



HAL
open science

Croissance des failles normales et des rifts continentaux : développement du Golfe d'Aden et dynamique de la plaque Arabe

Nicolas Bellahsen

► To cite this version:

Nicolas Bellahsen. Croissance des failles normales et des rifts continentaux : développement du Golfe d'Aden et dynamique de la plaque Arabe. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2002. Français. NNT : . tel-00590417

HAL Id: tel-00590417

<https://theses.hal.science/tel-00590417>

Submitted on 3 May 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.

INSTITUT FRANÇAIS DU PÉTROLE
Division Géologie-Géochimie

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE
Laboratoire de Tectonique

THESE

présentée à
L'Institut Français du Pétrole
pour l'obtention du titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

par

Nicolas Bellahsen

Sujet de la thèse :

**CROISSANCE DES FAILLES NORMALES
ET DES RIFTS CONTINENTAUX :
DEVELOPPEMENT DU GOLFE D'ADEN
ET DYNAMIQUE DE LA PLAQUE ARABE**

Soutenue publiquement le 29 Novembre 2002 devant le jury composé de :

Bertrand MEYER
Laurent JOLIVET
Cynthia EBINGER
Jean Pierre BRUN
Philippe HUCHON
Jean Marc DANIEL
Claudio FACCENNA

Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie (Paris 6)
Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie (Paris 6)
Professeur à l'Université de Londres
Professeur à l'Université de Rennes I
Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie (Paris 6)
Ingénieur de recherche à l'Institut Français du Pétrole
Professeur à l'Université de Rome III

Président
Directeur de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Invité
Invité

RESUME DE LA THESE

Les déformations de la marge orientale Nord du Golfe d'Aden sont tout d'abord étudiées dans cette thèse à partir de données acquises lors d'une mission de terrain et d'une campagne en Mer (Encens Sheba). Les données de terrain montrent que les failles sont fortement segmentées et leurs orientations très dispersées (de N60°E à N120°E pour les failles majeures). Afin de comprendre ces caractéristiques, des modèles analogiques ont été réalisés pour mieux cerner les mécanismes intervenant dans la création de ces réseaux de failles: l'influence de niveaux ductiles, la réactivation de failles héritées et les conditions aux limites responsables de l'extension.

L'influence des niveaux visqueux sur la croissance des réseaux de failles normales est étudiée à partir de modèles analogiques et numériques. La présence des niveaux visqueux ainsi que leur résistance contrôlent la géométrie des failles majeures. Une faible résistance du niveau visqueux induit des grandes failles plus espacées, limitant des blocs peu déformés. Les seules petites failles qui s'initient sont alors localisées à proximité des grandes failles et ont des directions très dispersées.

Pour rendre compte de la géométrie du réseau de failles du Golfe d'Aden, il est nécessaire de prendre en compte l'obliquité de la direction d'extension sur le rift et les réseaux de failles héritées. Des modèles analogiques de réactivation oblique ont été réalisés. Ils rendent bien compte des géométries observées dans le Golfe d'Aden, comme dans d'autres rifts tels que le Golfe de Suez, le rift du Lac Tanganyika ou le Viking Graben. Ces phénomènes de réactivation ont lieu sur les bords du rift où une direction d'extension tardive (N160°E) est enregistrée sur le terrain.

Afin de mieux définir les conditions aux limites conduisant à la formation des réseaux de failles observés à terre et en mer, il est nécessaire de comprendre les mécanismes responsables de la formation du Golfe d'Aden. Pour ce faire, des modèles analogiques du système lithosphère-manteau supérieur explorent le rôle de la subduction de la Téthys au Nord. La collision de l'Afrique-Arabie intervient de manière précoce au Nord-Ouest tandis que la subduction est encore active à l'Est. Dans les modèles, ce phénomène provoque les déformations intraplaques dans le Nord-Est de l'Afrique, dont la géométrie, en présence d'une faiblesse représentant le point chaud des Afars, est très similaire à celle des rifts Afro-Arabes. Dans cette configuration, une zone d'extension oblique (similaire au Golfe d'Aden) est générée, sans faiblesse lithosphérique préexistante ni propagation du rifting. Ce résultat implique un modèle particulier de rifting oblique qui peut expliquer la présence de l'extension N160°E, tardive sur les bords du rift, perpendiculaire au rift qui se localise suivant la direction du golfe actuel.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	11
1. Problématique générale	11
2. La plaque Arabe et le Golfe d'Aden	13
CHAPITRE 1	LE GOLFE D'ADEN :
FRONTIERE SUD DE LA PLAQUE ARABE	15
1. Introduction	16
2. La plaque arabe :	Géométrie, cinématique et contraintes actuelles
2.1 Frontières convergentes	18
2.2 Frontières divergentes	21
2.3 Frontières décrochantes	22
3. Evolution géologique et géodynamique : Téthys, Arabie, Aden	23
3.1 Fermeture de la Téthys et histoire mésozoïque	24
3.1.1. La Téthys centrale	25
3.1.2. La Téthys orientale	30
3.2 Individualisation de l'Arabie : frontières de plaque tertiaire	35
3.2.1 Mer Rouge et Golfe de Suez	36
3.2.2 Zone de faille du Levant	37
3.2.3 La dépression des Afars et les rifts est-africains	38
3.2.4 Le Golfe d'Aden	41
3.2.4.1 Sédimentation et structure	41
3.2.4.1.1 Séries anté-rift	41
3.2.4.1.2 Séries syn-rift	42
3.2.4.1.3 Séries post-rift	44
3.2.4.2 Directions d'extension	44
3.2.4.3 La dorsale d'Aden	47
3.2.5. Synthèse	49
3.3 Modèles de séparation de la plaque Arabe et d'ouverture du Golfe d'Aden	50
3.4.1 Ouverture du Golfe d'Aden par rifting oblique	52
3.4.2 Propagation de la dorsale Carlsberg dans le Golfe d'Aden	54

