, this rheology is only applicable in the oriental Gulf of Aden, since the western part deformed under the influence of the Afar hot spot. Lateral velocity discontinuities are rather experimental tricks, and have no real geological analogue, but it is a way to induce oblique (or orthogonal) rifts in homogeneous lithosphere scale models without preexisting weaknesses. As suggested by the model of Bellahsen *et al.* (2003) modelling, the obliquity of the Gulf of Aden does not seem to depend of inherited lithospheric heterogeneity.

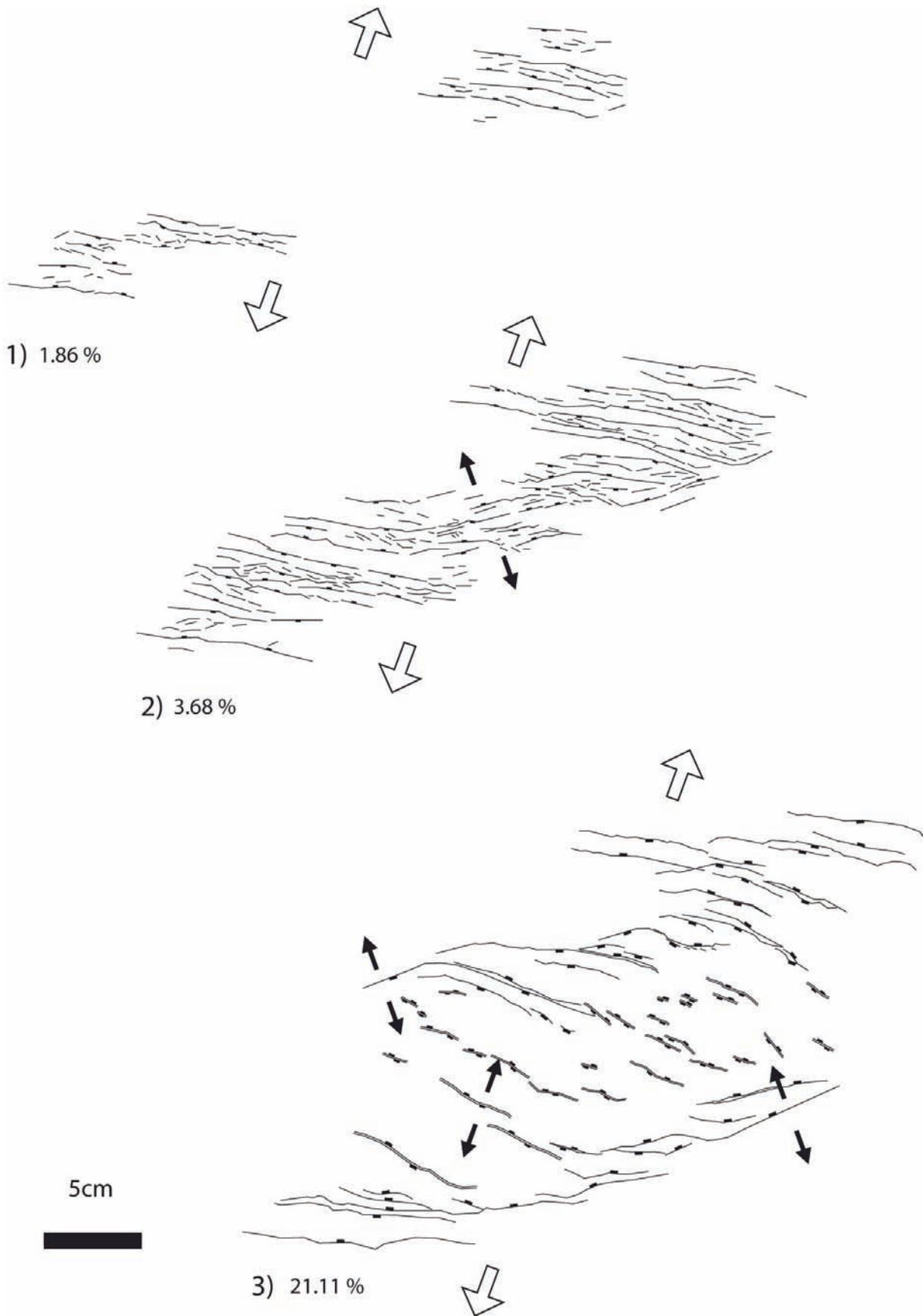


Figure 17: Line-drawing of the three main steps in the evolution of the homogeneous model. Drawings are rotated in order to fit the opening direction of the Gulf of Aden (N020°E, white arrows). Black arrows represent the local stresses induced by thickness variation.

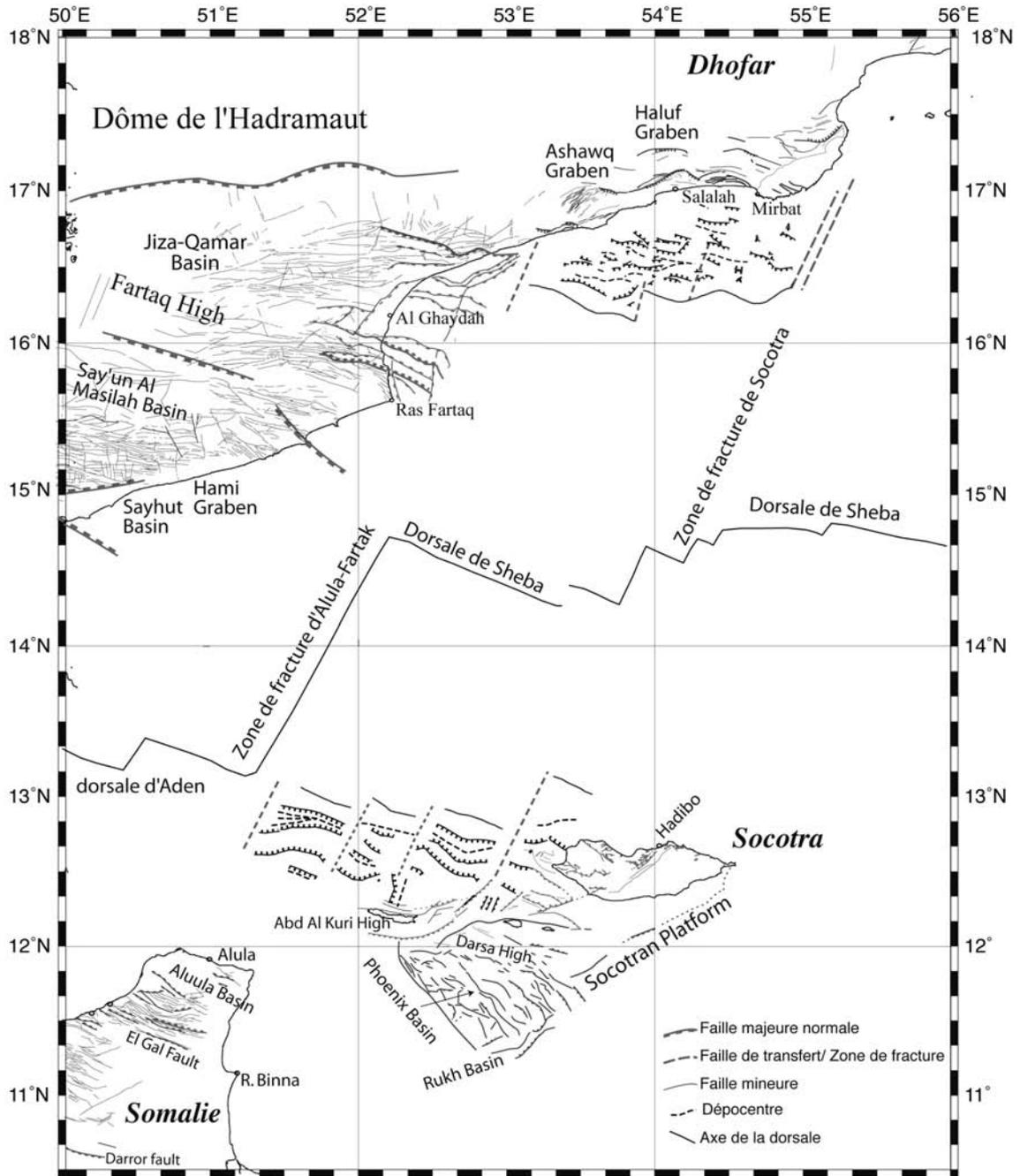


Figure 18: Structural map of the conjugate margins of the oriental Gulf of Aden. Synthesis from Beydoun et Bichan 1969; Roger et al. 1989; Platel et al. 1992; Roger et al. 1992; Menzies et al. 1994; Fantozzi 1996; Birse et

al. 1997; Brannan et al. 1997; Morrison et al. 1997; Samuel et al. 1997; Watchorn et al. 1998 ; Khanbari 2000 ; Lepvrier et al. 2002 ; d'Acremont et al. 2005 ; Bellahsen et al. 2006 ; Autin et al. subm..

The fault pattern in the homogeneous model is, in some ways, similar to the fault pattern described on the Gulf of Aden margins (fig. 17-3 and fig. 18). Three fault populations initiate in this model: rift-parallel faults rather on the rift borders and displacement-normal faults in the rift centre. The models may thus provide keys for the interpretation of the Gulf of Aden faults interpretation.

(i) The observed anticlockwise rotation of the direction of extension may results from local stresses due to crustal thickness variation on the rift border as suggested by Bellahsen *et al.* (2006). In such a stress state (extension N160°E, perpendicular to the rift axis) rift-parallel faults may activate and displacement-normal may be reactivated obliquely as observed in some places in the field (Huchon and Khanbari, 2003, Bellahsen *et al.*, 2006).

(ii) The observed clockwise rotation of the extension direction can be related to a late rotation of stresses in the rift centre. In such zone, the crust is highly thinned and thickness variations become smaller, inducing a subsequent decrease in local stresses. Thus, the stress state is again dominated by far field boundary conditions, i.e. N-S to N020°E as suggested in d'Acremont et al. (2006).

(iii) The faults in the Gulf of Aden are highly segmented (fig. 18). This may be due to the rift obliquity that induces stress rotations as discussed above and to block rotations that have two consequences: (1) the initiation of steep shear or transfer zones initiated in the rift centre and (2) rotated blocks are faulted by ongoing deformation resulting in short horsts (shorter than in orthogonal rifts). One can hypothesize that those transfer faults can localize the transfer zones that seem to initiate during the ocean-continent transition formation and deformation and/or during the final stages of rifting (Autin *et al.*, subm.). Those steep faults are indeed parallel to the opening direction and well oriented to become transfer faults and maybe transform faults. The second structural characteristics is the short length of horsts in the distal margin (fig. 18), which may be a consequence, as in the models, of block rotations. Thus, we could suggest that the highly non-cylindrical structures imaged by reflection seismic data are due to block rotations and horsts re-faulting.

(iiii) Finally, the model displays grabens with scissor-like morphology. Such grabens are observed on the northern margin (Autin *et al.*, subm.) (fig. 18) and could result from blocks rotations. In particular, in the ocean-continent transition, a scissor-like morphology is

observed. In such location mantle exhumation, if any, might occur on short length in zone arranged en-echelon along the margin. Final stages of rifting and possible mantle exhumation are thus in en-echelon zones, controlled by displacement normal faults as mentioned earlier. This morphology controls the beginning of oceanic accretion that occurs in non-oblique but opening perpendicular segments of a few tens of kilometres each (d'Acremont *et al.*, submitted).

Conclusions

We have presented two analogue models where an oblique rifting is simulated in two ways. In one experiment, the lithosphere is heterogeneous, thanks to a zone of weakness in the lithospheric mantle. In this model, the obliquity of the rift is due to the obliquity of the weakness and lateral velocity discontinuities (offset in plane view). In the model, the lithosphere is homogeneous. In this model, the rift is oblique only because the lateral discontinuities are offset.

In both models, the evolution of the fault pattern indicates how the rift localizes. In a first stage, intermediate faults are the main ones, especially in the heterogeneous model. This is due to the overall kinematics of the oblique rift. Those were predicted by previous analogue models.

In a second stage, the rift localizes along the oblique zone especially though the initiation of rift-parallel faults, probably due to local stresses (extension perpendicular to the rift axis) due to crustal thickness variations.

Once the rift has thinned enough, the deformation localizes in the rift centre where no crustal thickness variation are significant. In the homogeneous models, no local stresses perturb the far field one. Faults perpendicular to the far field extension initiate. The result is that the zones of extreme thinning are still disposed en-echelon. Those are believed to be the one that will control the ocean-continent transition structure (not seen in our models) and the geometry of the accretion centres. In the heterogeneous model, faults perpendicular to the far field extension as well as rift-parallel ones control the late stages of deformation. Thus, in this case the zone of extreme thinning is aligned on the rift axis.

These characteristics allowed us to comment the structures observed in the Gulf of Aden. We can better constrain their evolution and, in particular, argue that the obliquity of the rifting in this area was most probably not due to a pre-existing lithospheric weakness.

Acknowledgements

We thank F. Funicello and C. Faccenna for their advices, comments and help in the Laboratory of experimental geology of the University of Rome III. We also thank J.P. Brun for stimulating discussions. We would like to thank D. Rossi for useful personal communication. Figures 5, 6, 10, 11, 12 and 13 were produced with the GMT software package (Wessel & Smith 1995). This study is part of the GDR "Marges" and the "Action Marges" projects.

References

- Artyushkov, E.V., 1973. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities, *J. Geophys. Res.*, 78.
- Autin, J., 2008. Déchirure continentale et segmentation du golfe d'Aden oriental en contexte de rifting oblique, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Autin, J., Leroy, S., Beslier, M.-O., d'Acremont, E., Razin, P., Ribodetti, A., Bellahsen, N. & Al-Toubi, K., subm. Continental breakup history of a deep magma-poor margin from seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman), *Geophysical Journal International*.
- Bellahsen, N., Faccenna, C., Funicello, F., Daniel, J.-M. & Jolivet, L., 2003. Why did Arabia separate from Africa? Insights from 3-D laboratory experiments., *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 365-381.
- Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acremont, E., Leroy, S. & Daniel, J.-M., 2006. Fault reactivation and rift localization: the northeastern Gulf of Aden margin, *Tectonics*, 25, 14 p.
- Benes, V. & Davy, P., 1996. Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes, *Tectonophysics*, 254, 69-87.
- Brun, J.-P. & Beslier, M.-O., 1996. Mantle exhumation at passive margins, *Earth and Planetary Science Letters*, 142, 161-173.
- Brun, J.P. & Tron, V., 1993. Development of the North Viking Graben: inferences from laboratory modelling, *Sedimentary geology*, 86, 31-51.
- Callot, J.P., Geoffroy, L. & Brun, J.P., 2002. Development of volcanic passive margins: three-dimensional laboratory models, *Tectonics*, 21, 1052.
- Clifton, A.E. & Kattenhorn, S.A., 2006. Structural architecture of a highly oblique divergent plate boundary segment, *Tectonophysics*, 419.
- Clifton, A.E., Schlische, R.W., Withjack, M.O. & Ackermann, R.V., 2000. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models, *Journal of Structural Geology*, 22, 1491-1509.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M. & Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate

- margins from seismic reflection data, *Geophys. J. Int.*, 160, 869-890.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Patriat, P., Beslier Marie, O., Bellahsen, N., Fournier, M. & Gente, P., 2006. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden; insights from magnetic and gravity data (Encens-Sheba MD117 cruise), *Geophysical Journal International*, 165, 786-803.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Gente, P. & Autin, J., submitted. Structure and segmentation of the eastern Gulf of Aden basin and the Sheba ridge from bathymetry, gravity and magnetic data: implications for accretion processes, *G cubed*.
- Dauteuil, O., Huchon, P., Quemeneur, F. & Souriot, T., 2001. Propagation of an oblique spreading center: the western Gulf of Aden, *Tectonophysics*, 332, 423- 442.
- Davy, P. & Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. I: Experiments scaled for gravity, *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 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.
- Faereth, R.B., Knudsen, B.E., Liljedahl, T., Midboe, P.S. & Soderstrom, B., 1997. Oblique rifting and sequential faulting in the Jurassic development of the northern North Sea, *Journal of Structural Geology*, 19, 1285-1302.
- Fleitout, L. & Froidevaux, C., 1982. Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities, *Tectonics*, 1, 21-56.
- Fournier, M., Bellahsen, N., Fabbri, O. & Gunnell, Y., 2004. Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, 24 p.
- Fournier, M., Huchon, P., Khanbari, K. & Leroy, S., 2007. Segmentation and along-strike asymmetry of the passive margin in Socotra, eastern Gulf of Aden: Are they controlled by detachment faults?, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures, *Bulletin of the Geological Society of America*, 48, 1459-1519.
- Huchon, P., Jestin, F., Cantagrel, J.M., Gaulier, J.M., Kirbash, S.A. & Gafaneh, A., 1991. Extensional deformation in Yemen since Oligocene and the Africa-Arabia-Somalia triple junction, *Annales Tectonicae*, V, p.141-163.
- Huchon, P. & Khanbari, K., 2003. Rotation of the syn-rift stress field of the northern Gulf of Aden margin, Yemen, *Tectonophysics*, 364, 147-166.
- Lepvrier, C., Fournier, M., Bérard, T. & Roger, J., 2002. Cenozoic extension in coastal Dhofar (southern Oman) : implications on the oblique rifting of the Gulf of Aden, *Tectonophysics*, 357, 279– 293.
- Leroy, S., Ebinger, C., Lucazeau, F., d'Acremont, E., Autin, J., Watremez, L., Rouzo, S., Bellahsen, N., Beslier, M.-O., Tiberi, C., Perrot, J., Razin, P., Stuart, G., Al-Lazki, A., Al-Toubi, K., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., Huchon, P., Unternehr, P., Khanbari, K. & Sage, F., subm. Variation in styles of margins in the eastern Gulf of Aden: a combined MCS-OBS-Heat flow survey (Encens experiment), *Nature*.
- Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., d'Acremont, E., Patriat, P., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al-Kathiri, A., Merkouriev, S., Fleury, J.-M., Ruellan, P.-Y., Lepvrier, C. & Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin, *Terra Nova*, 16, 185-192.
- Mart, Y. & Dauteuil, O., 2000. Analogue experiments of propagation of oblique rifts, *Tectonophysics*, 316, 121–132.
- McClay, K.R. & White, M.J., 1995. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting, *Marine and Petroleum Geology*, 12, 137-151.

- Ramberg, H., 1981. *Gravity, Deformation and the Earth's Crust*, edn, Vol., pp. Pages, Academic Press New York.
- Rossi, D. & Storti, F., 2003. New artificial granular materials for analogue laboratory experiments: aluminium and siliceous microspheres, *Journal of Structural Geology*, 25, 1893-1899.
- Sokoutis, D., Corti, G., Bonini, M., Pierre Brun, J., Cloetingh, S., Mauduit, T. & Manetti, P., 2007. Modelling the extension of heterogeneous hot lithosphere, *Tectonophysics*, 444, 63-79.
- Tron, V. & Brun, J.P., 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems, *Tectonophysics*, 188, 71-84.
- Withjack, M.O. & Jamison, W.R., 1986. Deformation produced by oblique rifting, *Tectonophysics*, 126, 99-124.

Les résultats obtenus sur ces deux modèles éclairent d'une façon nouvelle les observations et interprétations obtenues à partir des études structurales réalisées sur la marge nord-est et la marge sud-est du Golfe d'Aden. Nous allons maintenant synthétiser les principaux résultats et les intégrer dans un nouveau modèle d'évolution du Golfe d'Aden.

VI. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

L'ensemble des études effectuées au cours de cette thèse permet d'avoir une vision à grande échelle de l'évolution du Golfe d'Aden oriental tout en intégrant les informations des études réalisées à plus petites échelles. Nous allons donc au cours de cette discussion étudier les phénomènes à grandes échelles et inclure les caractéristiques plus locales des marges conjuguées dans cette évolution. (1) Nous commencerons par nous intéresser à la préstructuration de la région et nous discuterons de son influence sur l'ouverture du Golfe d'Aden. (2) Nous proposerons ensuite un modèle d'évolution du rifting continental basé sur l'étude conjointe des modélisations analogiques et des interprétations structurales en mer et à terre. (3) Nous verrons ensuite les particularités de la formation de la Transition Océan-Continent sur le segment de premier ordre entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra sur la marge nord. (4) Finalement, nous discuterons de la signification des occurrences de magmatisme et de mouvements tectoniques pendant la période post-rift.

1. Héritage structural

Nous avons regroupé les informations géodynamiques de la bibliographie et celles apportées par nos travaux de Thèse dans la Figure VI-83.

a) Bassins mésozoïques

Avant la formation du Golfe d'Aden, la plaque afro-arabe est fortement structurée par la séparation des continents du Gondwana (Figure VI-83). Notamment, du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, la séparation des plaques Inde/Madagascar/Antarctique et Afrique/Arabie structure la marge Est afro-arabe avec la formation de bassins mésozoïques de direction N110°.

L'influence de cet important héritage sur l'ouverture du Golfe est toutefois mal contrainte. La réactivation des bassins mésozoïques au Tertiaire a pourtant été montrée (Ellis *et al.* 1996; Granath 2001). Ces bassins sont orientés N110° à N140°E, leur orientation est donc propice à leur réactivation. Néanmoins, leur influence sur la formation et donc l'obliquité du Golfe n'est pas démontrée. En effet, les modélisations de Bellahsen *et al.* (2003) montrent que l'influence conjointe du point chaud de l'Afar et de l'extension aux limites suffit à former un rift oblique. De plus, les bassins peuvent acquérir une disposition apparente en échelon, non pas dès leur formation, mais seulement suite à la réactivation de ces bassins hérités le long du rift oblique. Les structures héritées réparties sur toute la plaque afro-arabe sont plus fortement réactivées au niveau du rift oblique d'Aden, où la déformation se localise (maximum de subsidence). Cette zone oblique de déformation serait néoformée au tout début du rifting oligo-miocène (Bellahsen *et al.* 2003). Ces hypothèses sont confortées par le fait que

nos modèles analogiques du rifting oblique parviennent à reproduire des caractéristiques majeures du Golfe d'Aden sans l'introduction d'une hétérogénéité lithosphérique de direction oblique.

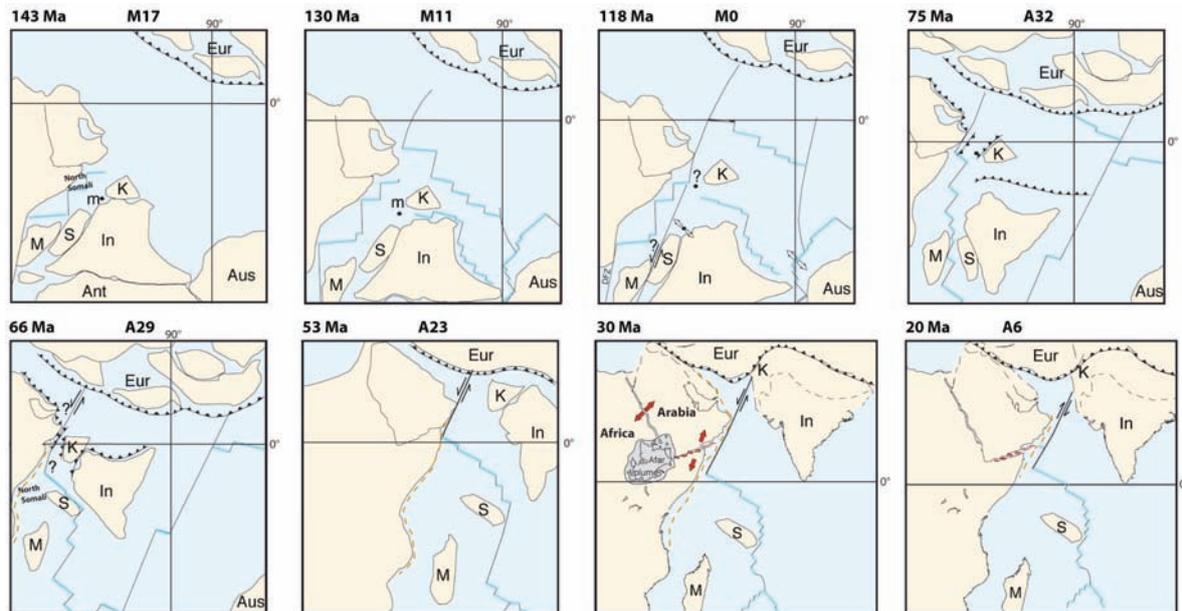


Figure VI-83 : Reconstruction géodynamique et évolution de la partie ouest de l'Océan indien entre 130 et 16 Ma. Modifié d'après Gnos et al., 1997; Marquer et al., 1998; Edwards et al., 2000; Immenhauser et al., 2000. Point noir : bassin de Masirah; Eur : Eurasie; K : bloc de Kabul; S : Seychelles; M : Madagascar; In : Inde; Aus : Australie. Les flèches rouges correspondent aux directions d'extension sur la Mer Rouge et le Golfe d'Aden pendant le rifting tertiaire.

La présence de ces bassins doit toutefois avoir une forte influence sur l'asymétrie des marges du Golfe d'Aden comme proposé par d'Acremont et al. (2005). En effet, sur la partie orientale du Golfe, entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra, la marge sud est deux fois plus large que la marge nord. Or, le bassin mésozoïque de Gardafui (Figure II-37), situé sur la marge sud du Golfe, est réactivé au cours du rifting oligo-miocène. Ce bassin constitue la marge sud de ce segment du Golfe d'Aden oriental. La rupture continentale se localise au nord de ce bassin engendrant ainsi l'asymétrie observée entre les marges conjuguées (Figure II-37). Cette asymétrie semble s'inverser d'un segment à l'autre en fonction de la localisation des structures héritées réactivées.

b) Structures de direction N50°E sur l'île de Socotra

L'île de Socotra présente deux accidents majeurs, orientés N50° qui délimitent le socle protérozoïque et paléozoïque. À l'Ouest, la zone de transfert d'Hadibo met en contact le socle avec des sédiments tertiaires. À l'extrémité Est de l'île, une faille normale décale les dépôts du Permo-Trias (Figure IV-79). Ces deux accidents possèdent un jeu normal avec un pendage vers le nord-ouest. Le socle de Socotra atteint des altitudes importantes (1500 m). Sur la partie orientale de la plaque arabe, plusieurs autres affleurements de socle présentent une position stratigraphique élevée au cours de leur évolution (Mirbat au Dhofar, Huqf sur la bordure centrale Est de la plaque arabe). Ils sont localisés sur la bordure Est de la plaque arabe. Leur altitude pourrait résulter de l'influence thermo-mécanique de la

zone de fracture majeure de Socotra qui est au moins active depuis le début de l'accrétion océanique. Cette élévation pourrait également être reliée aux événements tectoniques ayant affectés cette marge : deux épisodes de rifting au Permien inférieur (~ N40°) et à la transition Jurassique-Crétacé (E-W), puis la compression le long de la marge Est afro-arabe et la mise en place des ophiolites de Masirah au Maastrichtien-Paléocène (Immenhauser *et al.* 2000) (Figure VI-83). Ces épisodes tectoniques affectant la marge afro-arabe peuvent expliquer la présence de structures orientées N50° sur l'île de Socotra au cours du Permien et du Mésozoïque. La réactivation de telles structures au cours du rifting tertiaire est fortement probable, comme nous l'avons vu au chapitre V. Cette réactivation, probablement précoce dans le rifting au niveau de Socotra, a des conséquences majeures sur la segmentation de la marge, délimitant des domaines dont les déformations sont très différentes de part et d'autre de la zone de transfert. De telles zones de transfert précoces ont été étudiées dans d'autres rifts, dans le Golfe de Suez par exemple (Colletta *et al.* 1988) où l'asymétrie des bassins change de part et d'autre des zones de transfert. La différence est qu'à Socotra la zone de transfert, héritée, est oblique à la direction d'extension, et s'initie au début comme une faille normale au jeu probablement oblique (normal-dextre).

2. Rifting continental

Le rifting continental (35-30 Ma) est synchrone de la mise en place et de l'activité du point chaud de l'Afar (45-30 Ma, Manighetti *et al.*, 1997; Ebinger *et al.* 1998). L'extension de direction N20° exercée sur la plaque afro-arabe résulte, d'après Bellahsen *et al.* (2003), de la concomitance de la subduction toujours active de la néo-Téthys au niveau du Zagros-Makran et de la collision plus précoce de la plaque arabe avec la plaque eurasiatique au niveau de la Turquie (~ 35 Ma, Allen & Armstrong 2008). Elle serait donc aussi synchrone de la mise en place du point chaud de l'Afar. Celui-ci constitue un affaiblissement important de la lithosphère qui localise le rifting de manière oblique comme le montrent les modélisations analogiques de Bellahsen *et al.* (2003). De plus, les différentes datations des séries sédimentaires syn-rift montrent que le rifting semble être synchrone sur tout le Golfe (Platel & Roger 1989; Roger *et al.* 1989; Schüppel & Wienholz 1990; Hughes *et al.* 1991; Watchorn *et al.* 1998). Or, la reconstitution à l'anomalie magnétique 5d de d'Acremont *et al.* (2006) montre que le rift est plus large à l'Est qu'à l'Ouest avant l'océanisation sur la zone d'étude (Figure II-37). Ce qui implique que le taux d'extension soit plus élevé à l'Est du Golfe, lorsque l'on s'éloigne du pôle de rotation cinématique des plaques Arabie et Somalie (Jestin *et al.* 1991; Fournier *et al.* 2001) (Figure VI-84).

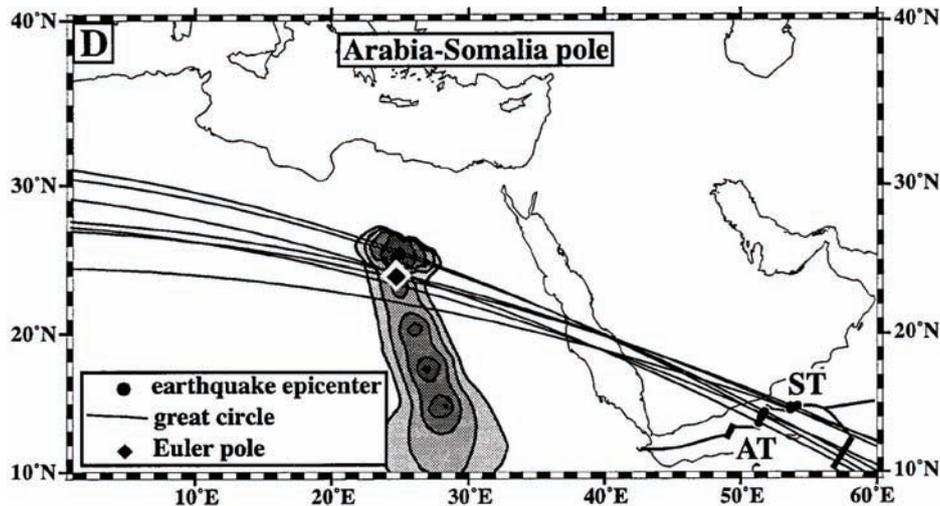
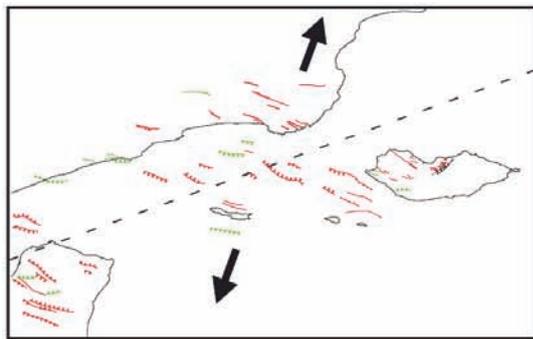


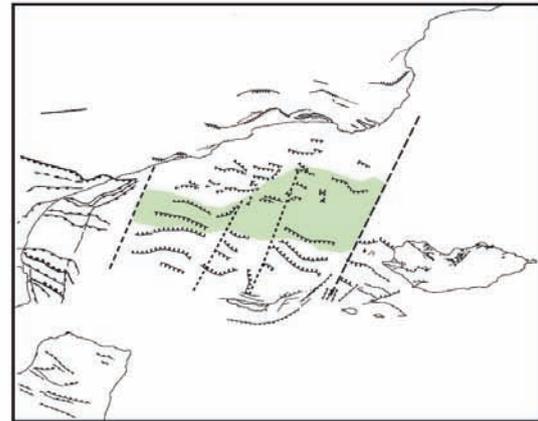
Figure VI-84 : Pole de rotation d'Euler des plaques Arabie-Somalie. AT : Zone de fractures d'Alula-Fartak, ST : Zone de fractures de Socotra transform faults (Fournier *et al.* 2001).

Les caractéristiques du rift continental à grande échelle peuvent être comparées aux modèles analogiques du rifting oblique réalisés pendant cette thèse. La modélisation analogique a en effet permis d'étudier les mécanismes d'amincissement et de rupture continentale en contexte de rifting oblique. Les modèles sont réalisés à l'échelle lithosphérique, de rhéologie plutôt froide et représentent une portion du rift d'environ 300 km de large, de type marge non volcanique. Nous avons vu que le modèle sans hétérogénéité horizontale préexistante (qui induirait une zone de faiblesse de direction N70°), rendait mieux compte des caractéristiques observées sur les marges orientales du Golfe d'Aden. Une telle hétérogénéité n'a de toute façon pas été argumentée dans le Golfe d'Aden. Les trois populations de failles observées dans le Golfe d'Aden (normale à l'extension, parallèle au rift, et intermédiaire) sont également présentes dans les modèles. Les champs de contraintes et les chronologies structurales observées sur les marges peuvent être expliquées par les mécanismes déduits de l'observation des modèles analogiques. Nous avons dégagé des étapes principales de l'évolution du rifting continental dans le Golfe d'Aden oriental, illustrées par des étapes du développement du modèle analogique homogène (Figure VI-85).

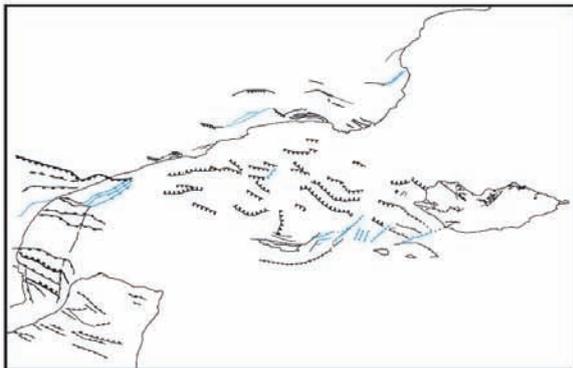
(1) Dans le Golfe d'Aden des bassins mésozoïques hérités, orientés N110° (ou une partie de ces bassins) sont réactivés par l'extension aux limites N20° en particulier le long de la zone de déformation oblique générée par l'interaction du point chaud de l'Afar et des forces aux limites de plaques. Les centres de subsidence maximale se disposent alors principalement en échelon. En plus de ces failles N110°E, des failles de directions intermédiaires peuvent se former, étant caractéristiques des modèles analogiques de rifting oblique (voir nos modèles et ceux de la littérature cités). Ces zones de déformation disposées en échelons sont caractéristiques du développement des rifts obliques (Figure VI-85-a).



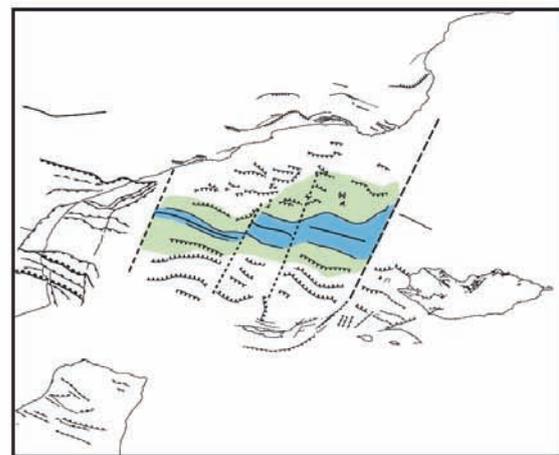
a) Début du rifting
Pas d'amincissement dans la direction de l'obliquité



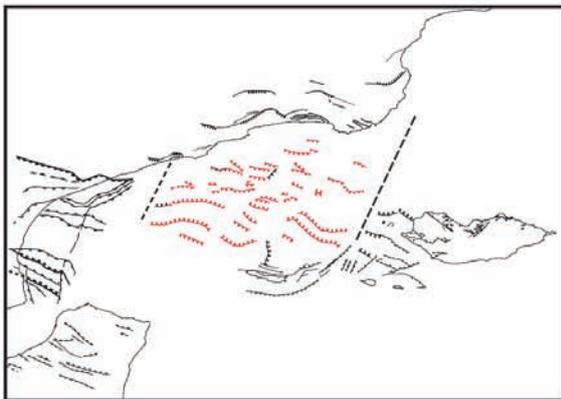
d) Localisation de la déformation
Formation de la Transition Océan-Continent



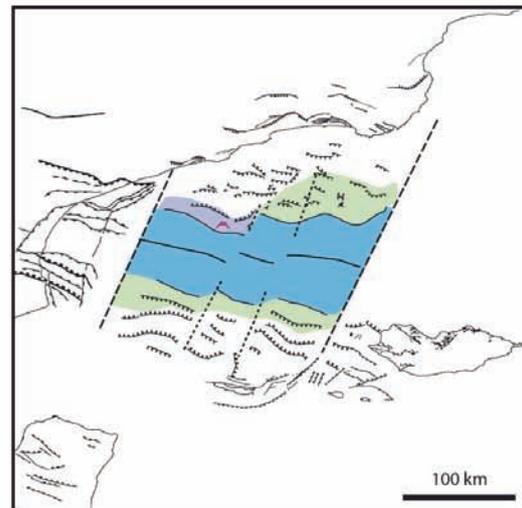
b) Formation du rift oblique
Amincissement dans la direction de l'obliquité
Initiation de la rotations des horsts



e) Initiation de l'accrétion océanique



c) Déformation dans les zones d'amincissement maximal



f) Accrétion et magmatisme post-rift

-  Failles perpendiculaires à l'ouverture - N110°
-  Failles parallèles au rift - N70°
-  Failles intermédiaires - N90°
-  Transition Océan-Continent
-  Croûte océanique
-  Magmatisme

Figure VI-85 : Etapes principale de l'évolution du Golfe d'Aden oriental interprétées parallèlement aux étapes du développement du modèle analogique homogène. (a) Zones de déformation disposées en échelons, caractéristiques des rifts obliques. Flèches noires : direction d'ouverture. Pointillés : direction d'obliquité. (b) Structuration parallèle au rift et localisation de la déformation. (c) Amincissement majeur le long de l'axe du rift, déformation perpendiculaire à la direction d'extension dans les zones amincies.

(2) Dans le Golfe d'Aden des failles parallèles au Golfe (N070°E) de rejet important sont observées sur le haut des marges (Figure VI-89). C'est par exemple le cas sur la partie émergée de la marge omanaise avec par exemple la faille bordière de la Plaine de Salalah (Lepvrier *et al.* 2002; Fournier *et al.* 2004; Bellahsen *et al.* 2006). Ces failles semblent être tardives sur les marges (Bellahsen *et al.*, 2006, et cette thèse). Cela impliquerait donc une rotation de l'état de contrainte, avec une extension passant d'une direction N20°E à N160°E. Cette rotation anti-horaire du champ de contraintes peut être induite par les contraintes locales générées par l'amincissement de la croûte (Artyushkov 1973; Fleitout & Froidevaux 1982). La variation d'épaisseur de croûte sur les bordures du rift localise la mise en place des failles parallèles au rift (N70°E). Le rift est alors principalement composé de failles parallèles au rift et de failles de direction intermédiaire à perpendiculaire à l'extension. Cette succession peut être observée dans les modèles analogiques présentés dans cette thèse (Figure VI-85-b). On y observe qu'une grande quantité d'extension est accommodée lors du développement des failles parallèles au rift, augmentant encore les variations d'épaisseur et menant à la localisation du rift.

(3) Le schéma structural de la marge nord-est (Figure VI-86) montre des failles de direction N70°E sur les bords du rift (grande faille bordière de la plaine de Salalah). Lorsque l'on s'éloigne vers l'océan de moins en moins de failles de direction N70°E sont observées et une majorité de failles de direction N110°E est reportée. Même en invoquant une moins bonne résolution de la sismique par rapport aux études à terre, les failles de direction N70°E observées en mer sont beaucoup moins longues que les failles orientées N110°E. Dans les parties les plus distales du Golfe, les failles majeures imagées en sismique sont de direction E-W à N110°E (d'Acremont *et al.* 2005 et cette thèse). La transition océan-continent possède aussi cette direction, ce qui laisse supposer que ces structures peuvent être plus tardives. Nous observons donc une phase tardive du rifting qui semble correspondre à un approfondissement majeur de la totalité du rift et une localisation de la déformation au centre du rift (cf. chapitre IV). Sur le schéma d'évolution du segment d'Ashawq-Salalah sur la marge nord, cette phase correspond à la fin de la période syn-rift (Figure VI-87-A et B), lorsque l'amincissement crustal de la marge à l'axe du paléo-rift est acquis. En effet, le redécoupage des éventails syn-rift les plus distaux par de nouvelles failles plus rapprochées (Figure VI-87-B) indique un amincissement de la croûte cassante. Cette phase de fracturation plus dense sur la marge distale suggère, d'une part, que les failles N70°E sont recoupées par des failles N110°. Dans les derniers stades du rifting, des failles rapprochées se développent donc au sein de la croûte continentale très amincie de la zone centrale du rift (Figure VI-86).

A la lumière des modèles analogiques et comme suggéré par d'Acremont *et al.* (2006), cela peut s'expliquer de la manière suivante : lorsque le rift est bien structuré, la croûte amincie au centre du rift entraîne une diminution du champ de contrainte local et donc une rotation horaire tardive du champ de contraintes (l'extension passe d'une direction N160° à NS-N20°). L'état de contrainte est alors dominé

par les conditions aux limites (extension N-S à N20°) et de nouvelles failles sont formées dans la direction perpendiculaire à l'extension (failles normales de direction N110°) (Figure VI-85-c). La deuxième chronologie observée par les études microstructurales à terre (N160°E puis N-S à N020°E) est donc expliquée par ce modèle.

On observe alors une répartition spatiale bien particulière des segments de failles néoformés. En effet, les failles parallèles au rift se localisent sur les bords du rift ou le long de horsts importants, tandis que les failles perpendiculaires à l'extension se localisent dans les grabens profonds distaux.

Une observation conséquente de la structuration de la marge nord-est est la présence de grabens en ciseaux sur la marge immergée (chapitre IV). Ces grabens présentent une ouverture vers l'Est (un approfondissement et un élargissement) (Figure III-60). À terre, dans le Dhofar, le dépôt des séries sédimentaires s'effectue avec une pente vers l'Est (Razin et al. in prep.) ce qui confirme les observations faites sur les grabens en mer. En plus de cette morphologie, l'étude de l'évolution des segments de deuxième ordre montre un taux d'extension probablement plus important à l'Est qu'à l'Ouest, compatible avec une ouverture en ciseaux. Nous discuterons de cette caractéristique dans la partie suivante (partie 3). Cette morphologie pourrait être expliquée par des rotations de blocs importantes au cours du rift oblique comme nous l'observons dans le modèle analogique homogène. Ces rotations ont toujours lieu dans le sens horaire et forment des grabens en ciseaux plus profonds vers leur extrémité ouverte.

L'interaction entre deux zones de rotation horaire de blocs, chacune sur une marge, donne lieu à une zone de cisaillement senestre au centre du rift. Ces zones de cisaillement pourraient être à l'origine de l'initiation de zones de transfert. Dans le modèle, les bords du rift présentent en carte une morphologie en échelon. Ces zones de fractures ou de déformation parallèles à l'extension sont très nombreuses le long du Golfe d'Aden. Les côtes actuelles du Golfe d'Aden montrent une géométrie semblable, avec un décalage de la ligne de côte correspondant aux jeux des failles transformantes de premier ordre du domaine océanique. On peut donc proposer que cette morphologie est acquise très tôt, pendant la période syn-rift et que la mise en place des zones transformantes océaniques et des zones de transfert est guidée par cette pré-structuration des marges conjuguées (d'Acremont et al. 2005). Le décalage de la marge de part et d'autre des zones de transfert montre un décalage apparent senestre. Ce décalage ne résulte pas d'un mouvement décrochant senestre mais du décalage initial des zones de déformation en échelon qui est initialement dextre.

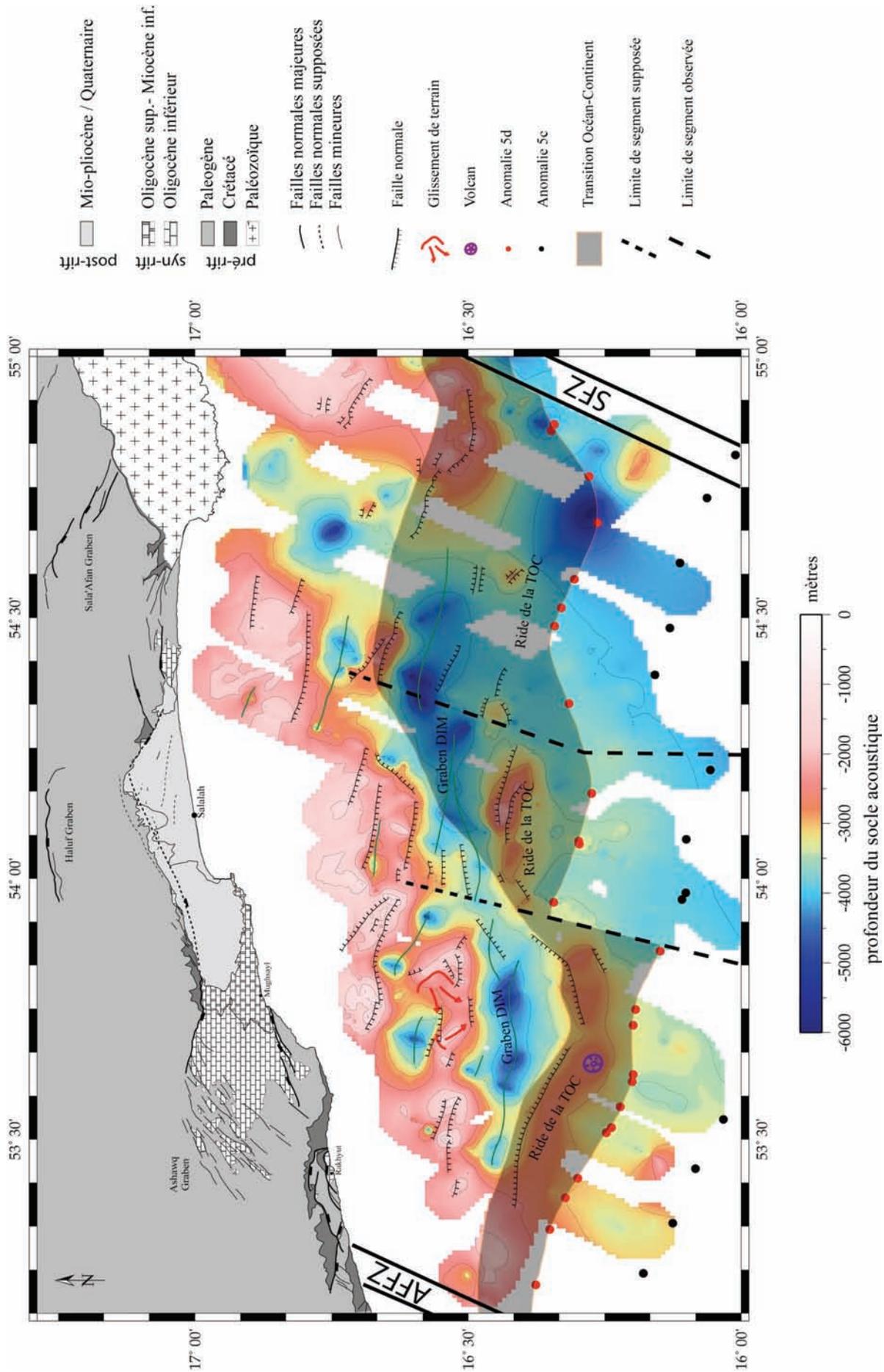


Figure VI-86 : Schéma structural sur la carte de la profondeur du socle acoustique et carte géologique simplifiée de la marge à terre (Bellahsen et al., 2006). La zone d'étude est comprise entre les zones de fractures d'Alula-Fartak (AFFZ) et de Socotra (SFZ).