4. Synthèse et problématique	57
CHAPITRE 2	LE GOLFE D'ADEN :
MISSION DE TERRAIN, CAMPAGNE EN MER	63
1. Etudes de terrain, marges continentales émergées	64
1.1 Structure	64
1.2 Distribution d'orientations et cinématique	67
1.3 Synthèse	71
2. Campagne géophysique, marges continentales immergées	72
3. Synthèse et introduction des travaux de modélisation	80
CHAPITRE 3	CROISSANCE DES FAILLES NORMALES
1. Introduction	84
2. Propagation des failles normales	85
2.1 Profils de rejet	85
2.2 Modes de propagation	86
3. Croissance des réseaux de failles normales	88
3.1 Distributions et lois d'échelle, méthodes d'analyse	88
3.2 Facteurs contrôlant la croissance des failles normales	90
4. Article : Influence des niveaux visqueux sur la croissance des réseaux de failles normales	93
4.1. Introduction	94
4.2. Experimental procedure and dataset	96
4.2.1. Experimental setup and materials	96
4.2.1.1. Boundary conditions	96
4.2.1.2. Analogue materials and scaling laws	97
4.2.2. Data processing	98
4.2.2.1. Fault detection	98
4.2.2.2. Displacement-length relationship	99
4.2.2.3. Deformation map and participation ratio	101
4.2.2.4. Measured extension vs. applied extension	102
4.3. Results	103
4.3.1 Fault network characteristics and scaling relationships	103
4.3.2. Localization of deformation	105
4.3.3. Small faults	108
4.3.4. Numerical models	110
4.4. Discussion	113
4.4.1. Experimental conditions	113

4.4.2. Evolution of the displacement-length relationship	115
4.4.3. Role of viscous layers at various scales	116
4.5. Conclusions	117
4.6 Discussion complémentaire	122
5. Quels modèles pour le Golfe d'Aden ?	124
CHAPITRE 4	ROLE DE L'HERITAGE STRUCTURAL
ET DE LA REACTIVATION	127
1. Introduction	129
2. Rifting oblique, réactivation oblique, exemples naturels	130
2.1 Le Golfe de Suez	130
2.2 Viking Graben, Mer du Nord	131
2.3 Synthèse, rifting oblique, réactivation oblique	133
2.3.1 Obliquité du rift	134
2.3.1.1 Modèles de rifting oblique	134
2.3.1.2 Application au Golfe d'Aden	137
2.3.1.3 Application au Viking Graben	138
2.3.2 Réactivation de faille	140
3. Expériences analogiques et calculs mécaniques	143
3.1 Dispositif expérimental et dimensionnement	143
3.2 Aperçu des expériences réalisées	146
3.3 Calculs mécaniques	147
4. Résultats	149
4.1 Article : Influence de la réactivation oblique de failles normales : cas du Golfe de Suez.	150
4.1.1 Introduction	151
4.1.2 Experimental procedure	153
4.1.3 Results and discussion	153
4.1.4 Conclusions	159
4.2 Expériences complémentaires	162
4.2.1 Forte densité	162
4.2.2 Faible densité	168
4.2.3 Influence d'un rifting oblique sur une croûte pré-structurée	170
5. Discussion et applications	184
5.1 Application au Viking Graben	184
5.2 Application au Golfe d'Aden	190
5.3 Synthèse et discussion générale des modèles	195

6. Conclusions	202
CHAPITRE 5	INITIATION DU RIFTING
SYSTEME AFRO-ARABE	DANS LE
	203
1. Introduction	205
2. Rifting et tectonique des plaques	206
2.1 Remarques sur la dynamique du manteau et la tectonique des plaques	206
2.2 Modèles de rifting	214
2.2.1 Forces motrices aux limites	214
2.2.1.1 Extension liée au fonctionnement des subductions	214
2.2.1.2 Extension arrière-arc	215
2.2.1.3 Extrusion	215
2.2.2 Forces de volume	216
2.2.2.1 Extension gravitaire	216
2.2.2.2 Rifting actif	216
2.3 Quels modèles pour l'Arabie ?	218
3. Méthode expérimentale	220
3.1 Conditions aux limites	220
3.2 Dimensionnement	223
3.3 Forces agissant dans les modèles	224
3.4 Dispositif expérimental	225
4. Expériences préliminaires	226
4.1 Plaque fixe	226
4.2 Plaque libre	232
4.3 Synthèse des expériences préliminaires et implications	235
5. Résultats : application à la plaque Arabe	237
5.1 Introduction	238
5.2 Geodynamic framework of the Arabian plate	240
5.3 Model setup	244
5.4 Results	247
5.4.1 Evolution of a single oceanic plate system	247
5.4.2 Evolution of an oceanic-continental plate system	248
5.5 Interpretation of the experimental results: insights into the Arabia-Africa separation.	254
5.6 Conclusions	257
6. Discussion	258
6.1 Les conditions aux limites	258
6.2 Localisation de la déformation	261