Une surrection est observée à terre à la fin de la période syn-rift sur la marge nord-est du Dhofar (Platel & Roger 1989; Roger *et al.* 1989; Platel *et al.* 1992; Pointu 2007; Razin *et al.* in prep.) et sur la marge conjuguée sud à Socotra (Razin *et al.* in prep.). Elle est reliée à la formation des épaules de rift. Au cours des modèles analogiques, l'acquisition de la topographie des épaules de rift s'effectue de manière progressive et sans la nécessité d'épaissir la croûte inférieure ductile sous les épaules et d'éroder en surface, comme souvent évoqué (e.g., Burov & Poliakov 2001).

3. Formation de la Transition Océan-Continent

L'étude de la Transition Océan-Continent (TOC) est basée sur l'interprétation des données géophysiques de la marge distale sur le segment de premier ordre situé entre les zones transformantes d'Alula-Fartak et de Socotra. Deux zones de transfert individualisent donc trois segments de deuxième ordre déjà observés lors des travaux de d'Acremont *et al.* (2005, 2006) (Figure VI-86). L'analyse conjointe des données des nouvelles campagnes (Sismique MCS, Réfraction et Flux de chaleur) a permis de préciser l'extension géographique de la TOC sur ces segments par une utilisation conjointe de données géophysiques, et montre que la TOC est très étroite sur le segment d'Ashawq-Salalah (~18 km) et s'élargit depuis le segment de Taqah (~10 à 40 km d'ouest en est) vers celui de Mirbat (~40 km). À l'est, le segment de Mirbat présenterait les caractéristiques géophysiques d'une TOC composée de péridotite serpentinisée. En effet, on observe sur les profils perpendiculaires à la marge, un ou deux hauts de socle très abrupts et tectonisés, associés à une faible épaisseur de croûte sismique et gravimétrique et un gradient vertical de vitesses augmentant de la surface jusqu'en base de croûte (Figure III-64, profil ENCR13). Sur le segment d'Ashawq-Salalah, la nature de la TOC est plus complexe car deux événements se superposent. Pour la période syn-formation de la TOC, nous supposons que le manteau est serpentinisé en profondeur sous la croûte cassante faillée et qu'une petite partie parvient en surface et ce, sur une distance assez courte (Figure VI-87-C). L'amincissement extrême de la croûte continentale en pied de pente continentale suggère, en accord avec les modélisations de Pérez-Gussinyé et Reston (2001), que le toit du manteau sous-jacent a été serpentinisé dans les derniers stades de rifting, avant d'être exhumé et étiré dans la zone de rupture continentale sur une vingtaine de kilomètres de large.

Le relief de la TOC acquis pendant la période syn-TOC, par l'extension du manteau exhumé, est aussi très variable d'Est en Ouest. Le segment Est présente plusieurs rides proéminentes, tandis que le segment Ouest ne présente qu'un relief très modéré. En effet, la morphologie de la TOC sur le segment d'Ashawq-Salalah n'est acquise qu'au second événement, post-rift, détaillé dans la prochaine partie. L'ensemble de ces observations (notamment l'élargissement de la TOC vers l'Est) permet de suggérer que le taux d'extension sur les segments de Mirbat est plus élevé que sur le segment d'Ashawq-Salalah.

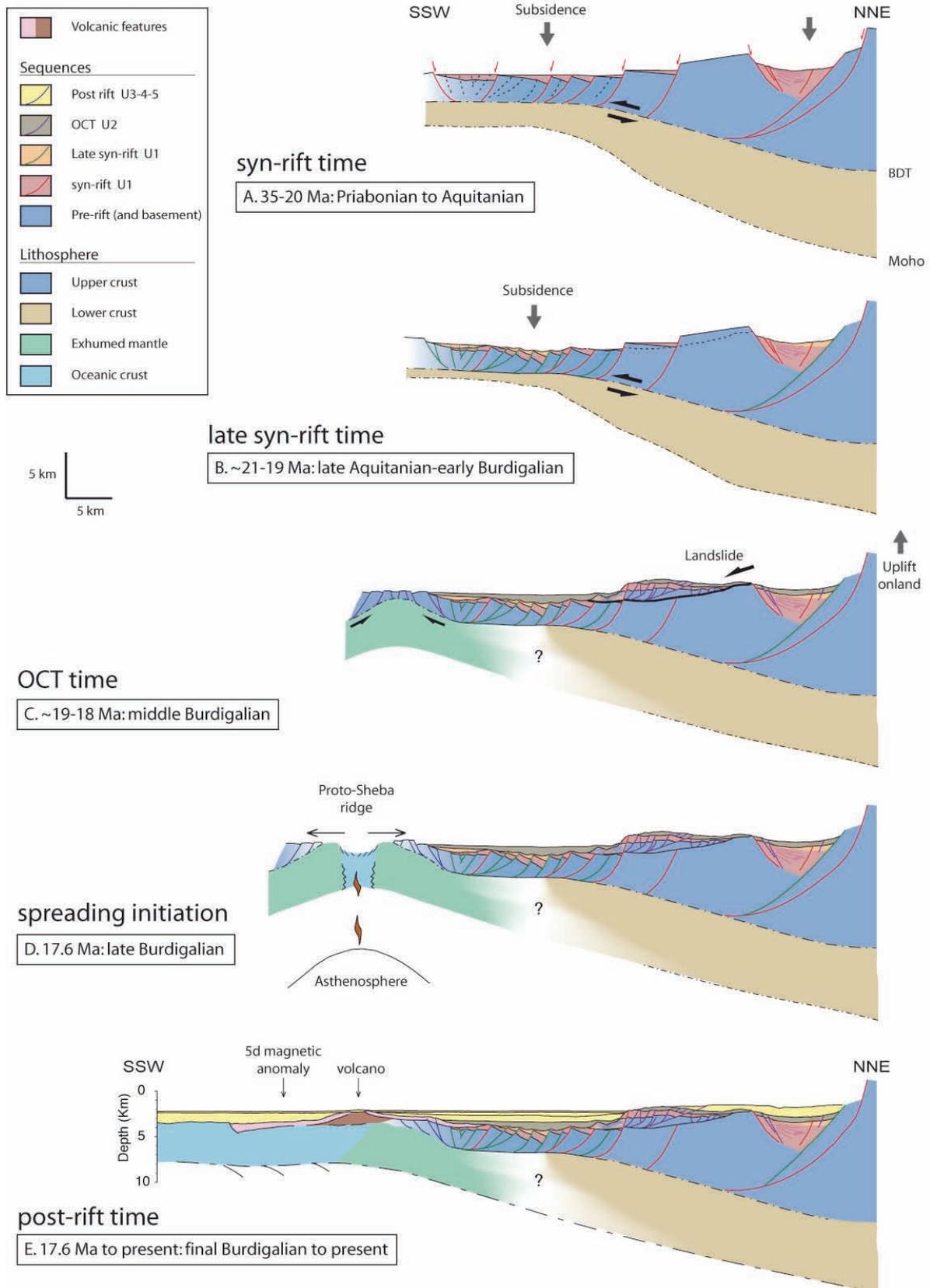


Figure VI-87 :Evolution du segment de second ordre d'Ashawq-Salalah à partir des données de la sismique réflexion.

Une propagation de la zone de manteau exhumé vers l'Ouest pourrait en résulter comme cela a déjà été observé sur la marge ibérique (Péron-Pinvidic *et al.* 2007). Les anomalies magnétiques océaniques anciennes expriment une propagation vers le Nord de l'ouverture de l'Atlantique Nord. Mais dans notre cas d'étude, la propagation n'est pas démontrée par les anomalies magnétiques, on peut donc proposer une formation en ciseaux de la TOC associée à des taux d'extension différents d'Est en ouest, liés à la proximité du pôle de rotation. La segmentation de second ordre affecte clairement la limite sud de la TOC avec un décalage significatif (~ 20 km) de l'anomalie magnétique 5d notamment entre le segment de Ashawq-Salalah et le segment de Taqah (Figure III-60). Par contre la limite nord de la TOC ne présente pas de décalage très net le long des zones de transfert. La croûte continentale ne semble donc pas ou peu affectée par les zones de transfert. La segmentation de second ordre ne serait alors vraiment acquise qu'à la période syn-TOC. Les zones de transfert peuvent néanmoins être guidées par la pré-structuration syn-rift, notamment, par les zones de cisaillement résultant des rotations de blocs.

Sur la marge Sud conjuguée, ces deux zones de transferts mises en évidence par d'Acremont et al. (2005), avec les profils de la campagne Encens-Sheba (Figure II-36) décalent légèrement la TOC. Celle-ci présente d'ailleurs une morphologie complètement différente (Figure VI-88), qu'il faudrait ré-étudier à la lumière des nouveaux résultats obtenus sur la marge nord. En effet, seul un graben rempli de sédiments syn-rift et/ou syn-TOC constitue la TOC d'une largeur de moins de 20 km.

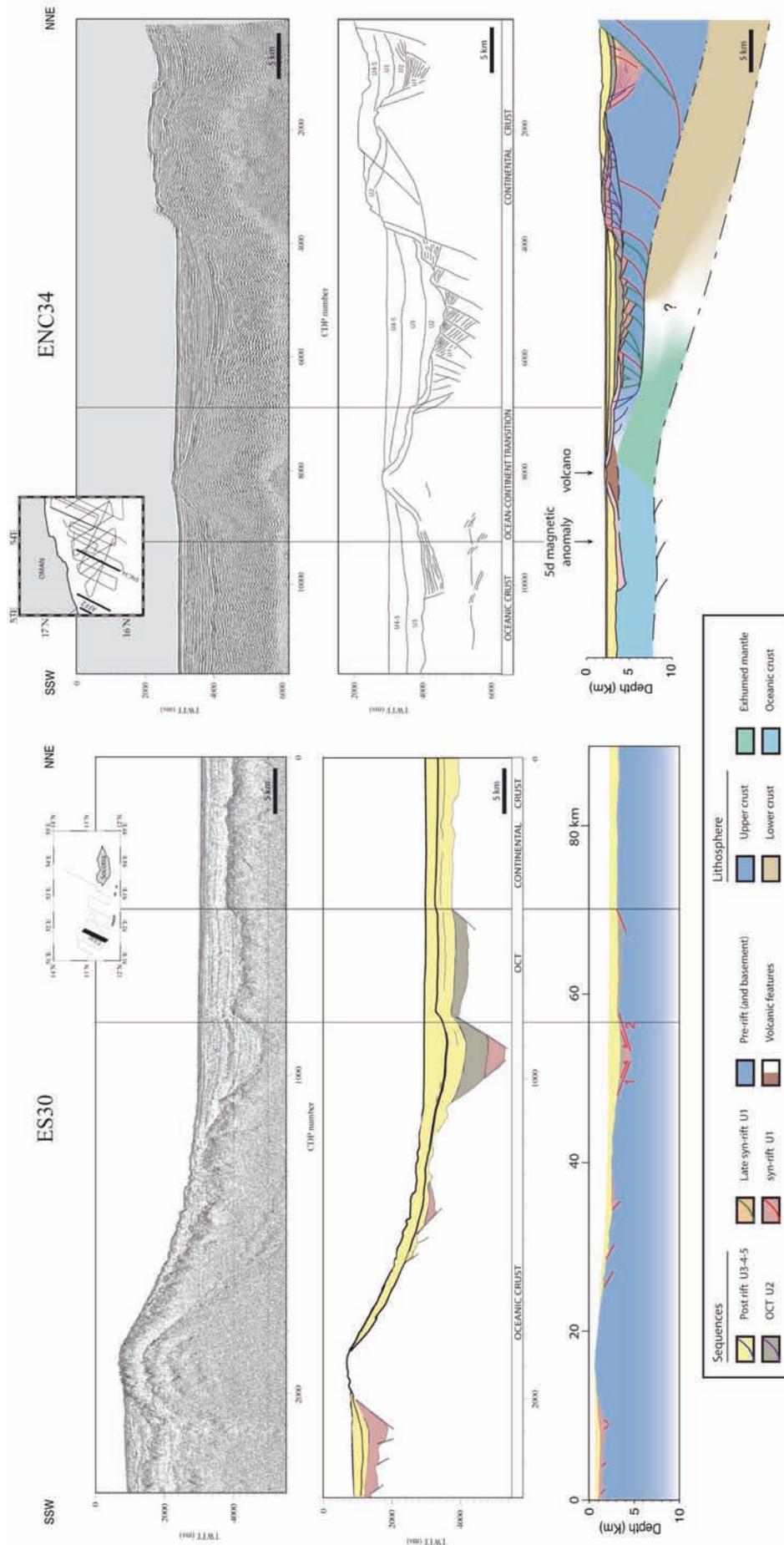


Figure VI-88 : Profil sismique en temps, line-drawing, et schéma interprétatif des profils ES30 (marge sud, d'Acremont et al., 2005) et ENC34 (marge nord, cette thèse) sur les marges conjuguées du segment de second ordre d'Ashawq-Salalah.

4. Volcanisme et tectonique post-rift

À une échelle plus réduite, intéressons nous maintenant à un phénomène peu observé sur les marges passives : la mise en place d'un volcanisme post-rift dans une TOC (Figure VI-87-E). Cet événement n'a été observé pour l'instant que sur la marge nord du Golfe, sur le segment de second ordre d'Ashawq-Salalah. Le volcanisme et le gonflement thermique qu'il induit semble responsable de la formation et de la morphologie de la ride de la TOC sur ce segment. La ride de la TOC, que l'on pensait d'abord résulter d'un unique événement sur tout le segment de premier ordre, s'avère en fait être acquise en deux temps. Dans un premier temps, l'exhumation de péridotite serpentinisée et l'extension de ce manteau à l'affleurement forme les reliefs importants de la ride sur le segment de Mirbat alors que la faible quantité de matériel exhumé sur le segment d'Ashawq-Salalah n'aboutit qu'à un relief très modéré sur une largeur relative peu importante. Ce n'est qu'après le début de l'accrétion que la ride de la TOC du segment Ouest commence à enregistrer une surrection importante, accompagnée de la mise en place de matériel volcanique.

Ce volcanisme peut être relié à l'anomalie thermique observée sur ce même segment au sein de la croûte océanique (Figure VI-89) (d'Acremont *et al.* subm.). En effet, l'anomalie thermique ne s'exprime que sur le segment océanique ouest qui correspond sur la marge continentale au segment dit d'Ashawq-Salalah (Figure VI-89). Les auteurs estiment que cette anomalie pourrait être acquise il y a au moins 10 Ma.

Des études sismologiques ont permis de mettre en évidence deux anomalies de vitesses lentes asthénosphériques sous la marge du Dhofar (Pointu 2007; Basuyau *et al.* subm.). Situées entre 80 et 210 km de profondeur, le ralentissement des rais dans ces zones profondes pourrait être rattaché à des phénomènes de fusion partielle. Les deux anomalies sont alignées chacune avec une zone de fracture en mer : la Zone de Fracture d'Alula-Fartak à l'Ouest et la Zone de Fracture de Socotra à l'Est ; un âge post-rift est proposé.

L'ensemble de ces résultats montre qu'il existe bien une évolution magmatique du segment d'Ashawq-Salalah durant la période post-rift. La localisation du volcanisme dans la TOC et la croûte océanique semble plutôt indiquer qu'il est lié à l'activité d'une anomalie thermique qui alimente le centre d'accrétion du segment dit d'Ashawq-Salalah. Cette activité pourrait être liée à l'apport de matériel mantellique du point chaud de l'Afar depuis l'Ouest comme suggéré par (Leroy *et al.* subm.-b).

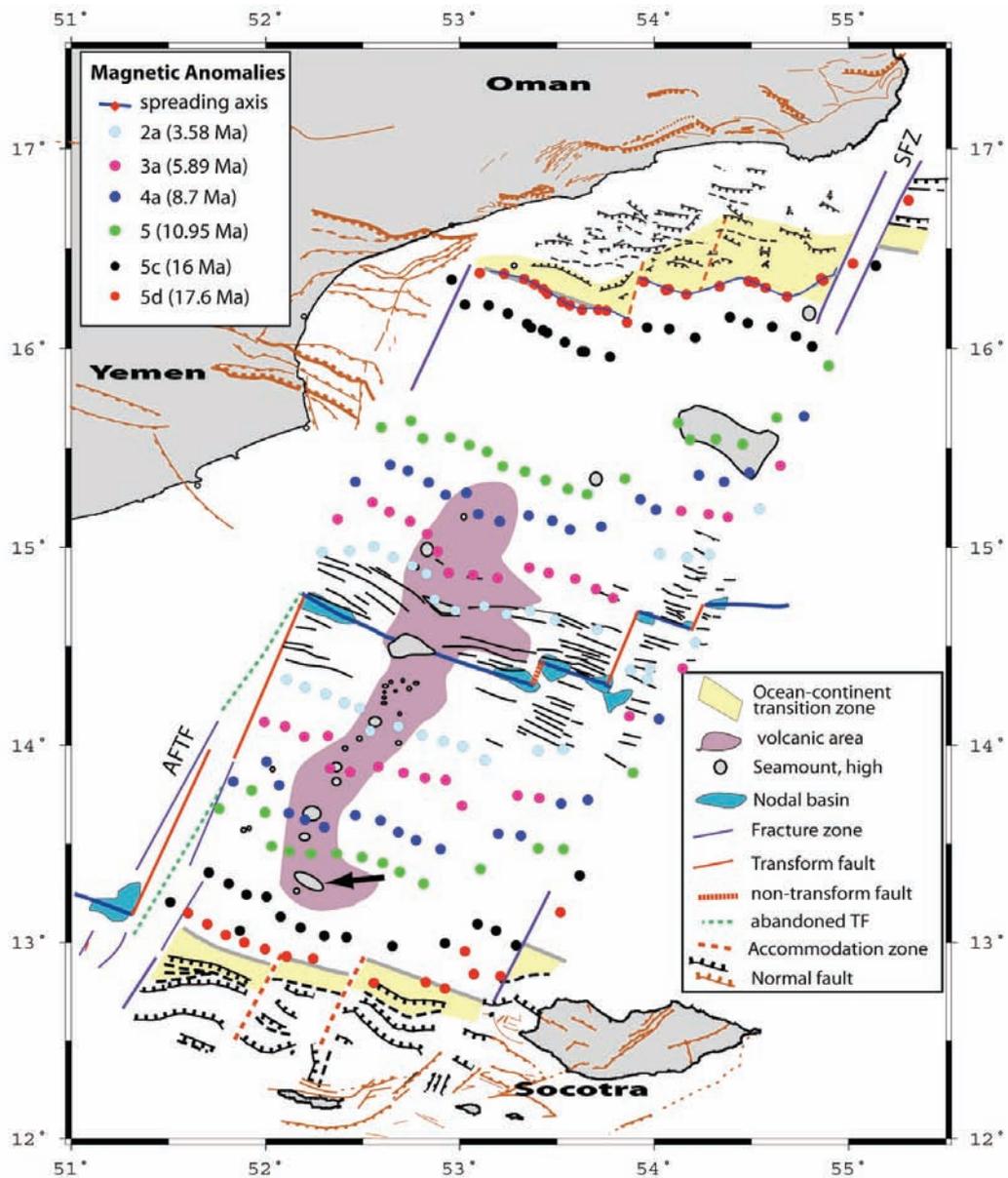


Figure VI-89 : Schéma structural interprété du Golfe d'Aden oriental entre les zones de fracture d'Alula-Fartak et de Socotra. Schéma structural de la marge offshore Nord d'après cette étude. AFTF : Alula-Fartak Transform Fault; SFZ : Socotra Fracture Zone. La flèche noire localise l'anomalie thermique suggérée (d'Acremont et al. submitted).

Les perspectives de ce travail sont nombreuses et diverses. Notre modèle d'évolution du Golfe d'Aden manque indiscutablement, à ce stade de l'étude, d'une corrélation entre les marges distales conjuguées. Il faudrait pour ce faire l'autorisation d'effectuer une campagne géophysique profonde sur la marge sud, perspective à long terme. Les prochaines études vont donc se concentrer sur l'étude de la marge sud à terre avec la finalisation de la carte géologique de l'île de Socotra (projet yocmal, ANR). Le segment de premier ordre conjugué de l'île, situé à l'est de la zone de fracture de Socotra, va être exploité et complètera notre jeu de données sur la marge nord conjuguée de l'île de Socotra. Pour cela le traitement poussé des lignes sismiques effectué dans cette thèse sera appliqué aux lignes sismiques disponibles sur ce segment. De plus, une campagne de draguage sur la marge Nord est prévue les années à venir. Nous pourrions alors avoir accès à un échantillonnage direct des roches de la marge et plus particulièrement de la TOC. Ceci permettra de confirmer ou d'infirmer nos hypothèses et le modèle d'évolution de la marge. Ce travail pourra donc être réalisé à court terme. Il en va de même pour l'exploitation des modèles analogiques restants. En effet, deux modèles seulement sont présentés dans cette thèse alors que nous en avons réalisé treize. Nous pourrions alors dégager de nouvelles tendances, dépendantes de la rhéologie, de la vitesse d'extension ou de l'influence de différents types d'hétérogénéités.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abbate, E., Bruni, P. & Sagri, M., 1993. Tertiary basins in the Northern Somalia continental margin: Their structural significance in the Gulf of Aden rift system, in *Geoscientific Research in Northeast Africa*, Thorweihe & Schandelmeier (Editors), Rotterdam.
- Abelson, M. & Agnon, A., 1997. Mechanics of oblique spreading and ridge segmentation, *Earth and Planetary Science Letters*, **148**, 405-421.
- Agudelo, W., 2005. Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur-Colombie : Application des méthodes tomographiques aux données de sismique réflexion multitrace et réfraction-réflexion grand-angle des campagnes SISTEUR et SALIERI. PhD Thesis, Université Paris VI, 203 pp.
- Al Hussein, M., 2000. Origin of the Arabian Plate structures; Amara collision and Najd Rift, *GeoArabia (Manama)*, **5**, 527-542.
- Al-Lazki, A., Ebinger, C., Kendall, M., Helffrich, G., Leroy, S., Tiberi, C. & Stuart, G., 2006. Anisotropy Orientation from SKS Shear Wave Splitting, along the Southeastern Margin of Arabia, Dhofar Region, Oman, Al-Lazki, A., Ebinger, C., Kendall, M., Helffrich, G., Leroy, S., Tiberi, C. & Stuart, G. (Editors), *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S53B-1325, Published, Place.
- Al-Saleh, A.M., Boyle, A.P. & Mussett, A.E., 1998. Metamorphism and Ar40/Ar39 dating of the Halaban Ophiolite and associated units: evidence for two-stage orogenesis in the eastern Arabian Shield, *J. Geol. Soc. London*, **155**, 165-175.
- Al-Yahya, K.M., 1987. Velocity analysis by iterative profile migration. PhD Thesis, Stanford University.
- Allemand, P. & Brun, J.-P., 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere, *Tectonophysics*, **188**, 63-69.
- Allen, M., Jackson, J. & Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates., *Tectonics*, **23**.
- Allen, M.B. & Armstrong, H.A., 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **265**, 52-58.
- Anderson, E.M., 1942. The dynamics of faulting, **191**, Oliver & Boyd (Editors), Edinburgh.
- Anderson, E.M., 1951. The dynamics of faulting, **206**, Oliver & Boyd (Editors), Edinburgh.
- Angelier, J., 1975. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques, *CR Acad. Sci.(Paris)*, **281**, 1805-1808.
- Angelier, J., 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, *Tectonophysics*, **56**, T17-T26.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets, *Journal of Geophysical Research*, **89**.
- Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data, *Journal of structural geology*, **11**, 37-50.
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophysical Journal International*, **103**, 363-376.
- Angelier, J. & Goguel, J., 1979. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **288**.
- Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B. & Manoussis, S., 1982. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor, *Geophysical Journal International*, **69**, 607-621.
- Armijo, R. & Cisternas, A., 1978. Un problème inverse en microtectonique cassante, *CR Acad. Sci. Paris*, **287**, 595-598.