6.3 Géométrie du rift et directions d'extension	261
7. Conclusions	268
CONCLUSIONS	271
1. Conclusions thématiques	271
2. Conclusions régionales	273
3. Perspectives	275
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	279
ANNEXE	301
LISTE DES FIGURES	311

INTRODUCTION

1. Problématique générale

Les mécanismes d'initiation des rifts, tout comme l'initiation des subductions (voir par exemple Toth et Gurnis (1998) et Faccenna et al. (1999)), posent encore de nombreuses questions. Si les travaux actuels sur la tectonique des plaques et la convection du manteau expliquent de mieux en mieux le mouvement des plaques à la surface de la Terre, d'après la distribution des anomalies dans le manteau (Becker & O'Connell 2001, Deparis et al. 1995, Lithgow-Bertelloni & Richards 1998, Ricard & Vigny 1989), l'initiation des frontières de plaques reste énigmatique. C'est notamment le changement rapide du régime de contraintes qui mènent à ces déformations intraplaques qui est mal compris. Classiquement, deux types de forces sont susceptibles d'initier une frontière en divergence : celle liée aux zones de subduction, le slab pull et celle liée aux points chauds. Le « slab pull » généré par le fonctionnement des zones de subduction est une force pérenne sur plusieurs dizaines de Ma. L'éclatement du Gondwana et l'ouverture de l'Atlantique sont deux événements initiés au Mésozoïque et les études à leur sujet (Courillot et al. 1999, Storey 1995, Storey et al. 1995) soulignent l'importance des points chauds dans l'initiation des rifts, notamment sur des critères de proximité temporelle entre leur activité et l'extension. Il apparaît pourtant, d'après les mêmes auteurs notamment, que les deux phénomènes (extension aux limites et extension locale) semblent nécessaires pour générer un rift et l'accrétion océanique postérieure. Malgré ce consensus général, il est nécessaire d'étudier les modes d'action de ces deux forces et de répondre aux questions suivantes : quelles sont les conditions de subduction qui induisent des forces capables de déformer les plaques liées à cette subduction ? En d'autres termes, alors que sa durée de vie est longue, pourquoi, à un certain moment, la subduction génère des contraintes suffisantes pour déformer la plaque qu'elle guide ?

La présence des points chauds semble souvent nécessaire, pour générer les forces induisant le rifting (déséquilibre des forces gravitaires) mais aussi en affaiblissant la lithosphère. Le rôle des faiblesses préexistantes dans la localisation des rifts est depuis longtemps établi (Dunbar & Sawyer

1989). Ces faiblesses peuvent être dues à des épisodes tectoniques passés (zone de collision, de rifting) qui provoquent la présence de discontinuités mécaniques dans la lithosphère ou à un déséquilibre thermo-mécanique. Enfin, la localisation du rifting peut être due à la rhéologie de la lithosphère favorable à l'accommodation de la déformation en une zone restreinte (rhéologie dite localisante) (Benes & Davy 1996, Chemenda et al. 2002, Malkin & Shemenda 1991) au contraire d'une rhéologie dite délocalisante telle que celle employée par England et McKensie (1982). Quel est le rôle des hétérogénéités tant dans la localisation de la déformation que dans la géométrie des structures générées ? Cette question est toujours ouverte.

A l'échelle de la croûte, la croissance des failles normales et des réseaux de failles est classiquement discutée en termes de caractéristiques de la couche cassante homogène où ils se développent. Beaucoup de travaux montrent, en effet, que l'épaisseur (Ackermann et al. 2001, Allemand & Brun 1991, Dauteuil et al. 2001, Vendeville et al. 1987) et le comportement mécanique (Cowie 1998a, Cowie & Scholz 1992b, Lavier et al. 1999) de la couche cassante concernée sont des paramètres de premier ordre. D'autre part, les conditions de transmission de l'extension (Allemand et al. 1989, Brun 1999, Withjack & Callaway 2000) et la cinématique de cette extension (Brun & Tron 1993, Clifton et al. 2000, Krantz 1991b, McClay & White 1995, Richard 1991) sont aussi des paramètres importants. Leur influence a été étudiée avec des modèles analogiques dans le cas de rifting oblique notamment (Clifton et al. 2000, McClay & White 1995, Tron & Brun 1991). Ces études montrent que le réseau de failles, et, notamment, la distribution d'orientation dépendent de la cinématique de ces rifts obliques.

Deux autres paramètres sont moins souvent pris en compte dans les modélisations des réseaux de failles. Le premier est la présence de niveaux ductiles basaux ou interstratifiés. L'influence de ceux-ci est pourtant un phénomène bien connu notamment par les études de terrain qui la mettent souvent en valeur. Pour la modélisation des réseaux de failles, cette influence a été peu étudiée, excepté par Sornette et al. (1993) et Davy et al. (1995) en contexte compressif et Withjack et al. (2000) en contexte de réactivation de faille de socle. De la même manière, le rôle de la réactivation de failles sur la croissance des réseaux de failles a été peu étudiée. La réactivation de failles est pourtant un phénomène connu et étudié analytiquement par un critère de type Mohr-Coulomb (Ranalli & Yin 1990, Yin & Ranalli 1992). L'illustration de ce phénomène sur le terrain (voir, par exemple, Morley (1999)) a motivé quelques travaux de modélisation de la réactivation tels que les cas d'inversion (Küntz 1994, Sassi et al. 1993), ou d'extension post-orogénique (Faccenna et al. 1995). Toutefois, la réactivation de réseau de failles normales préexistantes et leur influence (à l'échelle du réseau de failles) sont mal caractérisées.