- Artyushkov, E.V., 1973. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities, *Journal of Geophysical Research*, **78**, 7675-7708.
- Audin, L., 1999. Pénétration de la dorsale d'Aden dans la dépression Afar entre 20 et 4 Ma. PhD Thesis, Université Paris 7, 318 pp.
- Avedik, F., Renard, V., Allenou, J.P. & Morvan, B., 1993. "Single bubble" air-gun array for deep exploration, *Geophysics*, **58**, 366-382.
- Baker, J., Snee, L. & Menzies, M., 1996. A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen: implications for the duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction, *Earth and Planetary Science Letters*, **138**, 39-55.
- Barrat, J.A., Jahn, B.M., Fourcade, S. & Joron, J.L., 1993. Magma genesis in an ongoing rifting zone: the Tadjoura Gulf (Afar area). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 2291-2302.
- Barrat, J.A., Jahn, B.M., Joron, J.L., Auvray, B. & Hamdi, H., 1990. Mantle heterogeneity in Northeastern Africa: evidence from Nd isotopic compositions and hydromagmaphile element geochemistry of basaltic rocks from the Gulf of Tadjoura and southern Red Sea regions., *Earth and Planetary Science Letters*, **101**, 233-247.
- Bassi, G., Keen, C.E. & Potter, P., 1993. Contrasting styles of rifting: Models and examples from the eastern Canadian margin, *Tectonics*, **12**, 639-655.
- Basuyau, C., Tiberi, C., Leroy, S., Stuart, G., Al-Lazki, A.I., Al-Toubi, K. & Ebinger, C., subm. Evidence of partial melting beneath a continental margin : case of Dhofar, in the Northern Gulf of Aden (Sultanate of Oman), *Journal of Geophysical Research*.
- Bayer, H.-J., Hotzl, H., Jado, A.R., Roscher, B. & Voggenreiter, W., 1988. Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea margin., *Tectonophysics*, **153**, 137-151.
- Bellahsen, N., 2002. Croissance des failles normales et des rifts continentaux : développement du Golfe d'Aden et dynamique de la plaque arabe. PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, 323 pp.
- Bellahsen, N. & Daniel, J.-M., 2005. Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study, *Journal of Structural Geology*, **27**, 769-780.
- Bellahsen, N., Faccenna, C., Funicello, F., Daniel, J.-M. & Jolivet, L., 2003. Why did Arabia separate from Africa? Insights from 3-D laboratory experiments., *Earth and Planetary Science Letters*, **216**, 365-381.
- Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acremont, E., Leroy, S. & Daniel, J.-M., 2006. Fault reactivation and rift localization: the northeastern Gulf of Aden margin, *Tectonics*, **25**, 14 p.
- Benes, V. & Davy, P., 1996. Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes, *Tectonophysics*, **254**, 69-87.
- Berhe, S.M., 1986. Geologic and geochronologic constraints on the evolution of the Red Sea-Gulf of Aden and Afar depression, *Journal of African Earth Sciences*, **5**, 101-117.
- Beslier, M.-O., Ask, M. & Boillot, G., 1993. Ocean-continent boundary in the Iberia Abyssal Plain from multichannel seismic data, *Tectonophysics*, **218**, 383-393.
- Beslier, M.-O., Cornen, G., Agrinier, P., Feraud, G., Girardeau, J., Beiersdorf, H., Michels, K., Brockmann, E. & Bulla, G., 1996a. Structure and evolution of a passive continental margin; main results of ODP Leg 149 in the ocean-continent transition of the Iberia abyssal plain.; First Eurocolloquium of the Ocean Drilling Program, *Terra Nostra (Bonn)*, **96**, 21-22.
- Beslier, M.-O., Cornen, G. & Girardeau, J., 1996b. Tectono-metamorphic evolution of peridotites from the ocean/ continent transition of the Iberia abyssal plain margin.; Proceedings of the Ocean Drilling Program; scientific results, Iberia abyssal plain; covering Leg 149 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution; Balboa Harbor, Panama, to Lisbon, Portugal; sites 897-901, 10 March-25 May 1993, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **149**, 397-412.
- Beslier, M.-O., Royer Jean, Y., Girardeau, J., Hill Peter, J., Boeuf, E., Buchanan, C., Chatin, F., Jacovetti, G., Moreau, A., Munsch, M., Partouche, C., Robert, U. & Thomas, S., 2004. Une large transition continent-ocean en pied de marge sud-ouest australienne; premiers resultats de la campagne MARGAU/ MD110, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **175**, 629-641.

- Besse, J. & Courtillot, V., 1988. Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian Ocean since the early Jurassic, *Journal of Geophysical Research*, **93**, 11791-11808.
- Beurrier, M., 1987. Geologie de la Nappe Ophiolitique de Samail dans les Parties Orientale et Centrale des Montagnes d'Oman. PhD Thesis, Pierre et Marie Curie University, 412 pp.
- Beydoun, Z.R., 1964. The stratigraphy and structure of the Eastern Aden Protectorate, in *Overseas Geology and Mineral Resources*, 107 pp., **5**, Her Majesty's Stationary Office, London Supplement Series.
- Beydoun, Z.R., 1970. Southern Arabia and northern Somalia; comparative geology: A discussion on the structure and evolution of the Red Sea and the nature of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopia rift junction, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **267**, 267-292.
- Beydoun, Z.R. & Bichan, H.R., 1969. The geology of Socotra Island, Gulf of Aden, *Quarterly Journal of the Geological Society*, **125**, 413-446.
- Beylkin, G., 1985. Imaging of discontinuities in the inverse scattering problem by inversion of a causal generalized radon transform, *J. of Math. Phys.*, **26**, 99-108.
- Béziat, P. & Bache, J.J., 1995. Metallic mineral deposits map of the Arabian Shield. Kingdom of Saudi Arabia, Béziat, P. & Bache, J.J. (Editors). BRGM, Deputy Ministry for Mineral Resources, Published, Place.
- Birse, A.C.R., Bott, W.F., Morrison, J. & Samuel, M.A., 1997. The Mesozoic and early tertiary tectonic evolution of the Socotra area, eastern Gulf of Aden, Yemen, *Marine and Petroleum Geology*, **14**, 675-684.
- Blasband, B., 1999. From compression to extension in the Wadi Kid area, Sinai Egypt: Panafrican extensional collapse, in *Secondary*, pp. 104, Blasband, B. (Editor), ANS. EUG 10. Strasbourg J. Conf. Abs., Published, Place.
- Blasband, B., White, S., Brooijmans, P., De Boorder, H. & Visser, W., 2000. Late Proterozoic extensional collapse in the Arabian-Nubian Shield, *Journal of the Geological Society*, **157**, 615-628.
- Bleistein, N., 1987. Inversion for sound-speed and density variations in complex background structure.; Abstracts of papers presented at the 56th annual international SEG meeting, *Geophysics*, **52**, 428-429.
- Boillot, G., Girardeau, J. & Kornprobst, J., 1988. Rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **103**, 741-756.
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J. et al., 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain), *Tectonophysics*, **132**, 335-342.
- Bokhari, F.Y. & Forster, H., 1988. Structural development and ore deposits of the Arabian Shield, in *Secondary*, pp. 83-92, Bokhari, F.Y. & Forster, H. (Editors), Seventh Quadrennial IAGOD Symposium, Published, Place.
- Bonatti, E., Seyler, M., Channell, J., Girardeau, J. & Mascle, J., 1990. Peridotites drilled from the Tyrrhenian Sea, in *Proc. ODP, Sci. Results*, 37-47, **107**, J.M.e.a.e. K.A. Kastens (Editor).
- Bonini, M., Souriot, T., Boccaletti, M. & Brun, J.-P., 1997. Successive orthogonal and oblique extension episodes in a rift zone: Laboratory experiments with application to the Ethiopian Rift, *Tectonics*, **16**, 347-362.
- Bosellini, A., 1992. The continental margins of Somalia, in *Geology and geophysics of continental margins*, **53**, J.S. Watkins, F. Zhiqiang & K.J. McMillen (Editors), Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., Tulsa, Oklahoma.
- Bosence, D.W.J., 1997. Mesozoic rift basins of Yemen, *Marine and Petroleum Geology*, **14**, 611-616, IN1-IN6.
- Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting, *Geological Magazine*, **96**, 109-117.
- Bott, M.H.P., 1992. Passive margins and their subsidence, *Journal of the Geological Society*, **149**, 805-812.
- Bott, W.F., Smith, B.A., Oakes, G., Sikander, A.H. & Ibrahim, A.I., 1992. The tectonic framework and regional hydrocarbon, prospectivity of the Gulf of Aden, *J. Petrol. Geol.*, **15**, 211-243.

- Bowling, J.C. & Harry, D.L., 2001. Geodynamic models of continental extension and the formation of non-volcanic rifted continental margins, *Geological Society, London, Special Publications*, **187**, 511-536.
- Bown, J.W. & White, R.S., 1994. Variation with spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry, *Earth and Planetary Science Letters*, **121**, 435-449.
- Bown, J.W. & White, R.S., 1995. Effect of finite extension rate on melt generation at rifted continental margins, *Journal of Geophysical Research*, **100**, 18011-18029.
- Brannan, J., Gerdes, K.D. & Newth, I.R., 1997. Tectono-stratigraphic development of the Qamar basin, eastern Yemen, *Marine and Petroleum Geology*, **14**, 701-730, IN7-IN12.
- Brooijmans, P., 1999. Metamorphic conditions in the Wadi Kid area, Sinai, Egypt; evidence for orogenic., in *Secondary*, pp. 112, Brooijmans, P. (Editor), EUG 10. Strasbourg J. Conf. Abs., Published, Place.
- Brown, G.F., Schmidt, D.L. & Huffman, A.C., 1989. Geology of the Arabian Peninsula Brown, G.F., Schmidt, D.L. & Huffman, A.C. (Editors), U.S. Govt. Print. Off., Washington.
- Brun, J.-P., 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **357**, 695-712.
- Brun, J.-P. & Beslier, M.-O., 1996. Mantle exhumation at passive margins, *Earth and Planetary Science Letters*, **142**, 161-173.
- Brun, J.P. & Choukroune, P., 1983. Normal faulting, block tilting, and decollement in a stretched crust, *Tectonics*, **2**, 345-356.
- Buck, W.R., 1991. Modes of Continental Lithospheric Extension, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 20161-20178.
- Buck, W.R., Martinez, F., Steckler, M.S. & Cochran, J.R., 1988. Thermal consequences of lithospheric extension: pure and simple, *Tectonics*, **7**, 213-234.
- Bullock, A.D. & Minshull, T.A., 2005. From continental extension to seafloor spreading: crustal structure of the Goban Spur rifted margin, southwest of the UK, *Geophysical Journal International*, **163**, 527-546.
- Burov, E. & 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 Geological Research*, **106**, 461-481.
- Callot, J.P., Geoffroy, L. & Brun, J.P., 2002. Development of volcanic passive margins: three-dimensional laboratory models, *Tectonics*, **21**, 1052.
- Camp, V.E., 1984. Island arcs and their role in the evolution of the western Arabian Shield, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 913-921.
- Cannat, M., 1993. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges, *Journal of Geophysical Research*, **98**, 4163-4172.
- Cannat, M., Sauter, D., Mendel, V., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, J., Combier, V. & Baala, M., 2006. Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge, *Geology (Boulder)*, **34**, 605-608.
- Cannat, M., Sauter, D., Ruellan, E., Okino, K., Mendel, V., Escartin, J. & Combier, V., 2004. Tectonique extensive et morphologie du plancher océanique d'une dorsale ultra-lente: Un cas extrême de dénudation du manteau, *Réunion des Sciences de la Terre, Strasbourg, 20-25 Sept. 2004, abstract*.
- Capaldi, G., Chiesa, S., Conticelli, S. & Manetti, P., 1987. Jabal an Nar: An upper miocene volcanic centre near Al Mukha (Yemen Arab Republic), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **31**, 345-351.
- Carey, E. & Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **279**, 891-894.
- Carey-Gailhardis, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles, *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **21**, 57-66.

- Chian, D., Keen, C., Reid, I. & Loudon Keith, E., 1995a. Evolution of nonvolcanic rifted margins; new results from the conjugate margins of the Labrador Sea, *Geology (Boulder)*, **23**, 589-592.
- Chian, D. & Loudon, K.E., 1994. The continent-ocean crustal transition across the southwest Greenland margin, *Journal of Geological Research*, **99**, 9117-9135.
- Chian, D., Loudon, K.E., Minshull, T.A. & Whitmarsh, R.B., 1999. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal plain from seismic refraction profiles: Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect, *Journal of geophysical research*, **104**, 7443-7462.
- Chian, D., Loudon, K.E. & Reid, I., 1995b. Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of nonvolcanic continental margins, *Journal of Geological Research*, **100**, 24239-24253.
- Chiesa, S., Civetta, L., Fino, M.D., Volpe, L.L. & Orsi, G., 1989. The Yemen trap series: genesis and evolution of a continental flood basalt province., *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **36**, 337-350.
- Choi, P.Y., 1991. Method for determining the stress tensor using fault slip data, *Journal of the Geological Society of Korea*, **27**, 383-393.
- Chu, D. & Gordon, R.G., 1998. Current plate motion across the Red Sea, *Geophys. J. Int.*, **135**, 313-328.
- Civetta, L., Volpe, L.L. & Lirer, L., 1978. K-Ar ages of the Yemen plateau, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **4**, 307-314.
- Clifton, A.E., Schlische, R.W., Withjack, M.O. & Ackermann, R.V., 2000. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models, *Journal of Structural Geology*, **22**, 1491-1509.
- Cochran, J.R., 1981. The Gulf of Aden, structure and evolution of a young ocean basin and continental basin, *Journal of Geophysical Research*, **86**, 263-288.
- Cochran, J.R., 1982. The magnetic quiet zone in the eastern Gulf of Aden: implications for the early development of the continental margin, *J. R. Geophys. J. R. astr. Soc.*, **68**, 171-201.
- Cochran, J.R., 1988. The Somali Basin, Chain Ridge and the origin of the northern Somali Basin gravity and geoid low., *Journal of Geophysical Research*, **93**, 11985 - 12008.
- Cochran, J.R. & Martinez, F., 1988. Structure and tectonics of the Northern Red Sea: catching a continental margin between rifting and drifting., *Tectonophysics*, **150**, 1-32.
- Cochran, J.R., Martinez, F., Steckler, M.S. & Hobart, M.A., 1986. Conrad Deep: a new northern Red Sea deep. Origin and implications for continental rifting, *Earth and Planetary Science Letters*, **78**, 18-32.
- Coffin, M.F., Rabinowitz, P.D. & Houtz, R.E., 1986. Crustal structure in the western Somali Basin, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **86**, 331-369.
- Colletta, B., Le Quellec, P., Letouzey, J. & Moretti, I., 1988. Longitudinal evolution of the Suez rift structure (Egypt), *Tectonophysics*, **153**, 221 - 233.
- Coney, P.J., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes : An overview, *Memoir - Geological Society of America*, **153**, 7-31.
- Corti, G. & Manetti, P., 2006. Asymmetric rifts due to asymmetric Mohos: An experimental approach, *Earth and Planetary Science Letters*, **245**, 315-329.
- Courtillot, V., 1980. Opening of the Gulf of Aden and Afar by progressive tearing, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **21**, 343-350.
- Courtillot, V., Armijo, R. & Tapponnier, P., 1987. Kinematics of the Sinai triple junction and a two phase model of Arabia- Africa rifting., in *Continental Extensional Tectonics.*, 559-573, M.P. Coward, J.F. Dewey & P.L. Hancock (Editors), Geological Society Sp. Pub., London.
- Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P. & Bess, J., 1999a. On causal links between flood basalts and continental breakup., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **166**, 177-195.
- Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P. & Bess, J., 1999b. On causal links between flood basalts and continental breakup., *Earth and Planetary Science Letters*, **166**, 177-195.
- d'Acremont, E., 2002. De la déchirure continentale à l'accrétion océanique: ouverture du Golfe d'Aden. PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, 325 pp.

- d'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M. & Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data, *Geophys. J. Int.*, **160**, 869-890.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Patriat, P., Beslier Marie, O., Bellahsen, N., Fournier, M. & Gente, P., 2006. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden; insights from magnetic and gravity data (Encens-Sheba MD117 cruise), *Geophysical Journal International*, **165**, 786-803.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Gente, P. & Autin, J., subm. Structure and segmentation of the eastern Gulf of Aden basin and the Sheba ridge from bathymetry, gravity and magnetic data: implications for accretion processes, *Geochemistry Geophysics Geosystems*.
- Dauteuil, O. & Brun, J.-P., 1993. Oblique rifting in a slow-spreading ridge, *Nature*, **361**, 145 - 148.
- Dauteuil, O. & Brun, J.P., 1996. Deformation partitioning in a slow spreading ridge undergoing oblique extension: Mohns Ridge, Norwegian Sea, *Tectonics*, **15**, 870-884.
- Dauteuil, O., Brun, J.P., Avedik, F. & Géli, L., 1990. Caractéristiques structurales du rifting oblique dans la ride de Mohns (Mer de Norvège), *Comptes Rendus - Academie des Sciences*, **311**, 357-363.
- Dauteuil, O., Huchon, P., Quemeneur, F. & Souriot, T., 2001. Propagation of an oblique spreading center: the western Gulf of Aden, *Tectonophysics*, **332**, 423- 442.
- Davis, M. & Kusznir, N.J., 2004. Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins, in *Rheology and deformation of the Earth's lithosphere at continental margins*, 92-137, C.S. Karner (Editor) Columbia University Press, New York.
- Davison, I., Al-Kadasi, M.A., Baker, J., Blakey, S., Bosence, D., Dart, C., Heaton, R., McClay, K.R., Menzies, M., Nichols, G., Owen, L. & Yelland, A., 1994. Geological evolution of the southeastern Red Sea Rift margin, Republic of Yemen, *Bulletin of the Geological Society of America*, **106**, 1471-1493.
- Davy, P. & Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, **188**, 1-25.
- Dean, S.M., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B. & Loudon, K.E., 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20'N., *Journal of Geological Research*, **105**, 5859-5885.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- Discovery 215 Working Group, Minshull, T.A., Dean, S.M., Whitmarsh, R.B., Russell, S.M., Loudon, K.E. & Chian, D., 1998. Deep structure in the vicinity of the ocean-continent transition zone under the southern Iberia Abyssal Plain, *Geology*, **26**, 743-746.
- Driscoll, N.W. & Karner, G.D., 1998. Lower crustal extension across the Northern Carnarvon Basin, Australia: evidence for an eastward dipping detachment, *Journal of Geophysical Research*, **103**, 4975-4992.
- Dyment, J., 1998. Evolution of the Carlsberg Ridge between 60 and 45 Ma: Ridge propagation, spreading asymmetry, and the Deccan-Reunion hotspot, *Journal of Geophysical Research*, **103**, 24067-24084.
- Ebinger, C.J. & Sleep, N.H., 1998. Cenozoic magmatism throughout east African resulting from impact of a single plume, *Nature*, **395**, 788-791.
- Edwards, R.A., Minshull, T.A. & White, R.S., 2000. Extension across the Indian-Arabian plate boundary: the Murray Ridge., *Geophys. J. Int.*, **142**, 461-477.
- Eldholm, O., Skogseid, J., Planke, S. & Gladchenko, T.P., 1995. Volcanic margin concepts, *Rifted Ocean-Continent Boundaries. NATO ASI Ser.*, 1-16.
- Ellis, A.C., Kerr, H.M., Cornwell, C.P. & Williams, D.O., 1996. A tectono-stratigraphic framework for Yemen and its implications for hydrocarbon potential, *Petroleum Geoscience*, **2**, 29-42.
- England, P.C., 1983. Constraints on extension of continental lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, **88**, 1145-1152.
- Escartín, J., Hirth, G. & Evans, B., 1997. Effects of serpentinisation on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-spreading ridges., *Earth and Planetary Science Letters*, **151**, 181-189.

- Etchecopar, A., Vasseur, G. & Daignieres, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis, *Journal of Structural Geology*, **3**, 51-65.
- Fantozzi, P.L., 1996. Transition from continental to oceanic rifting in the Gulf of Aden: structural evidence from field mapping in Somalia and Yemen, *Tectonophysics*, **259**, 285-311.
- Fantozzi, P.L. & Ali-Kassim, M., 2002. Geological mapping in northeastern Somalia (Midjiurtinia region) : Field evidence of the structural and paleogeographic evolution of the northern margin of the Somalian plate, *Journal of African Earth Sciences*, **34**, 21–55.
- Fantozzi, P.L. & Sgavetti, M., 1998. Tectonic and sedimentary evolution of the eastern Gulf of Aden continental margins: new structural and stratigraphic data from Somalia and Yemen., in *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*, 56-76, B.H. Purser & D.W.J. Bosence (Editors), Chapman & Hall, London.
- Féraud, G., Zumbo, V., Sebai, A. & Bertrand, H., 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and duration of the tholeiitic magmatism related to the early opening of the Red sea rift, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 195-198.
- Finlayson, D.M., Collins, C.D.N., Lukaszuk, I. & Chudyk, E.C., 1998. A transect across Australia's southern margin in the Otway Basin region: crustal architecture and the nature of rifting from wide-angle seismic profiling, *Tectonophysics*, **288**, 177-189.
- Fleitout, L. & Froidevaux, C., 1982. Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities, *Tectonics*, **1**, 21-56.
- Forgues, E., 1996. Inversion linéarisée multiparamètres via la théorie des rais (application aux données de sismique réflexion de surface). PhD Thesis, Université Paris VII.
- Fournier, M., Bellahsen, N., Fabbri, O. & Gunnell, Y., 2004. Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**, 24 p.
- Fournier, M., Huchon, P., Khanbari, K. & Leroy, S., 2007. Segmentation and along-strike asymmetry of the passive margin in Socotra, eastern Gulf of Aden: Are they controlled by detachment faults?, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **8**.
- Fournier, M., Patriat, P. & Leroy, S., 2001. Reappraisal of the Arabia-India-Somalia triple junction kinematics, *Earth and Planetary Science Letters*, **189**, 103-114.
- Fournier, M., Petit, C., Chamot-Rooke, N., Fabbri, O., Huchon, P., Maillot, B. & Lepvrier, C., 2008. Do ridge-ridge-fault triple junctions exist on Earth? Evidence from the Aden-Owen-Carlsberg junction in the NW Indian Ocean, *Basin Research*.
- Fournier, M., Razin, P., Fabbri, O. & Breton Jean, P., 2005. Comment on "Aptian faulting in the Haushi-Huqf (Oman) and the tectonic evolution of the southeast Arabian platform-margin" by C. Montenat, P. Barrier and H.J. Soudet, *GeoArabia (Manama)*, **10(4)**, 191-198.
- Froitzheim, N. & Manatschal, G., 1996. Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland), *Geological Society of America Bulletin*, **108**, 1120-1133.
- Funck, T., Hopper, J.R., Larsen, H.C., Loudon, K.E., Tucholke, B.E. & Holbrook, W.S., 2003. Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results, *Journal of Geophysical Research*, **108**, 20 p.
- Garfunkel, Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics., *Tectonophysics*, **80**, 81-108.
- Gaulier, J.M. & Huchon, P., 1991. Tectonic evolution of Afar triple junction, *Bulletin de la Société Géologique de France, Huitième Série*, **162**, 451-464.
- Gaulier, J.M., Le Pichon, X., Lyberis, N., Avedik, F., Moretti, I., Deschamps, A. & Hafez, S., 1988. Seismic study of the crust of the northern Red Sea and Gulf of Suez, *Tectonophysics*, **153**, 55–88.
- Geissler, W.H. & Jokat, W., 2004. A geophysical study of the northern Svalbard continental margin, *Geophysical Journal International*, **158**, 50-66.
- Gemmer, L. & Houseman, G.A., 2004. The effects of gravitational instability on the tectonic evolution of continental orogens, Gemmer, L. & Houseman, G.A. (Editors), American Geophysical Union, Fall Meeting 2004. Eos, Transaction of the American Geophysical Union, 85, abstract T31A-1268, Published, Place.

- Genna, A., Guerrot, C., Deschamps, Y., Nehlig, P. & Shanti, M., 1999. Les formations Ablah d'Arabie Saoudite (datation et implication géologique), *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes/Earth & Planetary Sciences*, **329**, 661-667.
- Genna, A., Nehlig, P., Le Goff, E., Guerrot, C. & Shanti, M., 2002. Proterozoic tectonism of the Arabian Shield, *Precambrian Research*, **117**, 21-40.
- Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margins, *C. R. Geoscience, Concise review paper*, **337**, 1395–1408.
- George, R., Rogers, N. & Kelley, S., 1998. Earliest magmatism in Ethiopia: Evidence for two mantle plumes in one flood basalt province, *Geology*, **26**, 923-926.
- Gephart, J.W. & Forsyth, D.W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, **89**, 9305-9320.
- Glennie, K.W., Boeuf, M.G.A., Hughes Clarke, M.W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W.F.H. & Reinhardt, B.M., 1974. Geology of the Oman Mountains, in *Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap.*, S.R. BV (Editor), The Hague.
- Gnos, E., Immenhauser, A. & Peters, T., 1997. Late Cretaceous/early Tertiary convergence between the Indian and Arabian plates recorded in ophiolites and related sediments, *Tectonophysics*, **271**, 1-19.
- Gnos, E. & Perrin, M., 1996. Formation and evolution of the Masirah ophiolite constrained by paleomagnetic study of volcanic rocks, *Tectonophysics*, **253**, 53-64.
- Gordon, R.G. & DeMets, C., 1989. Present-day motion along the Owen Fracture Zone and Dalrymple Trough in the arabian Sea., *Journal of Geophysical Research*, **94**, 5560-5570.
- Granath, J.W., 2001. The Nogal rift of northern Somalia: Gulf of Aden: Reactivation of a Mesozoic rift, in *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, 511–527, **186**, P.A. Ziegler & al. (Editors), Mem. Mus. Natl. Hist. Nat., Paris.
- Gutenberg, B., 1936. The amplitudes of waves to be expected in seismic prospecting, *Geophysics*, **1**, 252.
- Hébert, H., 1998. Etudes géophysiques d'une dorsale naissante (dorsale d'Aden à l'ouest de 46°E) et d'une dorsale fossile (dorsale de Wharton): implications sur les processus de l'accrétion océanique, et la déformation intraplaque de l'Océan Indien. PhD Thesis, Paris VII University, 372 pp.
- Hébert, H., Deplus, C., Huchon, P., Khanbari, K. & Audin, L., 2001. Lithospheric structure of a nascent spreading ridge inferred from gravity data : The western Gulf of Aden, *Journal of Geophysical Research*, **106**, 26345-26363.
- Higgins, R.I. & Harris, L.B., 1997. The effect of cover composition on extensional faulting above re-activated basement faults: results from analogue modelling, *Journal of Structural Geology*, **19**, 89-98.
- Hofmann, C., Courtillot, V., Féraud, G., Rochette, P., Yirgu, E., Kefeto, E. & Pik, R., 1997. Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change., *Nature*, **389**, 838- 841.
- Hopper, J.R. & Buck, W., 1998. Styles of extensional decoupling, *Geology*, **26**, 699-702.
- Hopper, J.R., Mutter, J.C., Larson, R.L., Mutter, C.Z., Buhl, P., Diebold, J.B., Alsop, J., Falvey, D., Williamson, P. & Brassil, F., 1992. Magmatism and rift margin evolution; evidence from Northwest Australia, *Geology*, **20**, 853-857.
- Horsefield, S.J., Whitmarsh, R.B., White, R.S. & Sibuet, J.-C., 1994. Crustal structure of the Goban Spur rifted margin-results of a detailed seismic refraction survey, *Geophysical journal international*, **119**, 1-19.
- Hu, J.C. & Angelier, J., 2004. Stress permutations: Three-dimensional distinct element analysis accounts for a common phenomenon in brittle tectonics, *J. Geophys. Res.*, **109**.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures, *Bulletin of the Geological Society of America*, **48**, 1459-1519.
- Hubert-Ferrari, A., King, G., Manighetti, I., Armijo, R., Meyer, B. & Tapponnier, P., 2003. Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden ridge propagation and the Anatolian extrusion process., *Geophys. J. Int.*, **153**, 111-132.

- Huchon, P., Jestin, F., Cantagrel, J.M., Gaulier, J.M., Al Kirbash, S. & Gafaneh, A., 1991. Extensional deformation in Yemen since Oligocene and the Africa-Arabia-Somalia triple junction, *Annales Tectonicae*, **V**, p.141-163.
- Huchon, P. & Khanbari, K., 2003. Rotation of the syn-rift stress field of the northern Gulf of Aden margin, Yemen, *Tectonophysics*, **364**, 147-166.
- Hughes, G.W., Varol, O. & Beydoun, Z.R., 1991. Evidence for Middle Oligocene rifting of the Gulf of Aden and for Late Oligocene rifting of the southern Red Sea, *Marine and Petroleum Geology*, **8**, 354-358.
- Huismans, R.S. & Beaumont, C., 2008. Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension, *Geological Society of America*, **36**, 163-166.
- Immenhauser, A., Schreurs, G., Gnos, E., Oterdoom, H.W. & Hartmann, B., 2000. Late Palaeozoic to Neogene geodynamic evolution of the northeastern Oman margin, *Geol. Mag.*, **137**, 1-18.
- Izzeldin, A.Y., 1987. Seismic, gravity and magnetic surveys in the central part of the Red Sea: their interpretation and implications for the structure and evolution of the Red Sea, *Tectonophysics*, **143**, 269-281.
- Jestin, F., Huchon, P. & Gaulier, J.M., 1994. The Somalia plate and the East African Rift System: present kinematics., *Geophysical Journal International*, **116**, 637- 654.
- Jestin, F., Huchon, P., Gaulier, J.M. & et al., 1991. Kinematics of the Afar triple junction and the Somalia Plate.; Sixth meeting of European Union of Geosciences, *Terra Abstracts*, **3**, 375.
- Jin, S., Madariaga, R., Virieux, J. & Lambaré, G., 1992. Twodimensional asymptotic iterative elastic inversion, *Geophys. J. Internat.*, **108**, 1-14.
- Johnson, P.R., 1996. Geochronologic and isotopic data for rocks in the east-central part of the Arabian Shield: stratigraphic and tectonic implications, *Open-file report USGSOF, Saudi Arabian Deputy Ministry for Mineral Resources*, **96**, pp. 3.
- Karner, G.D., Driscoll, N.W., McGinnis, J.P., Brumbaugh, W.D. & Cameron, N.R., 1997. Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon-Cabinda continental margin, *Marine and Petroleum Geology*, **14**, 973-1000.
- Kenea, N.H., Ebinger, C.J. & Rex, D.C., 2001. Late Oligocene volcanism and extension in the southern Red Sea Hills, Sudan, *Journal of the Geological Society of London*, **158**, 285-294.
- Khanbari, K., 2000. Propagation d'un rift océanique: le Golfe d'Aden. Ses effets structuraux sur la marge yéménite. PhD Thesis, Université Paris-Sud, 221 pp.
- Kocyigit, A., Yilmaz, A., Adamia, S. & Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus : Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting., *Geodyn. Acta*, **14**, 177 - 195.
- Krawczyk, C.M., Reston, T.J., Beslier, M.-O. & Boillot, G., 1996. Evidence for detachment tectonics on the Iberia abyssal plain rifted margin.; Proceedings of the Ocean Drilling Program; scientific results, Iberia abyssal plain; covering Leg 149 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution; Balboa Harbor, Panama, to Lisbon, Portugal; sites 897-901, 10 March-25 May 1993, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **149**, 603-615.
- Kreemer, C., Holt William, E. & Haines, A.J., 2003. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophysical Journal International*, **154**, 8-34.
- Kuszniir, N.J. & Karner, G.D., 2007. Continental lithospheric thinning and breakup in response to upwelling divergent mantle flow: application to the Woodlark, Newfoundland and Iberia margins, *Geological Society, London, Special Publications*, **282**, 389-419.
- Lambaré, G., Lucio, P.S. & Hanyga, A., 1996. Two-Dimensional Multivalued Traveltime and Amplitude Maps By Uniform Sampling of A Ray Field, *Geophysical Journal International*, **125**, 584-598.
- Lambaré, G., Operto, S., Podvin, P. & Thierry, P., 2003. 3d ray+born migration/inversion - part1 : Theory, *Geophysics*, **68**, 1348-1356.
- Lambaré, G., Virieux, J., Madariaga, R. & Jin, S., 1992. Iterative asymptotic inversion in the acoustic approximation, *Geophysical Journal International*, **57**, 1138-1154.

- Laval, M. & Le Bel, L., 1986. Felsic plutonism in the Al Amar-Idzas area, Kingdom of Saudi Arabia, *Journal of African Earth Sciences*, **4**, 87-98.
- Lavier, L.L. & Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins, *Nature*, **440**, 324-328.
- Le Métour, J.C., Michel, J.C., Béchenec, F., Platel, J.-P. & Roger, J., 1995. Geology and mineral wealth of the Sultanate of Oman, in *M.P.M. Geological documents*, 285 pp., Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate General of Minerals.
- Lepvrier, C., Fournier, M., Bérard, T. & Roger, J., 2002. Cenozoic extension in coastal Dhofar (southern Oman) : implications on the oblique rifting of the Gulf of Aden, *Tectonophysics*, **357**, 279– 293.
- Leroy, S., d'Acremont, E., Maia, M., Gente, P., Patriat, P. & Toh, H., subm.-a. Segmentation in gravity and magnetic anomalies in the eastern Gulf of Aden: implications for oceanic process.
- Leroy, S., d'Acremont, E., Tiberi, C., Autin, J. & Lucazeau, F., subm.-b. Evidence of a recent off-axis thermal event in the eastern Gulf of Aden, *Earth and Planetary Science Letters*.
- Leroy, S., Ebinger, C., d'Acremont, E., Stuart, G., Al-Lazki, A. *et al.*, 2006. The onshore-offshore ENCENS project: Imaging the stretching/thinning of the continental lithosphere and inception of oceanic spreading in the eastern Gulf of Aden, Leroy, S., Ebinger, C., d'Acremont, E., Stuart, G., Al-Lazki, A. *et al.* (Editors), AGU Fall Meeting, Published, Place.
- Leroy, S., Ebinger, C., Lucazeau, F., d'Acremont, E., Autin, J. *et al.*, in prep. Variation in styles of margins in the eastern Gulf of Aden: a combined MCS-OBS-Heat flow survey (Encens experiment), *Nature*.
- Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., d'Acremont, E., Patriat, P., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al-Kathiri, A., Merkouriev, S., Fleury, J.-M., Ruellan, P.-Y., Lepvrier, C. & Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin, *Terra Nova*, **16**, 185-192.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A. & Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins, *Geology*, **14**, 246–250.
- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., Gonzalez-Fernandez, A., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Paramo, P. & Sutherland, F., 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California, *Nature*, **448**, 466-9.
- Lorenzo, J.M. & Vera, E.E., 1992. Thermal uplift and erosion across the continent-ocean transform boundary of the southern Exmouth Plateau, *Earth and Planetary Science Letters*, **108**, 79-92.
- Louden, K.E. & Chian, D., 1999. The deep structure of non-volcanic rifted continental margins, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **357**, 767-805.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Autin, J., Bonneville, A., Goutorbe, B., Watremez, L., d'Acremont, E., Düsünur, D., Rolandone, F. & Huchon, P., subm. Post-Rift Volcanism and high heat-flow at Ocean-Continent Transition of the Gulf of Aden, *Terra Nova*.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Düsünur, D., Tuchais, P., Huchon, P., Bellahsen, N. & Al-Toubi, K., 2008. Persistent thermal activity at the Eastern Gulf of Aden after continental break-up, *Nature geosciences*, **advance online publication**, doi:10.1038/ngeo359.
- Lucazeau, F., Leroy, S., d'Acremont, E., Bonneville, A., Dusunur, D., Goutorbe, B., Huchon, P., Rolandone, F., Tuchais, P., Watremez, L. & Bellahsen, N., 2007. Thermal regime of a young passive margin: the eastern gulf of Aden, Lucazeau, F., Leroy, S., d'Acremont, E., Bonneville, A., Dusunur, D., Goutorbe, B., Huchon, P., Rolandone, F., Tuchais, P., Watremez, L. & Bellahsen, N. (Editors), EGU, Published, Place.
- Maillard, A., Malod, J., Thiebot, E., Klingelhofer, F. & Rehault, J.-P., 2006. Imaging a lithospheric detachment at the continent-ocean crustal transition off Morocco, *Earth and Planetary Science Letters*, **241**, 686-698.

- Makris, J., Ben-Avraham, Z., Beffle, A., Ginsburg, A., Gieze, P., Steinmetz, L., Whitmarsh, R.B. & Eleftheriou, S., 1983. Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation., *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **75**, 575-591.
- Makris, J., Stofen, B., Vees, R., Allam, A., Maanoum, M. & Shehata, W., 1979. Deep seismic sounding in Egypt, Part II. Crust and Upper Mantle of the Red Sea Coast., *Unpublished paper, Institute for Geophysics, University of Hamburg*, 20 p.
- Malkin, B.V. & Shemenda, A.I., 1991. Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data., *Tectonophysics*, **199**, 191-210.
- Manatschal, G., 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps, *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 432-466.
- Manatschal, G. & Bernoulli, D., 1999. Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria, *Tectonics*, **18**, 1099-1119.
- Manighetti, I., 1993. Dynamique des systèmes extensifs en Afar. PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, 242 pp.
- Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S. & Gillot, P., 1997. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: the Gulfs of Aden and Tadjoura, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 2681-2710.
- Marquer, D., Mercolli, I. & Peters, T., 1998. Early Cretaceous intra-oceanic rifting in the Proto-Indian Ocean recorded in the Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman., *Tectonophysics*, **292**, 1-16.
- Mart, Y. & Dauteuil, O., 2000. Analogue experiments of propagation of oblique rifts, *Tectonophysics*, **316**, 121-132.
- McAllister, E., Cann, J. & Spencer, S., 1995. The evolution of crustal deformation in an oceanic extensional environment, *Journal of Structural Geology*, **17**, 183-199.
- McClay, K.R. & White, M.J., 1995. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting, *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 137-151.
- McKenzie, D., 1978a. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 25-42.
- McKenzie, D., 1978b. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, 25-42.
- McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. & Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophysical Research Letters*, **30**, SDE 6.
- Menzies, M. & al., 1994. Geology of the Republic of Yemen, in *The Geology and Mineral Resources of Yemen*, 21-48, eds McCombe, D.A. Fernette, G.L & Alawi. A.J.
- Menzies, M., Baker, J., Bosence, D. & al., 1992. The timing of magmatism, uplift and crustal extension: preliminary observations from Yemen., in *Magmatism and the Causes of Continental Break-Up.*, 293-304, **68**, B.C. Storey, T. Alabaster & R.J. Pankhurst (Editors), Spec. Publ. Geol. Soc. London.
- Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J. & Baker, J., 2002. Characteristics of volcanic rifted margins.; Volcanic rift margins, *Special Paper - Geological Society of America*, **362**, 1-14.
- Mercolli, I., Briner, A.P., Frei, R., Schönberg, R., Nægler, T.F., Kramers, J. & Peters, T., 2006. Lithostratigraphy and geochronology of the Neoproterozoic crystalline basement of Salalah, Dhofar, Sultanate of Oman, *Precambrian Research*, **145**, 182-206.
- Michael, A.J., 1984. Determination of stress from slip data: Faults and folds, *Journal of Geophysical Research*, **89**.
- Michon, L., 2000. Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central, Université Blaise Pascal, 263 pp.
- Mohr, P., 1991. Structure of Yemeni Miocene dike swarms, and emplacement of coeval granite plutons., *Tectonophysics*, **198**, 203-221.
- MOMR, 1990. Geological map of Suqatra, Ministry of Oil and Minerals Resources, scale 1:250,000, Sana'a, Yemen, MOMR (Editor), Published, Place.

- Mooney, W.D., Gettings, M.E., Blank, H.R. & Healy, J.H., 1985. Saudi Arabian seismic-refraction profile: a travelttime interpretation of crustal and upper mantle structure., *Tectonophysics*, **111**, 173-246.
- Morrison, J., Birse, A., Samuel, M.A., Richardson, S.M., Harbury, N. & Bott, W.F., 1997. The Cretaceous sequence stratigraphy of the Socotran Platform, the Republic of Yemen, *Marine and Petroleum Geology*, **14**, 685-699.
- Mountain, G.S. & Prell, W.L., 1990. A multiphase plate tectonic history of the southeast continental margin of Oman, *Geological Society, London, Special Publications*, **49**, 725-743.
- Nagel, T. & Buck, W., 2007. Control of rheological stratification on rifting geometry: a symmetric model resolving the upper plate paradox, *International Journal of Earth Sciences*, **96**, 1047-1057.
- Nagel, T.J. & Buck, W.R., 2004. Symmetric alternative to asymmetric rifting models, *Geology*, **32**, 937-940.
- Newman, P., 1973. Divergence effects in a layered earth, *Geophysics*, **38**, 481-488.
- Nicolas, A., Boudier, F. & Montigny, R., 1987. Structure of Zabargad Island and early rifting of the Red Sea, *Journal of Geophysical Research*, **92**, 461-474.
- Nouzé, H. & Chauchot, P., 1999. Les sismiques : des outils essentiels pour l'étude des structures océaniques, *Geosciences Marine*, **21**, 25-29.
- Operto, S., Lambaré, G., Podvin, P., Thierry, P. & Noble, M., 2003. 3-d ray+born migration/inversion - part 2: Application to the seg/eage overthrust experiment, *Geophysics*, **68**, 1357-1370.
- Operto, S., Xu, S. & Lambaré, G., 2000. Can we quantitatively image complex structures with rays, *Geophysics*, **65**, 1223-1238.
- Osler, J.C. & Loudon, K.E., 1992. Crustal structure of an extinct rift axis in the Labrador Sea- Preliminary results from a seismic refraction survey, *Earth and Planetary Science Letters*, **108**, 243-258.
- Pallister, J.S., Stacey, J.S., Fischer, L.B. & Premo, W.R., 1987. Arabian Shield ophiolites and Late Proterozoic microplate accretion, *Geology*, **15**, 320-323.
- Patriat, P. & Achache, J., 1984. India-Asia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates, *Nature*, **311**, 615-621.
- Pérez-Gussinyé, M. & Reston, T.J., 2001. Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins; onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup, *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, **106**, 3961-3975.
- Péron-Pinvidic, G. & Manatschal, G., 2008. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view, *International Journal of Earth Sciences*, doi:10.1007/s00531-008-0337-9.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T.A. & Sawyer, D.S., 2007. Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history, *Tectonics*, **26**.
- Peters, T. & Mercolli, I., 1998. Extremely thin oceanic crust in the Proto-Indian Ocean: Evidence from the Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman, *Journal of Geophysical Research*, **103**, 677-689.
- Pfiffner, O.A. & Burkhard, M., 1987. Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data, in *Secondary*, pp. 48-57, Pfiffner, O.A. & Burkhard, M. (Editors), Annales Tectonicae, Published, Place.
- Pickup, S.L.B., Whitmarsh, R.B., Fowler, C.M.R. & Reston, T.J., 1996. Insights into the nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel seismic reflection profile, *Geology*, **24**, 1079-1082.
- Platel, J.-P. & Roger, J., 1992. Geological map of Raysut (1/50 000), Platel, J.-P. & Roger, J. (Editors), Published, Place.
- Platel, J.P. & Roger, J., 1989. Evolution dynamique du Dhofar (Sultanat d'Oman) pendant le Crétacé et le Tertiaire en relation avec l'ouverture du Golfe d'Aden, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 253-263.

- Platel, J.P., Roger, J., Peters, T., Mercogli, I., Kramers, J.D. & Le Métour, J., 1992. Geological Map of Salalah (1/250 000), Sultanate of Oman; sheet NE 40-09, Platel, J.P., Roger, J., Peters, T., Mercogli, I., Kramers, J.D. & Le Métour, J. (Editors). Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate General of Minerals, Published, Place.
- Pointu, A., 2007. Les mouvements verticaux de la marge passive nord du Golfe d'Aden (Dhofar): causes profondes et superficielles. Phd thesis. Paris VI University.
- Prodehl, C., 1985. Interpretation of a seismic-refraction survey across the Arabian shield in western Saudi Arabia., *Tectonophysics*, **111**, 247-282.
- Rabinowitz, P.D., Coffin, M.F. & Favley, D., 1983. The separation of Madagascar and Africa, *Science*, **220**, 67-69.
- Ramberg, H., 1981. Gravity, Deformation and the Earth's Crust Ramberg, H. (Editor) Academic Press New York.
- Razin, P., Leroy, S., Bellahsen, N., Autin, J., Robin, C., Serra Kiel, J., d'Acremont, E. & Khanbari, K., to be subm. Sedimentary records of tectonic evolution of the Southern Margin of the Gulf of Aden (Socotra Island), *Basin Research*.
- Razin, P., Leroy, S., Pointu, A., Robin, C. & Platel, J.-P., in prep. Reappraisal of sedimentology and stratigraphy of the northeastern margin of the Gulf of Aden (the Dhofar region; Sultanate of Oman), Razin, P., Leroy, S., Pointu, A., Robin, C. & Platel, J.-P. (Editors), Published, Place.
- Reches, Z., 1987. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition, *Tectonics*, **6**, 849-861.
- Regenauer-Lieb, K., Weinberg, R.F. & Rosenbaum, G., 2006. The effect of energy feedbacks on continental strength, *Nature*, **442**, 67-70.
- Reid, I.D., 1994. Crustal structure of a nonvolcanic rifted margin east of Newfoundland, *Journal of Geological Research*, **99**, 15,161-15,180.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S. *et al.*, 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *Journal of Geophysical Research*, **111**(B05411), doi:10.1029/2005JB004051.
- Renno, A.D. & Stanek, K.P., 1999. Magmatic core complexes structural and petrological features of a new type of extensional structures. A typical aspect of the evolution of the Panafrican crust?, in *Secondary*, pp. 104, Renno, A.D. & Stanek, K.P. (Editors), EUG. J. Conf. Abs., Published, Place.
- Reston, T., 2007. Extension discrepancy at North Atlantic nonvolcanic rifted margins; depth-dependent stretching or unrecognized faulting?, *Geology (Boulder)*, **35**, 367-370.
- Reston, T.J., Krawczyk, C.M. & Klaeschen, D., 1996. The S reflector west of Galicia (Spain): evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup, *Journal of geophysical research*, **101**, 8075-8091.
- Ribodetti, A., Operto, S., Virieux, J., Lambaré, G., Valero, H. & Gibert, D., 2000. Asymptotic viscoacoustic diffraction tomography of ultrasonic laboratory data : A tool for rock properties analysis, *Geophys. J. Int.*, **140**, 324-340.
- Ribodetti, A., Valero, H., Operto, S., Virieux, J. & Gibert, D., 2001. Geophysical tomography by viscoacoustic asymptotic waveform inversion of ultrasonic laboratory data, *IEEE Transactions on Instrumentation and Measurement*, **50**, 1404-1412.
- Richard, P. & Krantz, R.W., 1991. Experiments on fault reactivation in strike-slip mode, *Tectonophysics*, **188**, 117-131.
- Richardson, S.M., Bott, W.F., Birse, T.C.R. & Anonymous, 1995. Offshore Socotra, Republic of Yemen; potential for a new hydrocarbon province?.; AAPG international conference and exhibition; abstracts, *AAPG Bulletin*, **79**, 1244-1245.
- Richter, H., Makris, J. & Rihm, R., 1991. Geophysical observations offshore Saudi Arabia: seismic and magnetic measurements, *Tectonophysics*, **198**, 297-310.
- Rihm, R., Makris, J. & Moller, L., 1991. Seismic surveys in the Northern Red Sea: asymmetric crustal structure, *Tectonophysics*, **198**, 279-295.