Les questions, qui ont été mises en avant dans cette introduction et qui sont abordées et traitées au cours de cette thèse, à partir principalement de modélisations analogiques, sont donc principalement les suivantes :

- Quel est le rôle des conditions aux limites (traction due aux subductions) et des points chauds dans l'initiation des rifts ?
- Comment les niveaux ductiles et la réactivation de failles influencent-ils le développement des réseaux de failles normales ?

Ces questions sont en partie appliquées à l'étude de la plaque Arabe et des déformations des marges du Golfe d'Aden.

2. La plaque Arabe et le Golfe d'Aden

Le cas d'étude choisi dans cette thèse est celui de la plaque Arabe et de la fragmentation de l'Afrique. La littérature très fournie sur ce sujet offre un cadre géodynamique et géologique assez bien contraint et synthétisé dans le **chapitre 1**. Les jeunes frontières de plaque de l'Arabie permettent d'étudier les problèmes cités dans la première partie. Le Nord-Est de l'Afrique subit une extension, à partir de l'Oligocène, qui provoque la formation des rifts est-africains, de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden et l'individualisation de l'Arabie au cours du Néogène.

Sur les marges orientales du Golfe d'Aden, une étude de terrain et une campagne de géophysique marine (Campagne Encens-Sheba, laboratoire de Tectonique, Paris 6) ont été menées afin, notamment, de mieux caractériser la géométrie des déformations extensives. Une partie des résultats de ces missions sont reportés dans le **chapitre 2**.

La déformation le long de ces marges est très segmentée et produit des failles de directions très variables. Les directions d'extension varient entre N20°E et N160°E (Huchon et al. 1991, Lepvrier et al. 2002). Une partie de ces caractéristiques peut être expliquée par les modèles classiques de propagation de failles normales. L'influence des caractéristiques de la couche cassante déformée est rappelée dans le **chapitre 3** d'après les travaux publiés à ce sujet. Dans ce chapitre, l'influence des niveaux ductiles est étudiée à partir de modèles analogiques. Les résultats sont reportés sous la forme d'un article accepté à *Journal of Structural Geology*. Ces modèles ne décrivent pourtant que très partiellement les géométries observées dans le Golfe d'Aden.

Les modèles de rifting oblique (Clifton et al. 2000, McClay & White 1995, Tron & Brun 1991) sont appliqués au Golfe d'Aden et expliquent certaines caractéristiques des failles normales (Fantozzi & Sgavetti 1998, Lepvrier et al. 2002, Withjack & Jamison 1986). Toutefois, des phénomènes de réactivation sont observés le long de ces marges (Birse et al. 1997, Khanbari 2000) et peuvent expliquer d'autres caractéristiques de la déformation. Des modèles de réactivation oblique de failles sont présentés dans le **chapitre 4**. Ces modèles sont appliqués au Golfe de Suez, et présentés sous la

forme d'un article soumis à *Geology*. D'autres modèles de réactivation oblique sont appliqués au Viking Graben. Enfin, la géométrie des failles normales du Golfe d'Aden est discutée à la lumière de ces modèles de réactivation de failles.

L'étude des réseaux de failles normales, du Golfe d'Aden notamment, montre que leur géométrie est aussi influencée par les conditions aux limites responsables du rifting. Cette observation nécessite un saut d'échelle et une étude de l'évolution des plaques Afrique et Eurasie et de l'individualisation de la plaque Arabe. A cette échelle, deux questions sont toujours non résolues : la première est la cause de l'initiation du rift et la deuxième l'origine de son obliquité. Cette extension est contemporaine de la collision qui se produit au Nord au cours de la fermeture de la néo-Téthys. Le **chapitre 5** explore les relations entre le système de subduction-collision au Nord de l'Afrique et les systèmes extensifs du Sud. De plus, le pic d'activité du point chaud des Afars correspond aussi à la période d'initiation des rifts. Le **chapitre 5** discutera aussi de l'influence de ce point chaud. Les résultats sont présentés sous la forme d'expériences préliminaires et d'un article qui sera soumis sous peu à *Earth and Planetary Science Letters*. Les résultats sont discutés plus avant à la fin du chapitre.

Concernant l'obliquité du rift, une propagation du rifting depuis la dorsale Carlsberg (océan indien) vers le point chaud des Afars (Courtilot et al. 1987, Khanbari 2000, Manighetti et al. 1997) ou une extension le long d'une faiblesse lithosphérique préexistante (Berhe 1986, Fantozzi & Sgavetti 1998) sont deux modèles proposés. Malgré ces modèles, l'origine de l'obliquité du rift est encore en partie énigmatique. Le **chapitre 5** montre comment, de manière différente des précédents modèles, cette géométrie peut être expliquée par l'interaction entre les conditions aux limites et le point chaud des Afars. Enfin, les conséquences pour l'évolution des failles normales sont discutées pour faire le lien entre les deux échelles de travail.

CHAPITRE 1

LE

GOLFE D'ADEN :

FRONTIERE

SUD DE LA PLAQUE ARABE

1. Introduction

2. La plaque arabe : géométrie, cinématique et contraintes actuelles

3. Evolution géologique et géodynamique : Téthys, Arabie, Aden

3.1 Fermeture de la Téthys et histoire mésozoïque

3.2 Individualisation de l'Arabie : frontières de plaque tertiaires

3.3 Modèles de séparation de la plaque Arabe et d'ouverture du Golfe d'Aden

4. Problématique

1. Introduction

La plaque Arabe et ses frontières récentes ont été très étudiées ce qui permet de bien contraindre à la fois sa cinématique actuelle et sa naissance et son évolution au cours du Tertiaire. Toutefois, certaines questions restent en suspens, notamment à propos des premiers stades de sa séparation de l'Afrique. Un bilan des connaissances sur la plaque Arabe permet de dégager les grands traits de son évolution géodynamique et d'isoler les paramètres susceptibles de contrôler son évolution. Ce chapitre met l'accent sur les forces en présence à différentes périodes (au moment de l'individualisation de l'Arabie) et sur l'héritage structural dans la plate-forme arabe.

La première partie de ce chapitre est consacrée à la géométrie, la cinématique et les contraintes tectoniques actuelles de la plaque Arabe. La deuxième partie est une synthèse de son évolution cénozoïque, à différentes échelles, depuis la notion de fragmentation de plaque jusqu'à la déformation de la croûte supérieure. L'histoire mésozoïque est reprise et placée dans le cadre de la fermeture de la néo-Téthys, ce qui permet d'appréhender l'évolution de la frontière Nord de la plaque Arabe (solidaire de l'Afrique jusqu'à l'Eocène). L'histoire tertiaire est ensuite détaillée, en reprenant l'évolution des autres frontières de plaque initiées durant cette période. Le Golfe d'Aden, la zone d'étude de cette thèse, est décrit de manière plus approfondie. Les divers modèles de formation de la plaque Arabe et d'ouverture du Golfe d'Aden sont repris en fin de chapitre.

Ce chapitre permet enfin de préciser la problématique et le plan de cette thèse dont les deux chapitres clés sont l'influence des conditions aux limites sur l'initiation des frontières de plaque tertiaires et l'influence de la réactivation sur la géométrie du réseau de failles normales du Golfe d'Aden.

2. La plaque arabe : Géométrie, cinématique et contraintes actuelles

La plaque arabe est une plaque de taille relativement modeste comparée aux autres plaques majeures qui l'entourent (Afrique, Eurasie, Indo-Australie). Le fil directeur de l'évolution géodynamique de cette région est la fragmentation du Gondwana et de l'Afrique et l'accrétion des plaques (Arabie, Inde) à l'Eurasie, accompagnant la fermeture de la Téthys. La plaque Arabe est limitée par les trois types de frontières de plaque, convergentes, divergentes et coulissantes. Les vitesses absolues données par le modèle NNR-NUVEL-1 (Argus & Gordon 1991) sont les suivantes :

L'Arabie est animée d'un mouvement en direction du Nord-Est à une vitesse moyenne de 3 cm/an.

L'Afrique se déplace vers le Nord-Est à une vitesse de 1 cm/an.

L'Eurasie se déplace vers l'Est à une vitesse de 1 cm/an.

L'Inde (Indo-Australie) vers le NNE à une vitesse moyenne de 5 cm/an.

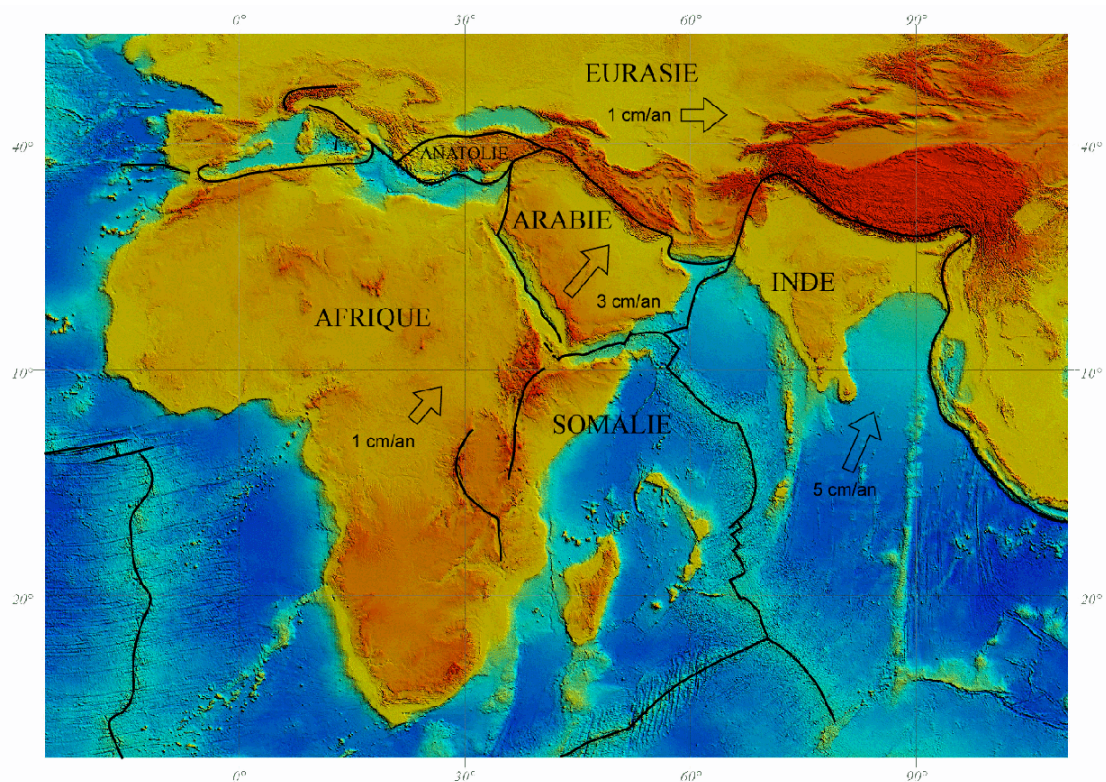


Figure 1 : Carte topographique, limites et vitesse des plaques Afrique, Eurasie, Arabie et Inde. Les vitesses (absolues) sont tirées du modèle NNR-Nuvel1 (Argus & Gordon 1991).