- Rochette, P., Tamrat, E., Féraud, G., Pik, R., Courtillet, V., Kefeto, E., Coulon, C., Hofmann, C., Vandamme, D. & Yirgu, E., 1998. Magnetostratigraphy and timing of the Oligocene Ethiopian traps., *Earth and Planetary Science Letters*, **164**, 497-510.
- Roger, J., Béchenec, F., Janjou, D., Le Métour, J., Wyns, R. & Beurrier, M., 1991. Explanatory Notes to the Geological Map of Ja'alan, Sheet NF 40–8E, Scale: 1:250,000. Muscat, Oman, *Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals*, 84.
- Roger, J., Platel, J.P., Cavelier, C. & Bourdillon-de-Grisac, C., 1989. Données nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire géologique du Dhofar (Sultanat d'Oman), *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **2**, 265-277.
- Rossi, D. & Storti, F., 2003. New artificial granular materials for analogue laboratory experiments: aluminium and siliceous microspheres, *Journal of Structural Geology*, **25**, 1893-1899.
- Royer, J.Y., 2002. Paleogene plate tectonic evolution of the Arabian and eastern Somali Basins, *Geol. Soc. Special Publ.*, **195**, 7-23.
- Sahota, G., 1990. Geophysical investigations of the Gulf of Aden continental margins: geodynamic implications for the development of the Afro-Arabian Rift system. PhD Thesis, University College.
- Sahota, G., Styles, P. & Gerdes, K., 1995 (abstract). Evolution of the Gulf of Aden and implications for the development of the Red Sea, in *Secondary*, pp. 56, Sahota, G., Styles, P. & Gerdes, K. (Editors), *Rift Sedimentation and Tectonics in the Red Sea-Gulf of Aden Region*, Published, Place.
- Samuel, M.A., Harbury, N., Bott, R. & M., T.A., 1997. Field observations from the Socotran platform: their interpretation and correlation to Southern Oman, *Marine and Petroleum Geology*, **14**, 661-673.
- Sandwell, D.T. & Smith, W.H.F., 1997a. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 039-10.
- Sandwell, D.T. & Smith, W.H.F., 1997b. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, **102**, 039-10.
- Schreurs, G. & Immenhauser, A., 1999. West-northwest directed obduction of the Batain Group on the eastern Oman continental margin at the Cretaceous-Tertiary boundary, *Tectonics*, **18**, 148-162.
- Schüppel, D. & Wienholz, R., 1990. The development of the tertiary in the Habban-A1 Mukalla Area, *P.D.R. Yemen. Z. Geol. Wiss. Berlin*, **18**, 523-528.
- Sengör, A.M.C. & Burke, K., 1978. Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications, *Geophysical Research Letters*, **5**, 419-421.
- Shackleton, R.M., Ries, A.C., Bird, P.R., Filbrandt, J.B., Lee, C.W. & Cunningham, G.C., 1990. The Batain Melange of NE Oman., in *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, 673–96, **17**, A.H.F. Robertson, M.P. Searle & A.C. Ries (Editors), Geological Society of London Special Publication 49, London.
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S. & Manatschal, G., 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies, *Journal of Geophysical Research*, **112**, 10.1029/2005JB003856.
- Sokoutis, D., Corti, G., Bonini, M., Pierre Brun, J., Cloetingh, S., Mauduit, T. & Manetti, P., 2007. Modelling the extension of heterogeneous hot lithosphere, *Tectonophysics*, **444**, 63-79.
- Srivastava, S. & Keen, C., 1995. A deep seismic reflection profile across the extinct Mid-Labrador Sea spreading center, *Tectonics*, **14**, 372-389.
- Srivastava, S.P. & Roest, W.R., 1999. Extent of oceanic crust in the Labrador Sea, *Marine and Petroleum Geology*, **16**, 65-84.
- Srivastava, S.P., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, W.R. & Reid, I.D., 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins, *Earth and Planetary Science Letters*, **182**, 61-76.
- Stoeser, D.B. & Camp, V.E., 1985. Pan-African microplate accretion of the Arabian Shield, *Geological Society of America Bulletin*, **96**, 817-826.
- Stoeser, D.B. & Frost, C.D., 2006. Nd, Pb, Sr, and O isotopic characterization of Saudi Arabian Shield terranes, *Chemical Geology*, **226(3-4)**, 163-188.

- Stoeser, D.B. & Stacey, J., 1988. Evolution, U–Pb geochronology, and isotope geology of the Pan-African Nabitah Orogenic belt of the Saudi Arabian Shield, in *The Pan-African Belt of Northeast Africa and Adjacent Areas: Tectonic Evolution and Economic Aspects of an Late Proterozoic Orogen*, 227–288, S. El-Gaby & R.O.E. Greiling (Editors), Friedrich Vieweg and Son.
- Tankard, A.J. & Welsink, H.J., 1987. Extensional tectonics and stratigraphy of Hibernia oil field, Grand Banks, Newfoundland, *AAPG Bulletin*, **71**, 1210-1232.
- Tapponnier, P., Mattauer, M., Proust, F. & Cassaigneau, C., 1981. Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan, *Earth and Planetary Science Letters*, **52**, 355-71.
- Tard, F., Masse, P., Walgenwitz, F. & Gruneisen, P., 1991. The volcanic passive margin in the vicinity of Aden, Yemen, *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **15**, 1-9.
- Taylor, B., Goodliffe, A.M. & Martinez, F., 1999. How continents break up- Insights from Papua New Guinea, *Journal of Geophysical Research*, **104**.
- Thierry, P., Lambaré, G., Podvin, P. & Noble, M., 1999a. 3D preserved amplitude prestack depth migration on a workstation, *Geophysics*, **64**, 222-229.
- Thierry, P., Operto, S. & Lambaré, G., 1999b. Fast 2-d ray+born migration/inversion in complex media, *Geophysics*, **64**, 162-181.
- Thinon, I., Matias, L., Rehault, J.P., Hirn, A., Fidalgo Gonzalez, L. & Avedik, F., 2003. Deep structure of the Armorican Basin (Bay of Biscay); a review of Norgasis seismic reflection and refraction data, *Journal of the Geological Society of London*, **160**, 99-116.
- Thomas, P., Vidal, G. & Kalfoun, F., 2004. Subsidence initiale, subsidence thermique et déformations au cours du rifting continental, Thomas, P., Vidal, G. & Kalfoun, F. (Editors), Published, Place.
- Thoué, F., Vidal, G. & Gratier, J.-P., 1997. Finite deformation and displacement fields on the southern Yemen margin using satellite images, topographic data and a restoration method, *Tectonophysics*, **281**, 173-193.
- Tiberi, C., Leroy, S., d Acremont, E., Bellahsen, N., Ebinger, C., Al Lazki, A. & Pointu, A., 2007. Crustal geometry of the northeastern Gulf of Aden passive margin; localization of the deformation inferred from receiver function analysis, *Geophysical Journal International*, **168**, 1247-1260.
- Tron, V. & Brun, J.P., 1991. Experiments on oblique rifting in brittle–ductile systems, *Tectonophysics*, **188**, 71–84.
- Tucholke, B.E., Austin, J.A. & Uchupi, E., 1989. Crustal structure and rift-drift evolution of the Newfoundland Basin, *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. AAPG Mem*, **46**, 247-263.
- Ukstins, I.A., Renne, P.R., Wolfenden, E., Baker, J., Ayalew, D. & Menzies, M., 2002. Matching conjugate volcanic rifted margins: 40Ar/39Ar chrono-stratigraphy of pre- and syn-rift bimodal flood volcanism in Ethiopia and Yemen, *Earth and Planetary Science Letters*, **198**, 289-306.
- Vigny, C., Chabalier, J.-B., Ruegg Jean, C., Huchon, P., Feigl, K.L., Cattin, R., Asfaw, L. & Kanbari, K., 2007. Twenty-five years of geodetic measurements along the Tadjoura-Asal rift system, Djibouti, East Africa, *Journal of Geophysical Research*, **112**, 12, doi:10.1029/2004JB003230.
- Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J.C., Khanbari, K. & Asfaw, L.M., 2006. Confirmation of Arabia slow plate motion by new GPS data in Yemen, *Journal of Geophysical Research*, **111**, doi:10.1029/2004JB003229.
- Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting, *Journal of Geology*, **59**, 118-130.
- Watchorn, F., Nichols, G.J. & Bosence, D.W.J., 1998. Rift-related sedimentation and stratigraphy, southern Yemen (Gulf of Aden). in *Sedimentation and Tectonics in the Rift Basins Red Sea- Gulf of Aden.*, 165- 189, B. Purser & D. Bosence (Editors), Chapman & Hall, London.

- Watremez, L., Leroy, S., Rouzo, S., D'Acromont, E., Tiberi, C., Burov, E. & Al-Lazki, A., 2007. Deep Structure of the Northeastern Gulf of Aden Margin From Wide-Angle Seismic Network, *American Geophysical Union, Fall Meeting 2007, abstract T41A-0353*.
- Watts, A.B. & Stewart, J., 1998. Gravity anomalies and segmentation of the continental margin offshore West Africa, *Earth and Planetary Science Letters*, **156**, 239-252.
- Weijermars, R., 1986. Flow behaviour and physical chemistry of Bouncing Putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications, *Tectonophysics*, **124**, 325-358.
- Weijermars, R. & Schmeling, H., 1986. Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity), *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **43**, 316-330.
- Weinberg, R.F., Regenauer-Lieb, K. & Rosenbaum, G., 2007. Mantle detachment faults and the breakup of cold continental lithosphere, *Geology*, **35**, 1035-1038.
- Wernicke, B.P., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Can. J. Earth Sci.*, **22**, 108-125.
- White, N., 1990. Does the uniform stretching model work in the North Sea, *Tectonic Evolution of the North Sea Rifts. Oxford University Press, Oxford*, 217-240.
- White, R.S., 1992. Magmatism during and after continental break-up, *Geol. Soc. London Spec. Pap.*, **68**, 1-16.
- Whitmarsh, R.B., 1974. Initial Report DSDP, U.S., **23** Whitmarsh, R.B. (Editor), Washington D.C.
- Whitmarsh, R.B., 1979. The Owen basin of the southeast margin of Arabia and the evolution of the Owen fracture zone., *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **58**, 441-470.
- Whitmarsh, R.B., Manatschal, G. & Minshull, T.A., 2001a. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading, *Nature (London)*, **413**, 150-154.
- Whitmarsh, R.B. & Miles, P.R., 1995. Models of the development of the West Iberia rifted continental margin at 40 ° 30'N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies, *Journal of Geophysical Research*, **100**, 3789-3806.
- Whitmarsh, R.B., Miles, P.R. & Mauffret, A., 1990. The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia-I. Crustal structure at 40° 30'N, *Geophysical Journal International*, **103**, 509-531.
- Whitmarsh, R.B., Minshull, T.A., Russell, S.M., Dean, S.M., Loudon, K.E. & Chian, D., 2001b. The role of syn-rift magmatism in the rift-to-drift evolution of the West Iberia continental margin: geophysical observations, *Geological Society, London, Special Publications*, **187**, 107-124.
- Whitmarsh, R.B. & Sawyer, D.S., 1996a. The ocean/continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental-rifting to seafloor-spreading processes, *Proc. ODP, Sci. Results*, **149**, 713-733.
- Whitmarsh, R.B. & Sawyer, D.S., 1996b. The ocean/continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental-rifting to seafloor-spreading processes, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **149**, 713-733.
- Windley, B.F., Whitehouse, M.J. & Ba-Bttat, M.A.O., 1996. Early Precambrian gneiss terranes and Panafrican island arcs in Yemen: crustal accretion of the eastern Arabian Shield, *Geology*, **24**.
- Withjack, M.O. & Jamison, W.R., 1986. Deformation produced by oblique rifting, *Tectonophysics*, **126**, 99-124.
- Worzel, J.L., 1968. Advances in marine geophysical research of continental margins., *Can. J. Earth Sci.*, **5**, 963-983.
- Wyns, R., Le Métour, J., Roger, J. & Chevrel, S., 1992. Geological Map of Sur with Explanatory Notes, Sheet NF 40-08, Scale 1:250,000. Muscat, Oman, *Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals*, 80.
- Xu, G., Bian, Q. & Zhou, S., 1998. Geo-tectonic conditions of the formation of Proterozoic large and superlarge ore deposits along northwestern margin of North China Plate, *Science in China*, **41**, 13-20.
- Xu, Q., Liu, B., Xu, X. & Pan, G., 1994. Formation and evolution of South China continents and comparing with Gondwana Land.; Gondwana dispersion and Asian accretion; fourth

- international symposium and field excursion, *IGCP Project 321 - Gondwana Dispersion and Asian Accretion - International Symposium and Field Excursion*, **4**, 137-138.
- Xu, S., 2001. Migration/inversion en milieu complexe par des méthodes asymptotiques haute fréquence, Ecole de Mines de Paris.
- Xu, S., Lambaré, G. & Calandra, H., 2004. Fast migration/inversion with multivalued rayfields : Part 2 - applications to the 3d seg/eage salt model, *Geophysics*, **69**, 1320–1328.
- Yilmaz, O., 1987. Seismic Data Processing; Investigations in Geophysics, *Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, USA*, 2526 pp.
- Zoback, M., 1992. First-and second-order patterns of stress in the lithosphere-The World Stress Map project, *Journal of Geophysical Research*, **97**.
- Zumbo, V., Féraud, G., Bertrand, H. & Chazot, G., 1995. 40Ar/39Ar chronology of Tertiary magmatic activity in Southern Yemen during the early Red Sea-Aden Rifting, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **65**, 265-279.

ANNEXE

Principe de la prospection et du traitement sismique

a) Principe de la prospection sismique

La sismique est une technique de mesure indirecte qui consiste à enregistrer en surface des échos issus de la propagation dans le sous-sol d'une onde sismique provoquée (Nouzé & Chauchot 1999). Ces échos sont générés par les hétérogénéités du sous-sol comme les interfaces entre deux types différents de sédiments. Le passage par exemple d'une couche d'argile à une couche de sable dans une colonne sédimentaire va se traduire par la présence d'un réflecteur sur les enregistrements. Selon le mode de propagation de l'onde : réfléchi sur, ou transmise le long de cette interface, on parle de sismique réflexion ou de sismique réfraction. Le temps d'arrivée du signal permet de situer la position des réflecteurs dans l'espace et de réaliser une image du sous-sol. De plus, l'amplitude de l'écho apporte des informations sur certains paramètres physiques des milieux en contact et peut donner des informations sur la nature du contact.

En sismique marine, les ondes acoustiques sont générées à espaces réguliers tout au long d'un trajet linéaire du bateau, appelé *profil*. La *source* est constituée de plusieurs canons sismiques à air ou à eau coordonnés. Les détonations engendrées sont appelées des *tirs*. Lors de leur passage au niveau d'une interface, les ondes sismiques sont réfléchies, réfractées ou diffractées. Les milieux traversés par les ondes possèdent des caractéristiques différentes (densité, nature des roches...). Les ondes ne vont donc pas s'y propager avec les mêmes vitesses ni avec la même incidence. C'est le contraste d'impédance acoustique (produit de la vitesse du son par la densité du milieu) à l'interface entre deux milieux qui modifie la trajectoire et la vitesse des ondes. Si ce contraste est suffisamment important, l'écho généré sera enregistré par les récepteurs.

En sismique réflexion, les ondes concernées sont principalement réfléchies ou diffractées. La distance entre la source et les récepteurs reste constante le long du profil afin de privilégier l'arrivée des ondes réfléchies par rapport aux ondes réfractées (Figure Annexe-90). Cependant plus la distance source-récepteur est faible et moins les ondes pénètrent profondément. Les échos générés par les hétérogénéités du milieu sont captés par des hydrophones, qui enregistrent les variations de pression dans l'eau, appelées signaux acoustiques. En sismique réflexion multitrace, plusieurs unités de réception sont alignées dans une *flûte sismique* pouvant atteindre 5 km. Cela permet d'améliorer la qualité des informations. Une trace sismique est l'enregistrement par une unité de réception d'un écho résultant d'un tir. Les amplitudes du signal acoustique sont enregistrées à un intervalle de temps constant, le pas d'échantillonnage.

Dispositif de la sismique réflexion

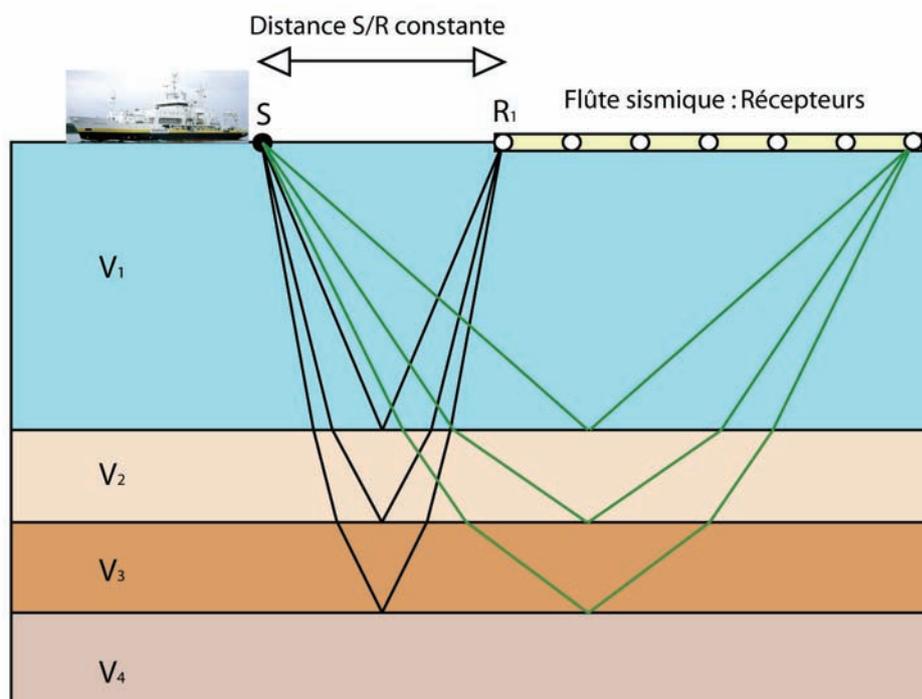


Figure Annexe-90 : Dispositif de la sismique réflexion (S : Source, R : Récepteur).

En sismique réflexion, la distance entre la source et les récepteurs augmente car les récepteurs sont fixes sur le fond marin tandis que le bateau s'éloigne avec la source (Figure Annexe-91). De cette manière, les ondes réfractées le long des interfaces arrivent avant les ondes réfléchies. En effet, la densité des milieux traversés a tendance à augmenter avec la profondeur. De fait, la vitesse de propagation est plus importante en profondeur. Après une distance critique, les ondes réfractées en profondeur arrivent plus tôt que les ondes réfléchies. En sismique réflexion, les distances source-récepteur sont donc beaucoup plus grandes (jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres), ce qui permet d'atteindre des couches plus profondes. Tandis que la géométrie d'acquisition de la sismique réflexion est bornée à des distances source-récepteur (offset) pré-critiques (généralement inférieures à 5 km).

Le champ d'ondes réceptionné par la sismique réflexion est plus large, et varie entre des incidences verticales jusqu'à des incidences subhorizontales. Cette technique permet donc d'imager les structures profondes ($z > 10\text{km}$), néanmoins aux dépens de la résolution (échelle kilométrique), les récepteurs étant moins nombreux et plus espacés qu'en sismique réflexion. Les structures observées ne correspondent donc qu'aux grandes longueurs d'onde du sous-sol.

Le dispositif d'acquisition de la sismique réflexion est composé d'une source plus basse fréquence pour améliorer la profondeur d'acquisition (pénétration) : les tirs correspondent à un plus grand volume d'air et ils sont plus espacés (1-3 minutes). Les récepteurs sont fixes et doivent être mis en place préalablement. En mer, les stations sismiques sous-marines, les OBS (Ocean Bottom Seismometer), enregistrent les variations de pression dans l'eau (hydrophones). La sismique réflexion

ne permet pas de produire une image mais permet de quantifier les variations de vitesse dans le sous-sol.

Dispositif de la sismique réfraction

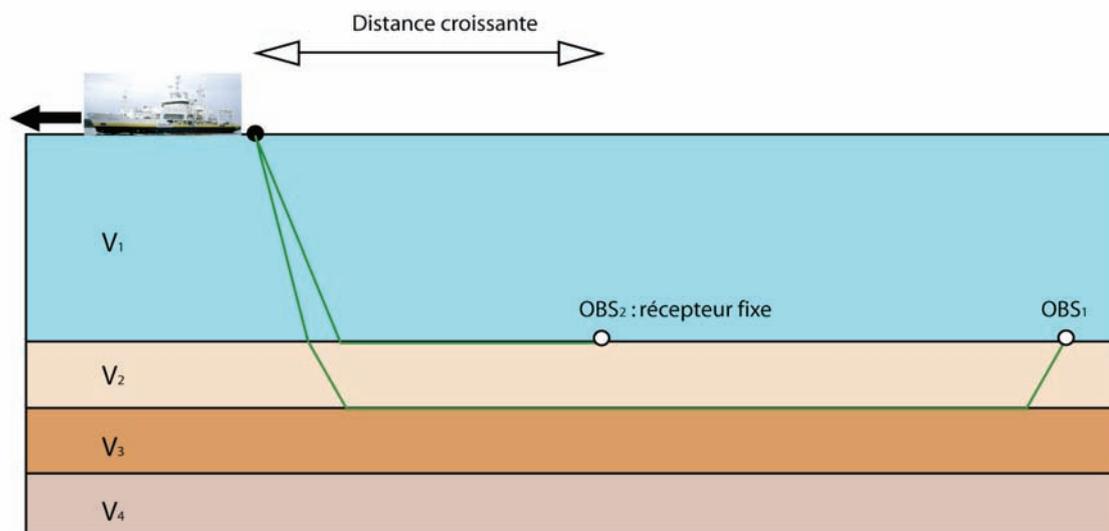


Figure Annexe-91 : Dispositifs de la sismique réfraction (S : Source, R : Récepteur, OBS : Ocean Bottom Seismometer).

La résolution de l'image sismique dépend de la géométrie d'acquisition et du contenu fréquentiel de la source. Elle correspond à la distance minimale entre deux événements perçus comme distincts. On distingue la résolution verticale (ou temporelle), et la résolution horizontale (ou latérale). Plus la source est haute fréquence, meilleure est la résolution verticale mais plus faible est la pénétration (Figure Annexe-92). L'utilisation des deux types de sismique, réflexion et réfraction, offre une complémentarité des domaines d'acquisition et des informations recueillies (images des interfaces, variations de vitesse). La sismique réflexion permet d'observer les structures superficielles avec une plus haute résolution tandis que la sismique réfraction détecte les structures à grandes longueurs d'ondes et à plus grande profondeur.

b) Étapes principales du traitement sismique

Le traitement géophysique consiste à améliorer le signal réel, porteur de l'information, au détriment des signaux perturbateurs. On parle d'optimisation du rapport signal sur bruit. En sismique réflexion multitrace, les bruits incohérents correspondent à tous les signaux qui sont générés par des ondes autres que celles qui sont générées par la source. Les bruits cohérents sans réalités géologiques sont les multiples, les hyperboles de diffraction et les pull-up ou pull-down (Figure Annexe-93).

Le multiple du fond, ou primaire, correspond à une double réflexion de l'onde acoustique sur le fond marin par réflexion sur l'interface eau-air (Figure Annexe-93, en haut). Le réflecteur généré se situe donc au double du temps du réflecteur correspondant à la réflexion simple sur le fond.

Malheureusement, il masque alors l'information située à la profondeur correspondant à ce temps de trajet. Des multiples internes peuvent aussi être générés par réflexion multiple au sein d'une couche.

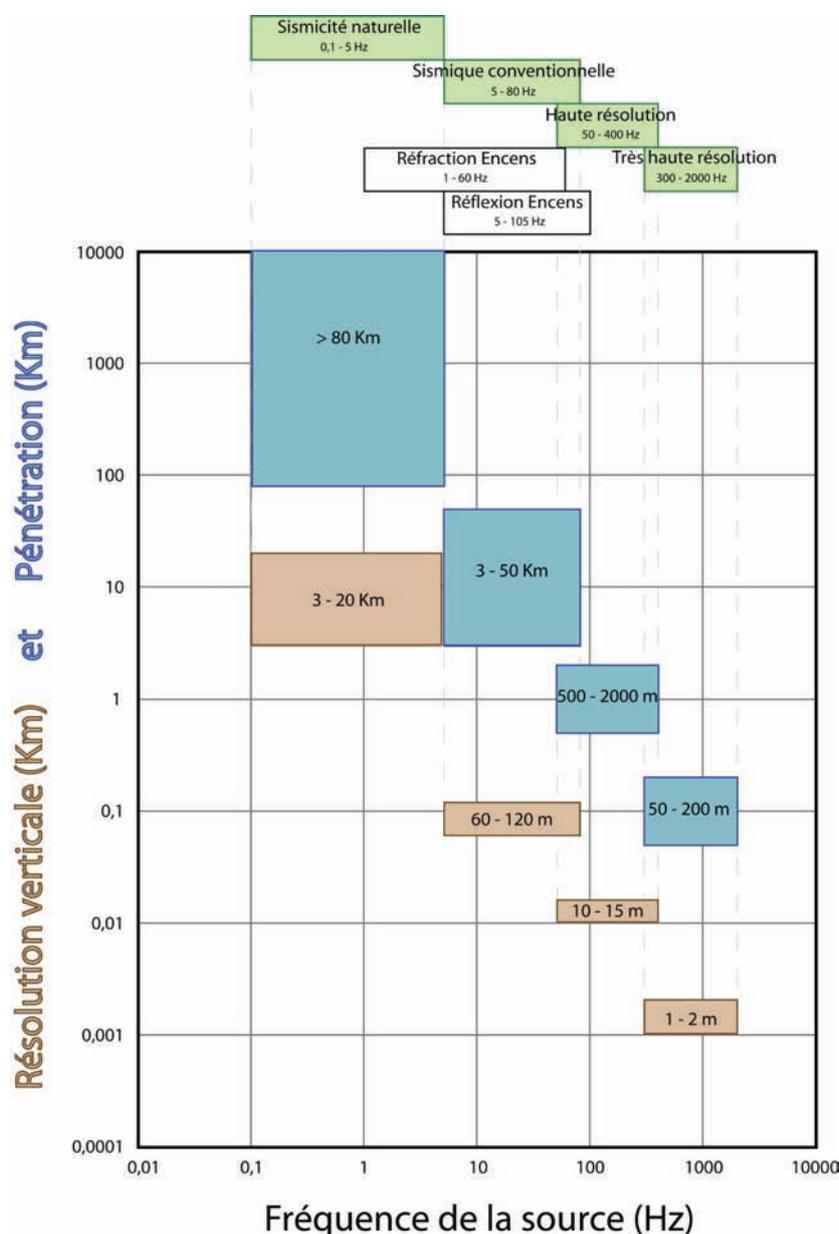


Figure Annexe-92 : Pénétration et résolution verticale en fonction de la fréquence de la source (d'après le site: <http://www.ifremer.fr/drogm/Realisation/Vulgar/Sismique/sismic.htm>)

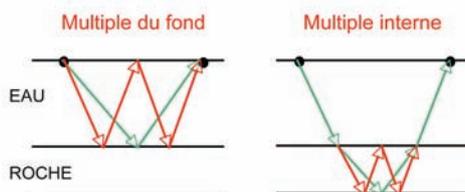
La présence de relief peut entraîner l'enregistrement d'une réflexion latérale dont le temps de parcours sera plus court que la réflexion à la verticale de la source. Les hyperboles de diffraction correspondent donc à la projection sur la verticale de cet écho latéral et laisseront croire que le réflecteur est moins profond qu'en réalité. Sur la Figure Annexe-93 (au centre), la distance entre la source (S) et le fond est plus grande qu'entre la source et le point diffractant (D). Le réflecteur à la verticale de la source est donc injustement localisé à la profondeur SD.