La cinématique des frontières de plaques est décrite ci-dessous, en détaillant les frontières Nord et Nord-Est convergentes, les frontières Sud et Sud-Ouest divergentes et les frontières décrochantes.

2.1 Frontières convergentes

Au Nord et au Nord-Est, l'Arabie est en collision avec l'Eurasie (**Figure 2**) au niveau d'une zone très sismique (**Figure 3**). Le mouvement relatif Arabie-Eurasie est caractérisé par une pôle de rotation situé au Nord Ouest de la Libye à $31,63^{\circ}\text{N}$, $15,35^{\circ}\text{E}$, avec une vitesse de rotation $0,6^{\circ}/\text{Ma}$ (Jackson et al. 1995). La convergence Arabie-Eurasie augmente donc progressivement d'Est en Ouest, depuis 2 cm/an suivant une direction $\text{N}160^{\circ}\text{E}$ (Reilinger et al. 1997) dans les chaînes du Bitlis jusqu'à 3-4 cm/an au niveau du Makran (**Figure 2**).

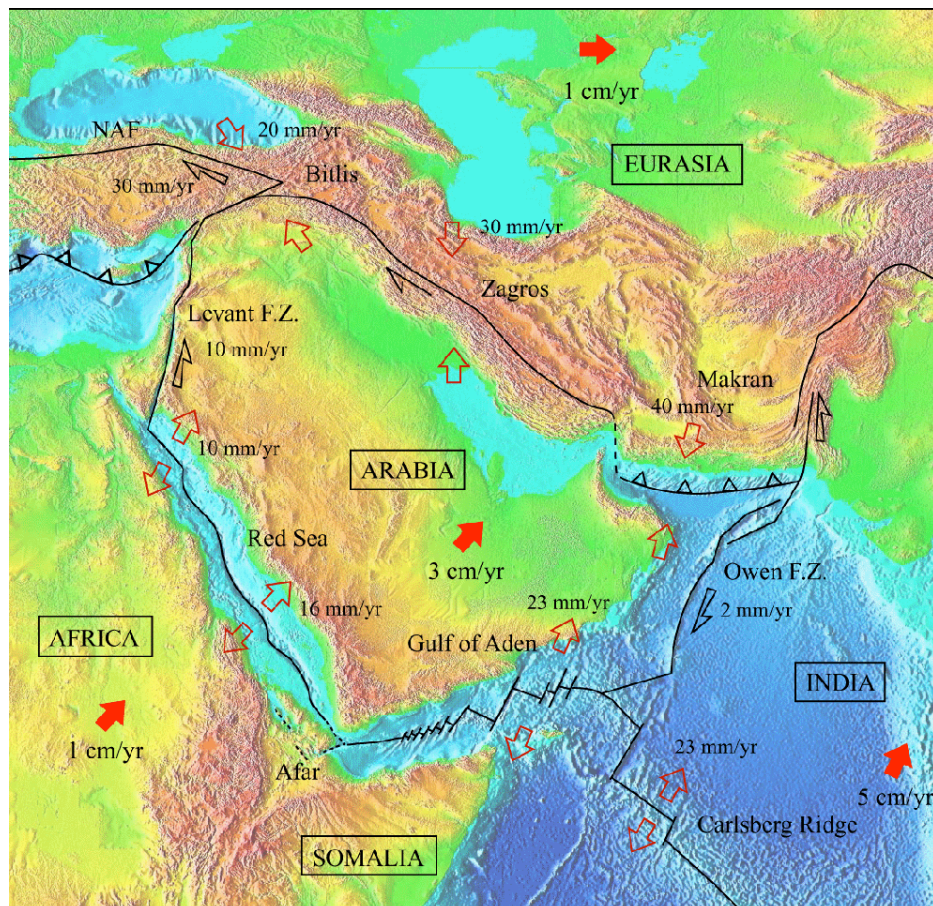


Figure 2 : Cinématique du Moyen Orient. La direction et l'intensité des vitesses relatives (flèches vides) sont d'après Reilinger et al. (1997) et Allen et al. (2001) pour la frontière convergente au Nord, d'après Le Pichon et Gaulier (1988) et Chu et Gordon (1998) pour la Mer Rouge, d'après Jestin et al. (1994) pour le Golfe d'Aden, d'après Quennel (1958), Garfunkel (1981), et Le Pichon et Gaulier (1988) pour la faille du Levant, et d'après DeMets et al. (1990) pour la faille d'Owen. Les vitesses absolues (flèches pleines) sont d'après le modèle NNR-Nuvel1 (Argus & Gordon 1991).