Les hétérogénéités locales du sous-sol (cavité, gisement métallifère...) entraînent parfois des changements brusques de la vitesse de propagation. Les ondes qui traversent ces hétérogénéités sont ralenties ou accélérées avant d'atteindre les réflecteurs plus profonds (A et B sur la Figure Annexe-93, en bas). Ces derniers seront donc déformés sur l'image sismique : en pull-up si les ondes sont accélérées ou en pull-down si elles sont ralenties.

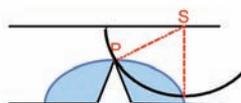
Les trois étapes principales de tout traitement des données de sismique sont : la déconvolution, la sommation et la migration (Yilmaz 1987). La déconvolution cherche à compresser l'ondelette source vers une impulsion, améliorant donc la résolution verticale. La sommation ajoute l'information de toutes les traces correspondant à un même point de réflexion, et utilise la redondance des données pour augmenter le rapport signal sur bruit (S/B). Finalement, la migration permet d'obtenir la géométrie la plus précise et la plus proche de la structure réelle du sous-sol.

Les signaux cohérents sans explications géologiques

Multiples :



Hyperboles de diffraction :



Pull-up, pull-down :

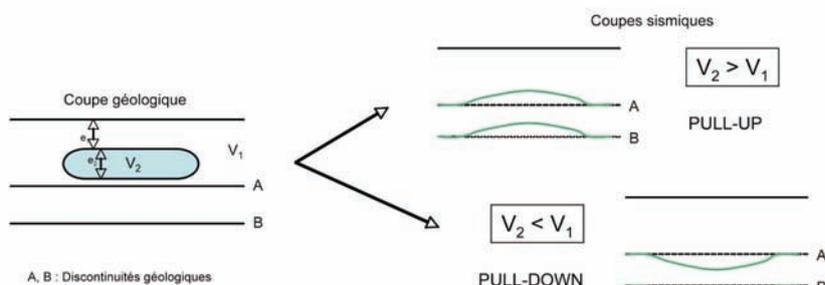


Figure Annexe-93 : Les signaux cohérents sans explications géologiques.

(1) Principe de la sommation en sismique réflexion multitrace

En sismique réflexion 360 traces, chaque tir est réceptionné par 360 traces alignées à intervalle régulier dans un tube de 4800 m. L'onde sphérique initiée par le tir correspond à une infinité de rais qui se réfléchissent sur les interfaces. Pour un interface donné (par exemple entre l'eau et le fond marin) les récepteurs enregistrent 360 rais réfléchis en différents points de l'interface (Figure Annexe-94). L'enregistrement des tirs par une trace permet donc déjà de réaliser une image du sous-sol avec autant de points de réflexion par interface que de tirs. Cette image est appelée une monotrace.

Les tirs se succédant à une cadence soutenue (tous les 150, 75 ou 50 m en fonction de la source), les points de réflexion sont éclairés par plusieurs tirs successifs et enregistrés par plusieurs traces différentes et avec différentes incidences (Figure Annexe-94). Ces points sont appelés points miroir ou CDP (Common Depth Point). Un même CDP ne peut être éclairé qu'un nombre limité de fois. Cette valeur est appelée "couverture" et dépend du dispositif d'acquisition :

$$\text{Couverture} = \text{Nombre de traces} * \text{Distance inter-trace} / (2 * \text{distance inter-tir})$$

Pour un dispositif de 360 traces avec un inter-trace de 12,5 m et un inter-tir de 50 m (dispositif de la source 3 de la campagne), la couverture est de 45.

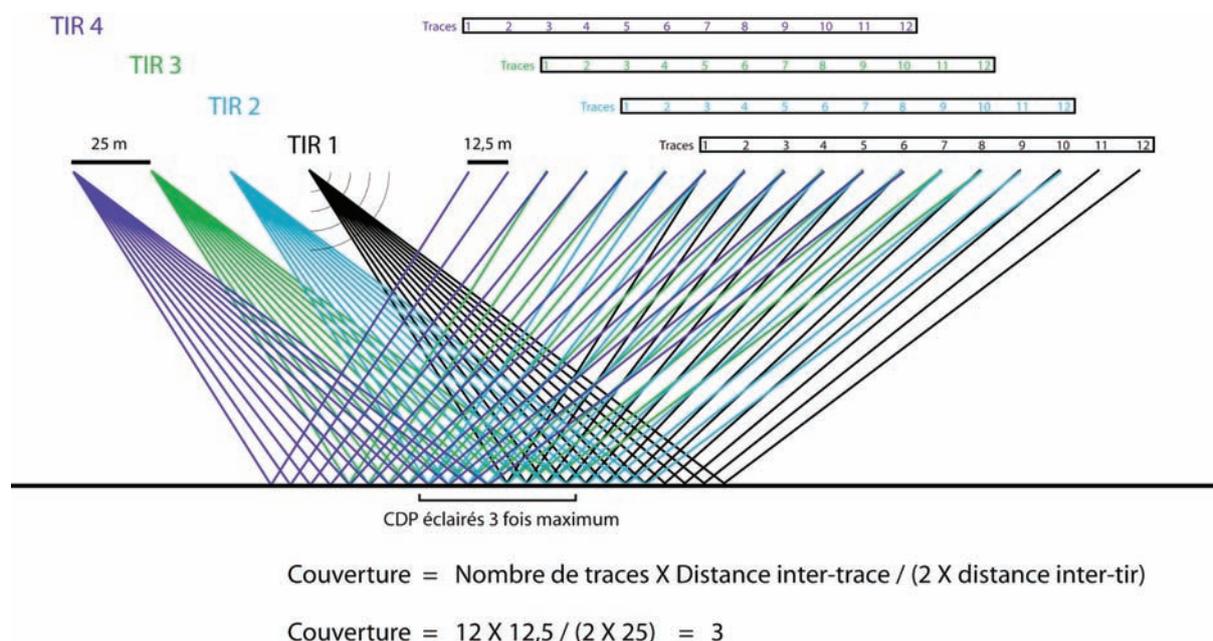


Figure Annexe-94 : Principe de la couverture multiple en sismique réflexion. Exemple pour une flûte sismique de 12 traces.

Le traitement de la sismique réflexion multitrace va consister principalement à tirer profit de ce recoupement d'information afin d'améliorer le rapport signal sur bruit. Pour un CDP donné, la distance source-récepteur augmente au fur et à mesure qu'il est "éclairé", donc le trajet du rai varie et le signal acoustique est de plus en plus retardé (Figure Annexe-94). La réunion de l'ensemble des

traces ayant éclairé un CDP montre une trajectoire hyperbolique des arrivées correspondant à un même réflecteur (Figure Annexe-95).

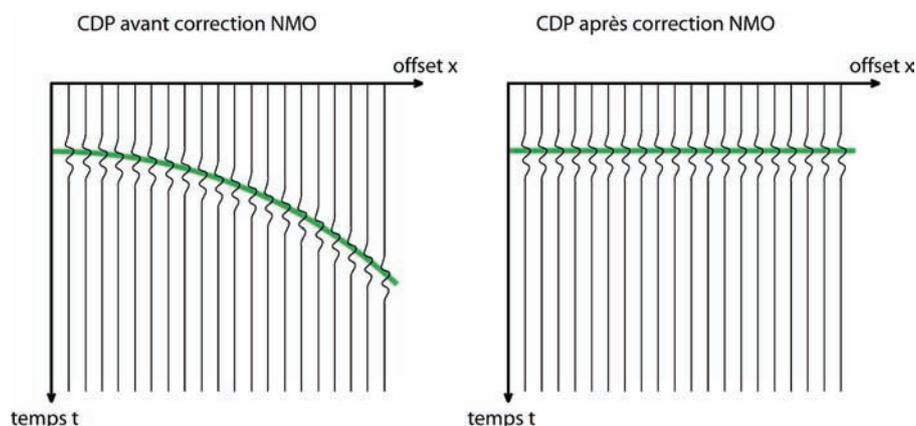


Figure Annexe-95 : Correction dynamique d'un CDP.

Si l'on corrige ce déphasage des signaux, il est possible de sommer les traces correspondant à un même CDP entre elles. La correction dynamique ou NMO (Normal Move Out) égalise les temps d'arrivées de façon à ce qu'ils correspondent au temps que mettrait l'onde pour se réfléchir à la verticale de la source (offset zéro).

Pour cela, il est nécessaire de connaître les vitesses des milieux traversés. On élabore donc un modèle de vitesses à partir d'analyses de vitesses successives. Après la correction dynamique, la sommation des traces communes à un même CDP est alors possible. L'avantage majeur de cette technique est que seul le signal réel est correctement corrigé par la correction dynamique. Elle va considérablement renforcer l'information en sommant les arrivées qui correspondent à un même réflecteur, tandis que les arrivées de bruits ne seront pas superposées pour la sommation.

(2) *Les antimultiples*

Comme leur nom l'indique, les antimultiples servent à atténuer les multiples et principalement le multiple du fond. Leur fonctionnement repose sur une caractéristique des multiples : ce sont des événements corrigés à faibles vitesses au sein d'événements réels corrigés à vitesses plus élevées. En effet, sur un CDP, le multiple du fond est plat lorsqu'on lui applique la vitesse de correction dynamique du fond, soit environ 1500 m/s.

Les antimultiples tentent de séparer les multiples des événements réels de différentes façons. Certains fonctionnent sur des CDP corrigés et reconnaissent les courbures trop importantes par rapport aux événements réels, qui sont plats après correction. D'autres travaillent dans le domaine F, k (fréquences temporelles et nombres d'onde) où les pentes des événements correspondent à des points. En supprimant une partie appropriée du domaine F, k , on peut donc supprimer les pentes correspondant aux multiples. D'autres encore réalisent un modèle du multiple à partir des données et

soustraiant ce modèle théorique aux données. Les antimultiples utilisés pour les données Encens sont décrits plus précisément dans la partie III.A.1.c)(2).

Les antimultiples sont indispensables dès lors que l'on s'intéresse aux structures profondes ou lorsque l'on se situe à faible profondeur d'eau. De plus, l'utilisation de la méthode de migration avant sommation nécessite des antimultiples encore plus performants.

(3) La déconvolution (Yilmaz 1987)

La déconvolution est un processus qui améliore la résolution temporelle en compressant l'ondelette source. Les réflecteurs sont alors plus fins et précis et l'énergie réverbérée est moins importante. De plus, la déconvolution peut parfois enlever une part significative de l'énergie du multiple.

Un enregistrement sismique peut être modélisé comme la convolution de la réponse impulsionnelle de la terre avec l'ondelette sismique. La convolution représente la quantité de recouvrement entre la fonction f et une version inversée et translatée de la fonction g . La déconvolution est l'opération inverse de la convolution. La déconvolution permet donc de retrouver la fonction f (la réponse impulsionnelle de la terre) à partir de la fonction g (l'ondelette sismique source) et du résultat de leur convolution (l'enregistrement sismique).

L'ondelette est composée de plusieurs éléments dont la signature de la source, les filtres d'enregistrement, les réflexions des surfaces et la réponse des géophones. La réponse impulsionnelle de la terre est ce qu'il serait enregistré si l'ondelette était un pic. La réponse impulsionnelle comprend les réflexions primaires mais aussi tous les multiples possibles. Idéalement, la déconvolution devrait compresser les composants de l'ondelette et éliminer les multiples, laissant uniquement la réflectivité de la terre dans la trace sismique.

Si le signal n'est pas stable, la déconvolution risque d'allonger le signal au lieu de la compresser. Il faut donc parfois effectuer une conversion minimum phase, comme c'est le cas pour la source de type monobulle. Le signal est ramené en minimum phase à partir de la signature de l'ondelette caractéristique de la source.

Il existe plusieurs méthodes de déconvolution. La déconvolution blanche (spiking deconvolution) a pour objectif de compresser l'ondelette source pour obtenir un dirac, c'est-à-dire un pic unique. L'opérateur de la déconvolution blanche est strictement l'inverse de l'ondelette entrée. Pour appliquer la déconvolution blanche, il est nécessaire que le signal soit minimum phase. La déconvolution prédictive préserve une partie du signal avant le pic principal. Elle est utilisée pour supprimer les multiples ou pour simplifier l'ondelette source.

(4) *La migration (Yilmaz 1987)*

La migration ramène les réflecteurs pentés dans leur position réelle de subsurface et elle réduit les diffractions. Ainsi, des détails au sein des surfaces apparaissent, comme des plans de failles par exemple. De ce point de vue, la migration peut être perçue comme une déconvolution spatiale, qui améliore la résolution spatiale. La migration donne une pente plus forte aux réflecteurs pentés; elle les raccourcit et les déplace dans le sens de la pente montante.

Pour comprendre la migration et les hyperboles de diffraction, l'exemple de la source secondaire de Huygens est utilisé. Il décrit le comportement d'une onde de houle arrêtée par une digue percée en son milieu (Figure Annexe-96). L'ouverture permet la propagation d'une onde sphérique à l'intérieur du port. Si l'on place des capteurs sur la rive, les temps d'arrivées enregistrés décrivent une hyperbole.

Une surface réfléchive correspond à une succession de points se comportant chacun comme une source secondaire de Huygens, ce qui explique les hyperboles de diffraction sur les enregistrements. Néanmoins chaque point ne correspond pas à une hyperbole car les hyperboles proches se superposent et s'annulent entre elles, si bien que seules les ruptures aux extrémités ou au sein des surfaces vont conserver leur branche d'hyperboles.

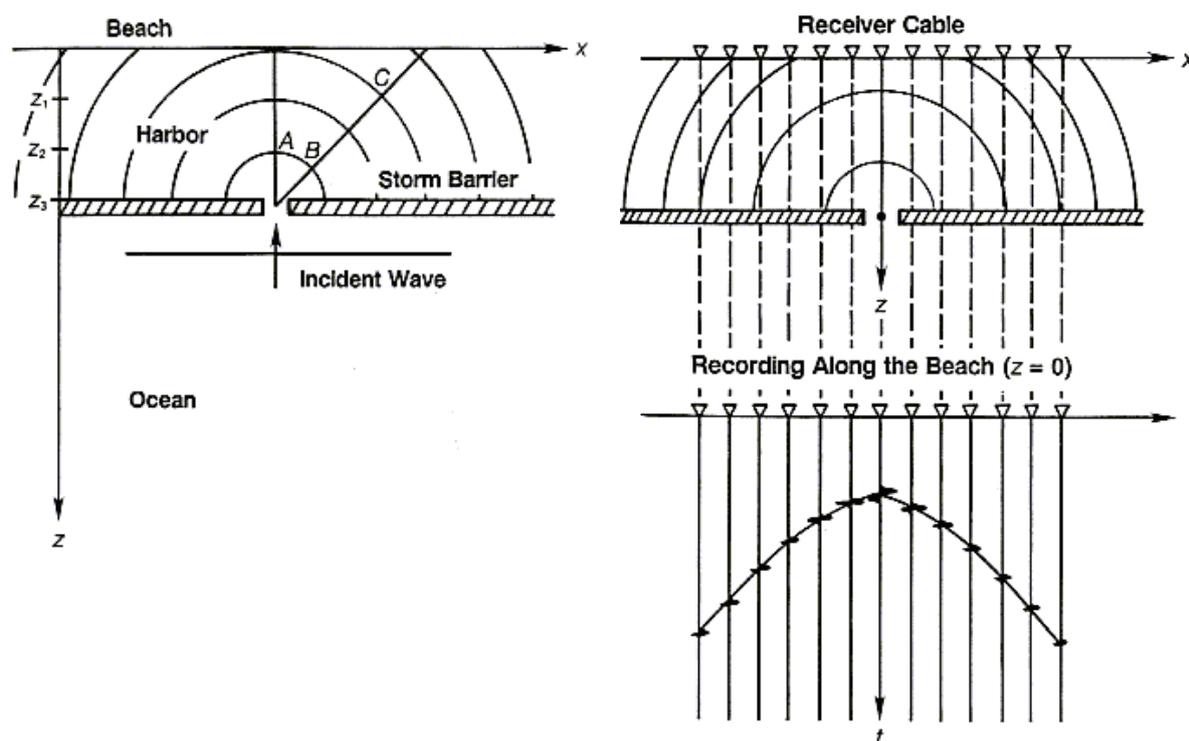


Figure Annexe-96 : Source secondaire de Huygens (Yilmaz 1987). À gauche : Propagation de l'onde incidente dans le port par l'ouverture dans la jetée. À droite : Dispositif d'enregistrement sur la rive (en haut) et hyperbole correspondant à l'enregistrement en temps des récepteurs (en bas).

La sommation de diffraction consiste à sommer les amplitudes le long de l'hyperbole sur l'apex de cette dernière. L'équation de l'hyperbole dans le domaine (x,t) est :

$$t^2(\mathbf{x}) = t^2(\mathbf{0}) + x^2/v_{rms}^2$$

t : axe du temps vertical

x : axe spatiale horizontal

v_{rms} : vitesse moyenne des moindres carrés

La migration de Kirchhoff, utilisée sur les profils de la campagne Encens, effectue une sommation de diffraction en incorporant trois facteurs :

- Le facteur d'obliquité (ou de directivité) prend en compte les variations d'amplitude en fonction de l'angle d'incidence sur le point de réflexion. Il correspond au cosinus de l'angle entre la direction de propagation et la verticale.
- Le facteur d'étirement sphérique prend en compte la déperdition d'énergie avec la distance au point de réflexion. Ce facteur est proportionnel à $1/(vr)^{1/2}$ pour la propagation d'ondes en 2D et à $1/(vr)$ pour la propagation d'ondes en 3D.
- Le facteur de forme de l'ondelette prend en compte la similitude de phase et de fréquence des hyperboles de points proches. Car si elles différaient, leur superposition ne conduirait pas à leur annulation. Pour une migration en 2D, il correspond à un spectre de phase constant de 45 degrés et à un spectre d'amplitude proportionnel à la racine carrée de la fréquence. Pour une migration en 3D, le déplacement de phase est de 90 degrés et le spectre d'amplitude est proportionnelle à la fréquence.

La migration de Kirchhoff consiste à multiplier les données entrées par les facteurs d'obliquité et d'étirement sphérique. Puis à appliquer le filtre correspondant au facteur de forme et de le sommer le long du chemin de l'hyperbole. Enfin, placer le résultat à l'apex de l'hyperbole pour obtenir la section migrée.

LISTE DES FIGURES

- Figure I-1 : Morphologie et architecture sédimentaire d'un rift. Les sédiments pré-rift sont basculés. Les sédiments syn-rift sont disposés en éventail vers la faille dont le rejet est le plus important. Les sédiments post-rift ne sont pas déformés et donc horizontaux.19
- Figure I-2 : Représentation schématique des différentes phases de subsidence faisant suite à un amincissement homogène de la lithosphère (Thomas *et al.* 2004 d'après McKenzie, 1978).21
- Figure I-3 : Mécanismes de formation des rifts étroits (a) et larges (b) (Brun, 1999). Une description est donnée dans le texte.23
- Figure I-4 : Processus au cours du rifting passif (a) et du rifting actif (b) d'après Sengör and Burke (1978)...25
- Figure I-5 : Relation entre la dynamique du manteau (passif ou actif) et le type de marge (non volcanique ou volcanique), proposée par Geoffroy (2005) et inspirée de Brun and Beslier (1996) et Callot *et al.* (2002). A: marge passive non volcanique. B : marge passive volcanique. La flèche rouge localise la rupture continentale. SDRint : prismes de laves inclinées vers l'océan en position interne (SDR : Seaward-Dipping Reflectors).26
- Figure I-6 : A. Le modèle d'extension par cisaillement pur. Le rift est symétrique. D'après McKenzie, 1978. B. Modèle d'extension par cisaillement simple. Le rift est asymétrique en surface et en profondeur. D'après Wernicke, 1985. Figure modifiée d'après Michon (2000).28
- Figure I-7 : Model d'étirement d'un modèle analogique quadricouche (cassante et ductile) permettant l'exhumation du manteau (Brun & Beslier 1996). La déformation du rift est globalement symétrique mais combine à la fois des zones de cisaillement pur et simple. Blanc : croûte inférieure et supérieure. Noir : manteau supérieur cassant. Gris : Manteau supérieur ductile. Mantle Shear Zone (MSZ) : zone de cisaillement du manteau. Lower Crust Shear Zone (LCSZ) : zone de cisaillement de la croûte ductile.31
- Figure I-8 : Modèles numériques de développement symétrique du rifting de Nagel et Buck (2004) puis de Nagel et Buck (2007). Colonne de gauche : Distribution de la déformation. Colonne de droite : Distribution de la croûte supérieure (blanc), moyenne (gris très clair) et inférieure (gris clair), du manteau supérieur (gris) et de l'asthénosphère (gris foncé). Différents stades sont représentés après 10 (A), 45 (B), 75 (C), et 100 km (D) d'extension.32
- Figure I-9 : Modèles de développement symétrique du rifting et d'exhumation de dôme de manteau de type "core complex" (Davis & Kuszniir 2004; Weinberg *et al.* 2007). A. Distribution de la déformation dans le modèle de Weinberg et al. (2007) après une extension de 15 Ma. Les pointillés marquent les limites des couches (quartz, feldspaths et olivine), les lignes noires sont des marqueurs à l'origine verticaux. B. Interprétation des résultats numériques représentés en A. C. Diagramme conceptuel de Davis et Kuszniir (2004), montrant un étirement symétrique, variable selon la profondeur, et l'exhumation du manteau continental sur les marges conjuguées.33
- Figure I-10 : À gauche, modèle conceptuel de Manatschal (2004) composé de trois modes d'extension successifs : le mode d'étirement (A), le mode d'amincissement B) et le mode d'exhumation (C). A droite, comparaison au modèle numérique de Lavier et Manatschal (2006).....35
- Figure I-11 : Modèle d'évolution d'une marge passive non volcanique (Whitmarsh *et al.* 2001a). Le bord droit est considéré comme fixe. A. Rhéologie de la lithosphère continentale initiale. Des gabbros sont sous-plaqués à la base de la croûte. B. "Necking" du manteau résistant au-dessous des gabbros où la lithosphère est plus faible et permet à l'asthénosphère de remonter. La déformation de la croûte se localise dans les parties adjacentes avec la formation de grabens là où la croûte inférieure s'amincit par fluage ductile. C. La structure thermique, la réponse gravitaire et la remontée asthénosphérique commencent à influencer le rifting. Changement de géométrie : les failles listriques s'enracinent dans

des couches faibles horizontales tandis que les failles concaves dans des zones faibles sub-verticales. D. L'asthénosphère remonte et permet l'intrusion de basaltes dans le manteau sous-continental. Des niveaux plus profonds du manteau sont exhumés vers l'océan. L'augmentation des produits de fusion conduit à la formation d'une croûte océanique continue et la lithosphère engendre un manteau supérieur océanique, marquant le début de l'accrétion.....36