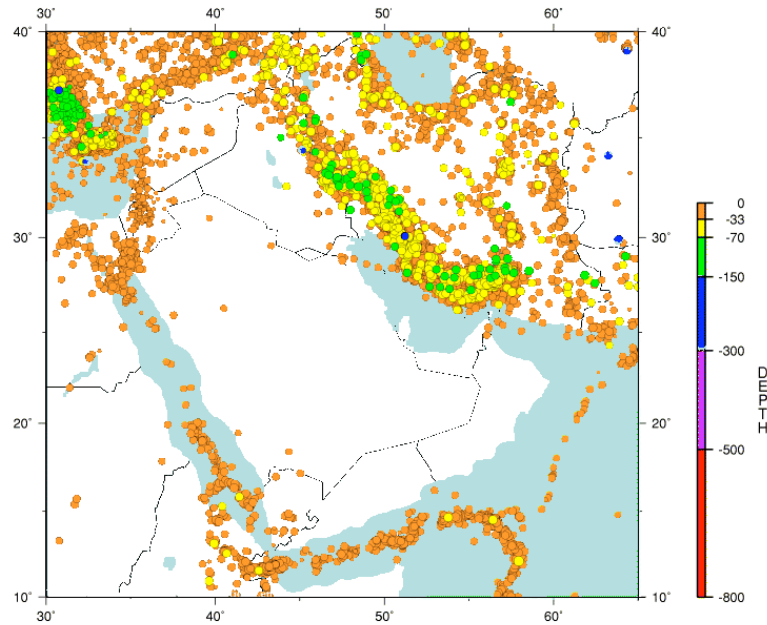


Figure 3 : Carte des séismes (USGS National Earthquake Information Center). Les zones les plus sismiques sont les zones de convergence où les séismes sont majoritairement d'une profondeur entre 0 et 70 km. Dans le Zagros, des séismes sont enregistrés entre 70 et 150 km, et très peu au-delà.

Le Zagros est la continuité Est du Bitlis ; la convergence y est de direction N-S (Allen et al. 2001) (**Figure 2**) le long de cette chaîne orientée N140°E, ce qui implique une déformation transpressive dextre partitionnée entre des zones de décrochement dextre et des zones de compression (Jackson et al. 1995, Mueller et al. 2000), comme l'attestent les mécanismes au foyer (**Figure 4**). La sismicité est très importante dans le Zagros (**Figure 3** et **Figure 4**). On note des séismes qui se répartissent entre 0 et 150 km, avec un pic entre 0 et 70 km. Toutefois un séisme, sur la carte de la **Figure 4**, est de profondeur supérieure à 150 km. Kadinsky-Cade et Barazangi (1982) ont montré que dans la partie Sud-Est du Zagros, certains événements sismiques peuvent être rattachés à la subduction de fragments de lithosphère océanique.



Figure 4 : Carte des mécanismes au foyer au niveau de la plaque Arabe (tirés de CMT Harvard Catalog).

Le prisme d'accrétion du Makran (**Figure 2**) se forme en réponse à la subduction encore active de lithosphère océanique sous l'Eurasie. La vitesse de convergence est de 3-4 cm/an, avec une direction N20°E (Jackson et al. 1995). L'activité de la subduction est illustrée par la sismicité (Quittmeyer et al. 1984), l'arc volcanique (Kazmi & Jan 1997) et la tomographie sismique (**Figure 5**) (Bijwaard et al. 1998). Cette dernière permet d'estimer la longueur de lithosphère subductée à environ 1300 km.

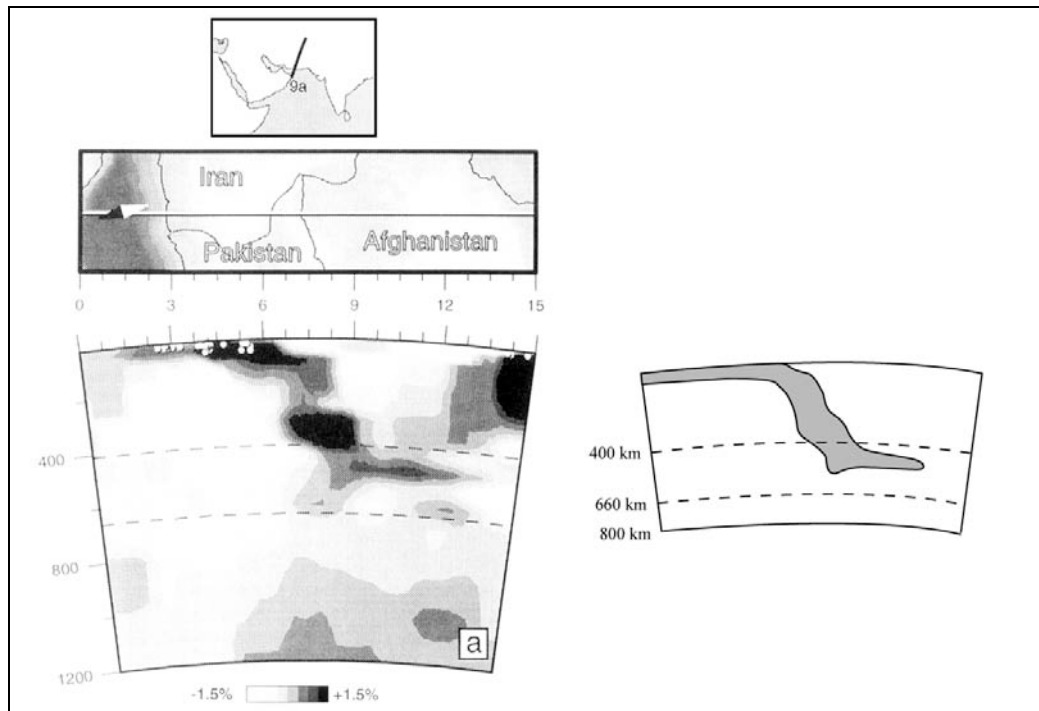


Figure 5 : Section de tomographie sismique au travers du prisme du Makran (Bijwaard et al. 1998). L'anomalie froide et dense, interprétée comme de la lithosphère océanique subductée est limitée au manteau supérieur et semble reposer sur la limite manteau supérieur/manteau inférieur.