Figure I-12 : Résultats partiels des modèles de Kusznr and Karner (2007). Coupes lithosphériques obtenues après 12,2 Ma d'amincissement lithosphérique puis 12,5 Ma d'accrétion océanique. (a) marge non volcanique. (b) marge volcanique. La bathymétrie est représentée par la ligne pointillée.....38

Figure I-13 : Modèle d'exhumation du manteau par cisaillement simple à l'échelle de la lithosphère (Boillot *et al.* 1987).43

Figure I-14 : Modèle de formation de la TOC. Des rides de péridotites sont formées avec une alternance de la vergence de l'exhumation (Cannat *et al.* 2004; Sibuet *et al.* 2007).....45

Figure I-15 : Modèle de formation de la TOC sous la forme d'une croûte continentale intrudée (Whitmarsh & Miles 1995; Whitmarsh & Sawyer 1996b). Croix: croûte continentale; points: péridotites serpentinisées; symbole V: croûte océanique. A. Juste avant la rupture continentale, les premiers produits de la fusion asthénosphérique pénètrent dans la croûte supérieure. B. Juste après la rupture, l'asthénosphère est peu profonde et permet l'intrusion magmatique sur une large zone tandis que le manteau est serpentinisé. C. Lorsque l'activité magmatique se localise, l'accrétion océanique se met en place d'abord en formant une croûte océanique fine puis normale.46

Figure I-16 : Deux familles de failles au sein du rift oblique : l'une parallèle à la direction du rift , l'autre perpendiculaire à l'extension (McClay & White 1995).47

Figure I-17 : Modèles monocouches de Clifton et al. (2000) pour différentes obliquité. Ici α est le complémentaire de l'obliquité. De gauche à droite l'obliquité est 0° (orthogonale), 15° et 30°49

Figure II-18 : Localisation du golfe d'Aden, repères géographiques, cinématique et limites de la plaque arabe.54

Figure II-19: Carte schématique de l'interaction entre les plaques de la zone Afrique-Arabie-Eurasie et hypothèses sur les forces mises en jeu (Reilinger *et al.* 2006). CAUC: bloc du Caucase; AN: Anatolie; AE: plaque Egée. Doubles traits: limite de plaques divergentes; traits simples: limites décrochantes; triangles: subductions et chevauchements. Chiffres noirs: taux de glissement dérivés du GPS (mm/an) sur des blocs bordiers. Flèches blanches: vitesses de plaques dérivées du GPS (mm/an) pour Eurasie fixe.....56

Figure II-20 : (a) Carte des blocs formant le bouclier arabe (Stoeser & Frost 2006). L'âge des protolites est indiqué en Ma. (b) Blocs du bouclier arabe définis par Stoeser et Camp (1985).....60

Figure II-21 : Schéma structural des structures protérozoïques et paléozoïques (Al Husseini 2000; Bellahsen 2002). Les sutures Nabitah et Amar se sont formées pendant le néo-protérozoïque. Les systèmes décrochantes (Nadj fault system) et extensifs (Oman et Dibba rifts) se sont formés au début du Paléozoïque.61

Figure II-22 : Reconstitution des plaques lors de la rupture du Gondwana depuis le Jurassique supérieur (Birse *et al.* 1997).62

Figure II-23 : Carte du Golfe d'Aden et des principaux bassins mésozoïque, orientés N110°E (Birse *et al.* 1997).....63

Figure II-24 : Reconstruction des plaques tectoniques de l'océan Ouest Indien à 75Ma et 66Ma, (Gnos et al. 1997). Étoile : Bassin de Masirah ; Rond : Point Chaud de la Réunion ; S : Seychelles ; M : Madagascar ; K : Bloc de Kabul ; Aus : Australie ; Ant : Antarctique ; MB : Bassin de Mascareignes.64

Figure II-25 : Reconstitution aux isochrones de Royer et al., 2002. Localisation des éléments principaux sur la reconstitution la plus récente. BO : Bassin d'Owen, ZFO : Zone de fractures d'Owen, RM : Ride de Murray, S: Somalie.....	65
Figure II-26 : Deux modèles différents d'ouverture du nord-ouest de l'océan Indien (Edwards <i>et al.</i> 2000). Dans le modèle du haut (Whitmarsh 1979), l'Océan Indien s'étend jusqu'à la faille d'Owen. Dans le modèle du bas (Mountain & Prell 1990), il s'ouvre jusqu'à la marge arabe et le jeu de la faille d'Owen est plus tardif.....	67
Figure II-27 : Migration vers l'Ouest du point triple Arabie-Inde-Somalie. Sketchs et triangles des vitesses depuis ~ 8Ma. (Fournier <i>et al.</i> 2008).....	69
Figure II-28 : Hypothèse d'une transformante senestre entre l'Inde et Madagascar au Hauterivien-Barrémien, qui permet une extension lithosphérique dans le bassin de Masirah (Marquer et al., 1998). DFZ: Davie fault Zone.....	71
Figure II-29 : Reconstruction des plaques et évolution de la partie ouest de l'Océan indien entre 130 et 16 Ma. Modifié d'après Gnos et al., 1997; Marquer et al., 1998; Edwards et al., 2000; Immenhauser et al., 2000. Point noir : bassin de Masirah; Eur : Eurasie; K : bloc de Kabul; S : Seychelles; M : Madagascar; In : Inde; Aus : Australie.....	73
Figure II-30 : Carte de d'Acremont <i>et al.</i> (2005). Carte bathymétrique du Golfe d'Aden d'après les données de Sandwell and Smith (1997a) et celles de la campagne Encens-Sheba (2000). Carte géologique et structurale à terre (Beydoun & Bichan 1969; Roger <i>et al.</i> 1989; Platel <i>et al.</i> 1992; Menzies & al. 1994; Fantozzi 1996; Birse <i>et al.</i> 1997; Brannan <i>et al.</i> 1997; Morrison <i>et al.</i> 1997; Samuel <i>et al.</i> 1997; Watchorn <i>et al.</i> 1998). En encart, reconstitution des bassins mésozoïques avant l'ouverture oligomiocène du Golfe d'Aden (modifié d'après Ellis <i>et al.</i> 1996).....	75
Figure II-31 : Volcanisme le long des marges du Golfe d'Aden et anomalie volcanique océanique (Leroy <i>et al.</i> subm.-b). SSTf : transformante de Shukra El Sheik. AFTf : transformante d'Alula-Fartak. SoTf : transformante de Socotra. ShR : Ride de Sheba. Aden R : Ride d'Aden.....	81
Figure II-32 : Bathymétrie (en haut) et volcanisme et faille (en bas) dans la partie ouest du Golfe d'Aden (Dauteuil et al., 2001).....	82
Figure II-33 : Reconstitutions du Golfe d'Aden à l'époque des anomalies magnétiques 5d (18 Ma), 5c (16 Ma) et 5 (10 Ma) et distribution possible des extensions syn-rift observées sur le terrain (Huchon & Khanbari 2003). Données disponibles au Dhofar (Lepvrier <i>et al.</i> 2002), au Yémen (Huchon & Khanbari 2003) et à Djibouti (Gaulier & Huchon 1991). AFFZ : zone de fractures d'Alula-Fartak. L'emplacement des sites d'étude de Thoué <i>et al.</i> (1997) est reporté sur chaque reconstitution. US : Umm Shatt. B : BA'tays.....	83
Figure II-34 : Carte tectonique de la région du Dhofar en Oman. Pointu (2007) d'après Platel et al. (1992).....	85
Figure II-35 : Carte géologique simplifiée de l'île de Socotra sur la marge sud-est du Golfe d'Aden (Fournier <i>et al.</i> 2007). Des mesures de microtectoniques ont été réalisées dans la partie nord-ouest de l'île (stéréogrammes).....	86
Figure II-36 : Schéma structural des marges conjuguées du Golfe d'Aden oriental à partir des données de la campagne Encens-Sheba entre les zones de fracture d'Alula-Fartak et de Socotra (Leroy <i>et al.</i> 2004; d'Acremont <i>et al.</i> 2005). A. sur la marge nord-est (Oman). B. sur la marge sud à proximité de l'île de Socotra.....	88
Figure II-37 : Reconstitution des marges conjuguées à l'anomalie magnétique 5d (d'Acremont <i>et al.</i> 2005). La zone de déformation qui affecte la marge nord est beaucoup moins large que celle qui affecte la marge sud, ce qui indique une forte asymétrie des marges dans cette zone.....	89

Figure II-38 : Profil de sismique réflexion ES10 (au centre) de la campagne Encens-Sheba et localisation de la TOC (d'Acremont <i>et al.</i> 2005). Au-dessus: profils magnétique et gravimétrique. Au-dessous : schéma interprétatif du profil.....	91
Figure II-39 : Modèle d'évolution lithosphérique du golfe d'Aden (Bellahsen et al., 2006). (a) Eocène : les bassins mésozoïques sont présents avant le rifting. (b) ~ 35 Ma : Réactivation oblique des bassins mésozoïques. (c) Fin de l'Oligo-Miocène : L'évolution du rift et l'amincissement de la croûte selon la direction N70°E provoque la réactivation des failles N110°E et la formation de failles N70°.....	96
Figure II-40 : Modèle de propagation de la ride de Carlsberg puis du Golfe d'Aden (Hubert-Ferrari <i>et al.</i> 2003). (a) Région modélisée. Le trait blanc représente la côte arabe avant l'ouverture du Golfe. OFZ : zone de fractures d'Owen (b) Les couleurs représentent la contrainte extensive (faible : couleurs froides, forte : couleurs chaudes). Les traits blancs modélisent la direction des failles normales ou des dykes. Les conditions appliquées aux limites sont représentées dans l'encart. La forme de la limite de plaque représentée en (a) est reporté ici en bleu, ainsi que les directions initiales de propagation.	98
Figure II-41 : Schéma des contraintes extensives induites par la propagation oblique d'un rift océanique dans le cas d'une fente de tension d'échelle lithosphérique (Huchon et Khanbari, 2003). Flèches creuses : mouvement relatif des plaques. Flèches noires : contraintes extensives.	98
Figure III-42 : Plan de position de la campagne Encens sur le segment de premier ordre situé entre les zones de fractures d'Alula-Fartak (AFFZ) et de Socotra. La segmentation de second ordre est reportée avec les lignes en tirets gras.	102
Figure III-43 : Plan de position des profils de sismique réflexion de la campagne Encens.	103
Figure III-44 : Chaîne de traitement appliquée à bord.	106
Figure III-45 : Chaîne de traitement conventionnel pour la source dite "streamer".	108
Figure III-46 : Effet de la déconvolution blanche sur un zoom du profil ENC34. Les réflecteurs sont plus fins et plus précis. Le nombre de réflecteurs semble plus important car la déconvolution a séparé les réflecteurs proches, qui auparavant ne formaient qu'un réflecteur épais.	109
Figure III-47 : Passage du domaine (x, t) au domaine fréquentiel (F, k). Les réflecteurs ont tous le.....	110
Figure III-48 : Effet des antimultiples sur une portion du profil ENC34. Le multiple (flèches noires sur la section du dessus) est nettement atténué pour la partie correspondant aux sédiments. Néanmoins la partie correspondant au multiple du socle est encore visible.....	112
Figure III-49 : Effet de la migration à 1500 m/s sur un zoom du profil ENC34. Les hyperboles de diffraction sont réduites à leur apex, révélant la géométrie des réflecteurs dans les domaines déformés.	114
Figure III-50 : Effet du filtrage et de l'égalisation dynamique des amplitudes sur un zoom du profil ENC34. Leurs paramètres sont variables en profondeur selon qu'il s'agit de sédiments, du socle acoustique ou de structures profondes. Le bruit de fond, composé de basses fréquences, est soustrait au signal, ainsi que les très hautes fréquences. L'égalisation dynamique des amplitudes apporte du gain en profondeur.	115
Figure III-51 : Chaîne de traitement de préparation des données à la migration avant sommation.	118
Figure III-52 : L'hodochrone d'une réflexion est formée par l'enveloppe des diffractions élémentaires issues des diffractants discrétisant le réflecteur (Agudelo 2005). Les triangles représentent les récepteurs.	120
Figure III-53 : Problème inverse (Agudelo 2005). a) L'énergie d'un évènement est distribuée en tout point de l'espace vérifiant la condition d'imagerie $t = t_{sx} + t_{xr}$. Ces points de l'espace décrivent une ellipse appelée isochrone ou courbes iso-temps. Des isochrones sont représentées pour différents offsets source-récepteur. b) L'image d'un réflecteur continue est formée par l'enveloppe de toutes les isochrones. La sommation est constructive sur le réflecteur et destructive à l'extérieur de celui-ci. Plus	

- l'information redondante sommée est volumineuse, meilleur sera le rapport signal sur bruit de l'image migrée. Les étoiles représentent les tirs et les triangles représentent les récepteurs. 121
- Figure III-54 : Traitement des données par méthode PSDM (modifié d'après Agudelo, 2005) du profil MCS ENC34. (1) Pré-traitement (2) 1er macro-modèle de vitesses à partir du modèle de vitesses MCS du traitement conventionnel (3) tracé de rais (4) Réitération de l'analyse des panneaux iso-X issus des migrations partielles à angle de diffraction constant : (a) panneaux iso-X avant (réflecteurs courbés) et après correction (plats) ; fonctions de semblance gamma avant ($\gamma > 1$) et après correction ($\gamma \sim 1$) (b) correction du modèle de vitesses, (c) exemple d'une section avant et après correction du modèle de vitesses (5) modèle de vitesse final après 4 itérations (modèle mixte correspondant à la somme pondérée des modèles de vitesse tirés des données de MCS et des données de réfraction) (6) Obtention de l'image migrée par sommation des panneaux ISO-X. 124
- Figure III-55 : Plan de position des OBS et des stations sismiques à terre déployés lors de la campagne Encens sur la carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre réalisée avec les données de la campagne 125
- Figure III-56 : Principe de fonctionnement du sondeur multifaisceaux permettant l'acquisition de la bathymétrie et de l'imagerie du fond marin. Site de l'Ifremer (http://www.ifremer.fr/flotte/equipements_sc/sondeurs_multi/index.html). 126
- Figure III-57 : Carte bathymétrique multifaisceaux de la zone d'étude, comprise entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra, réalisée à partir des campagnes Encens-Sheba, Encens et Encens-Flux (Leroy *et al.* in prep.). Fair & Robrick Shuttle Radar Topography Mission (2000). AFFZ : zone de fractures d'Alula-Fartak. : zone de fractures de Socotra. V : volcan. 129
- Figure III-58 : Vue cavalière des profils orientés NNE-SSW sur la zone d'étude. La position des profils est rappelée sur le plan de position. 131
- Figure III-60 : Schéma structural sur la carte de la profondeur du socle acoustique et carte géologique simplifiée de la marge à terre (Bellahsen *et al.*, 2006). La zone d'étude est comprise entre les zones de fractures d'Alula-Fartak (AFFZ) et de Socotra (SFZ). 133
- Figure III-61 : Profil sismique en temps, line-drawing, et schéma interprétatif du profil ENC34 sur la marges nord du segment de second ordre d'Ashawq-Salalah. 135
- Figure III-62 : Carte des anomalies magnétiques réalisée à partir des données des campagnes Encens-Sheba, Encens, Vema et Shackelton. La zone grisée correspond à la Transition Océan-Continent, limitée au sud par l'anomalie magnétique 5d. SFZ : Zone de Fracture de Socotra (Socotra fracture Zone). 136
- Figure III-63 : Carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre (en haut) et carte de l'épaisseur crustale déduite de la gravimétrie (en bas) (d'Acremont *et al.* 2006). La zone grisée correspond à la transition Océan-Continent reconnue à partir de l'ensemble des données géophysiques disponibles. SFZ : Zone de Fracture de Socotra (Socotra fracture Zone). 137
- Figure III-64 : Profils de flux de chaleur, de sismique réflexion et de sismique réfraction de la ligne ENCR13. L'encart en bas à droite est le plan de position des OBS, la ligne ENCR13 est la ligne rouge à l'Est (Leroy *et al.* 2006). 138
- Figure III-65 : Flux de chaleur et migration avant sommation profondeur du profil ENC34, centré sur le volcan (Lucazeau *et al.* subm.). 140
- Figure III-66 : Profils caractéristiques des segments de Taqah (en haut) et de Mirbat (en bas) et le flux de chaleur correspondant. Les traits verts correspondent au Moho identifié par la sismique réfraction. Les flèches rouges correspondent aux points de mesures du flux de chaleur (Leroy *et al.* in prep.). 168

Figure IV-67 : Carte géologique de l'île de Socotra sur la marge sud-est du Golfe d'Aden (Fournier <i>et al.</i> 2007) sites de mesures de microtectoniques réalisées dans la partie nord-ouest de l'île (stéréogrammes).....	176
Figure IV-68 : Carte topographique de l'île de Socotra et sites d'étude structurale et microstructurale au cours de la campagne 2007.....	177
Figure IV-69 : Carte structurale en cours d'élaboration de l'île de Socotra sur la marge sud-est du Golfe d'Aden.....	179
Figure IV-70 : Carte topographique de l'île de Socotra. Traits de coupes des deux domaines de l'île (figures IV-71 et IV-73).....	180
Figure IV-71 : Coupe schématique SSW-NNW du domaine Ouest de l'île de Socotra (Razin <i>et al.</i> to be subm.). Trait de coupe sur la figure IV-4.....	180
Figure IV-72 : Géométrie d'une faille N110°E à laquelle une faille N70° s'est connectée, provoquant la réactivation de la partie Est de la faille N110°E.....	181
Figure IV-73 : Coupe schématique SSW-NNW du domaine Est de l'île de Socotra (Razin <i>et al.</i> to be subm.). Trait de coupe sur la figure IV-4.....	182
Figure IV-74 : Modèle de réactivation oblique de failles normales de Bellahsen et Daniel (2005) appliqué à la zone de transfert d'Hadibo. Les sédiments (en jaunes) marquent le dépointe tandis que le socle (croix) constitue la partie la plus élevée de l'île. Flèches jaunes : extension N20°E.....	182
Figure IV-75 : Sites microtectoniques présentant des jeux normaux. Les flèches noires correspondent au champ de contraintes résultant de l'inversion. Étoile à trois branches : contrainte principale compressive minimale, étoile à quatre branches : contrainte principale médiane, étoile à cinq branches : contrainte principale maximale.....	184
Figure IV-76 : Répartition des failles mesurées sur l'île de Socotra selon leur azimuth. On remarque des pics à N75°E, direction parallèle au Golfe et à N90°E, direction intermédiaire. Le pic à N110°E, direction perpendiculaire à l'ouverture, est moins marqué car masqué par « le bruit de fond » de l'ensemble des directions mesurées.....	184
Figure IV-77 : Sites microtectoniques présentant des jeux décrochants. Les flèches noires grasses correspondent au champ de contraintes résultant de l'inversion. Étoile à trois branches : contrainte principale compressive minimale, étoile à quatre branches : contrainte principale médiane, étoile à cinq branches : contrainte principale maximale.....	186
Figure IV-78 : Sites microtectoniques présentant des chronologies. Les grandes flèches blanches correspondent aux champs de contraintes déduits des mesures. Les diagrammes situés en bas semblent résulter d'une permutation de contraintes entre les deux contraintes principales les plus fortes.....	187
Figure IV-79 : Photographie et interprétation de la faille majeure à l'extrémité Est de l'île. Le socle est décalé de par et d'autre de la faille normale.....	189
Figure IV-80 : Comparaison des linéaments au sein des zones de déformation générées par les modèles analogiques de (A) Higgins and Harris (1997) et (C) Richard and Krantz (1991) ainsi qu'au sein de la Zone centrale de Transfert d'Hadibo (B). La direction de néoformation des failles normales N50°E est représentée par les flèches grises. Les flèches noires représentent la direction d'extension de la réactivation pour A et B et la direction de compression de réactivation pour C.....	191
Figure V-81 : Rhéologies des modèles analogiques réalisés et dispositif.....	199
Figure V-82 : Schéma en coupe du dispositif pour un cas simple ou une couche irrégulière (en vert) repose sur le sirop de glucose (en blanc). La réserve de glucose (à gauche) est en avant du tiroir (trait vertical central) et communique avec le modèle par une ouverture à la base du tiroir. z0 : altitude du sirop de	

glucose sans couche dans le modèle. zm : altitude du toit de la couche m. Dr : différence d'altitude dans la réserve avec et sans couche dans le modèle. ha' : hauteur moyenne de l'asthénosphère analogue. hr' : hauteur moyenne de la réserve. hm : hauteur moyenne de la couche m. R : racine de la couche m. Lr : longueur de la réserve. Lm : longueur du modèle.....	204
Figure VI-83 : Reconstruction géodynamique et évolution de la partie ouest de l'Océan indien entre 130 et 16 Ma. Modifié d'après Gnos et al., 1997; Marquer et al., 1998; Edwards et al., 2000; Immenhauser et al., 2000. Point noir : bassin de Masirah; Eur : Eurasie; K : bloc de Kabul; S : Seychelles; M : Madagascar; In : Inde; Aus : Australie. Les flèches rouges correspondent aux directions d'extension sur la Mer Rouge et le Golfe d'Aden pendant le rifting tertiaire.	250
Figure VI-84 : Pole de rotation d'Euler des plaques Arabie-Somalie. AT : Zone de fractures d'Alula-Fartak, ST : Zone de fractures de Socotra transform faults (Fournier <i>et al.</i> 2001).	252
Figure VI-85 : Etapes principale de l'évolution du Golfe d'Aden oriental interprétées parallèlement aux étapes du développement du modèle analogique homogène. (a) Zones de déformation disposées en échelons, caractéristiques des rifts obliques. Flèches noires : direction d'ouverture. Pointillés : direction d'obliquité. (b) Structuration parallèle au rift et localisation de la déformation. (c) Amincissement majeur le long de l'axe du rift, déformation perpendiculaire à la direction d'extension dans les zones amincies.....	253
Figure VI-86 : Schéma structural sur la carte de la profondeur du socle acoustique et carte géologique simplifiée de la marge à terre (Bellahsen et al., 2006). La zone d'étude est comprise entre les zones de fractures d'Alula-Fartak (AFFZ) et de Socotra (SFZ).	256
Figure VI-87 : Evolution du segment de second ordre d'Ashawq-Salalah à partir des données de la sismique réflexion.	258
Figure VI-88 : Profil sismique en temps, line-drawing, et schéma interprétatif des profils ES30 (marge sud, d'Acremont et al., 2005) et ENC34 (marge nord, cette thèse) sur les marges conjuguées du segment de second ordre d'Ashawq-Salalah.	260
Figure VI-89 : Schéma structural interprété du Golfe d'Aden oriental entre les zones de fracture d'Alula-Fartak et de Socotra. Schéma structural de la marge offshore Nord d'après cette étude. AFTF : Alula-Fartak Transform Fault; SFZ : Socotra Fracture Zone. La flèche noire localise l'anomalie thermique suggérée (d'Acremont et al. submitted).	262
Figure Annexe-90 : Dispositif de la sismique réflexion (S : Source, R : Récepteur).	284
Figure Annexe-91 : Dispositifs de la sismique réfraction (S : Source, R : Récepteur, OBS : Ocean Bottom Seismometer).	285
Figure Annexe-92 : Pénétration et résolution verticale en fonction de la fréquence de la source (d'après le site: http://www.ifremer.fr/drogm/Realisation/Vulgar/Sismique/sismic.htm)	286
Figure Annexe-93 : Les signaux cohérents sans explications géologiques.	287
Figure Annexe-94 : Principe de la couverture multiple en sismique réflexion. Exemple pour une flûte sismique de 12 traces.....	288
Figure Annexe-95 : Correction dynamique d'un CDP.	289
Figure Annexe-96 : Source secondaire de Huygens (Yilmaz 1987). À gauche : Propagation de l'onde incidente dans le port par l'ouverture dans la jetée. À droite : Dispositif d'enregistrement sur la rive (en haut) et hyperbole correspondant à l'enregistrement en temps des récepteurs (en bas).....	291