2.2 Frontières divergentes

Au sud, la Mer Rouge et le Golfe d'Aden (**Figure 2**) séparent l'Arabie de l'Afrique et de la Somalie respectivement. La Mer Rouge, de direction N150°E s'ouvre suivant un pôle de rotation situé en Méditerranée orientale à 32,62°N, 25,11°E avec une vitesse de 0,4°/Ma (Jestin et al. 1994). Ainsi, le mouvement relatif Afrique-Arabie est accommodé, au Nord de la Mer Rouge, par un écartement de direction N30°E avec une vitesse de 1 cm/an (**Figure 2**), tandis qu'au Sud la direction passe à N50°E avec une vitesse de 1,6 cm/an (Chu & Gordon 1998, Jestin et al. 1994, Le Pichon & Gaulier 1988). La Mer Rouge est un bassin où de la croûte océanique est identifiée au Sud entre les latitudes 15°N et 20°N (Cochran & Martinez 1988). Au Nord, la croûte semble être de nature intermédiaire entre continentale et océanique entre les latitudes 20°N et 23,5°N, tandis qu'à l'extrême Nord, entre les latitudes 23,5°N à 28°N, la croûte est de type continental aminci (Cochran & Martinez 1988, Martinez & Cochran 1988).

Le Golfe d'Aden s'ouvre suivant un pôle Arabie-Somalie situé un peu au Sud du pôle Afrique-Arabie à 25,20°N, 23,74°E avec une vitesse de 0,4°/Ma (Jestin et al. 1994). L'ouverture évolue d'une direction N35°E avec une vitesse de 1,6 cm/an à l'ouest à N25°E et 2,5 cm/an à l'est (**Figure 2**). Cette direction d'ouverture est fortement oblique par rapport à la direction moyenne du golfe (N75°E). L'obliquité est de 40 à 50° et semble être à l'origine de la segmentation des structures du golfe. En

effet, la dorsale est constituée de segments E-W à N110°E de longueur variable séparée par des failles transformantes ou des zones d'accommodation. De même, la marge est structurée par des bassins E-W à N120°E disposés en échelon le long du Golfe d'Aden.

La Mer Rouge et le Golfe d'Aden se rejoignent au niveau de la dépression des Afars. Toutefois, leurs dorsales ne se connectent pas de manière simple, divers segments de rifts sont actifs dans les Afars (Acton et al. 1991, Manighetti et al. 2001a, Manighetti et al. 2001b, Manighetti et al. 1998, Rouby et al. 1996, Sichler 1980, Souriot & Brun 1992, Tapponnier et al. 1990). Le triangle des Afars se prolonge au Sud par le rift éthiopien, de direction N30-N40°E qui s'ouvre à une faible vitesse inférieure à 1 cm/an, avec une direction E-W à NW-SE (Jestin et al. 1994).

2.3 Frontières décrochantes

De part et d'autre de la plaque Arabe, deux zones décrochantes joignent les bassins en accrétion du Sud aux zones de convergence du Nord. A l'Ouest, la zone de faille du Levant de direction N25°E à N35°E sépare l'Arabie du bloc Sinaï (Afrique). Cette frontière subit actuellement un déplacement senestre (**Figure 2** et **Figure 4**) de l'ordre de 1 cm/an (DeMets et al. 1990, Jestin et al. 1994), ouvrant plusieurs bassins en « pull-apart », tels que la Mer Morte et le Lac de Tibériade. Des zones compressives sont dues à la disposition en échelon dextre et réactivent de vieux bassins en Syrie formant les Palmyrides. A l'Est, la zone de fracture d'Owen, qui sépare l'Arabie de l'Inde, montre un jeu dextre (**Figure 2** et **Figure 4**) de faible amplitude de l'ordre de 2 mm/an, qui ouvre aussi un bassin en « pull-apart » (Edwards et al. 2000).

3. Evolution géologique et géodynamique : Téthys, Arabie, Aden

Avant de développer l'évolution des différentes frontières de plaques au niveau de l'Arabie, les événements anté-mésozoïques et leurs structures sont rappelés, certaines de ces structures pouvant servir de zones de faiblesses pour les épisodes tectoniques ultérieurs (tertiaires).

Deux épisodes compressifs ont affecté la région durant le néo-protérozoïque : deux bassins (Nabitah et Amar Sea) se sont successivement refermés donnant naissance à des sutures N-S (sutures Nabitah et Amar) dans la partie Ouest de l'Arabie actuelle (**Figure 6**). A la transition Protérozoïque/Paléozoïque, l'effondrement gravitaire de ces chaînes crée des rifts, de direction moyenne N/S à N45°E, dans l'Ouest et l'Est de l'Arabie et en Inde. L'ouverture de ces rifts fait jouer de grandes zones décrochantes de direction N110°E-N120°E (Nadj fault zones) (Al-Husseini 2000). Les structures héritées de ces événements tectoniques sont donc de direction N-S à N45°E, et N110°E-N135°E.

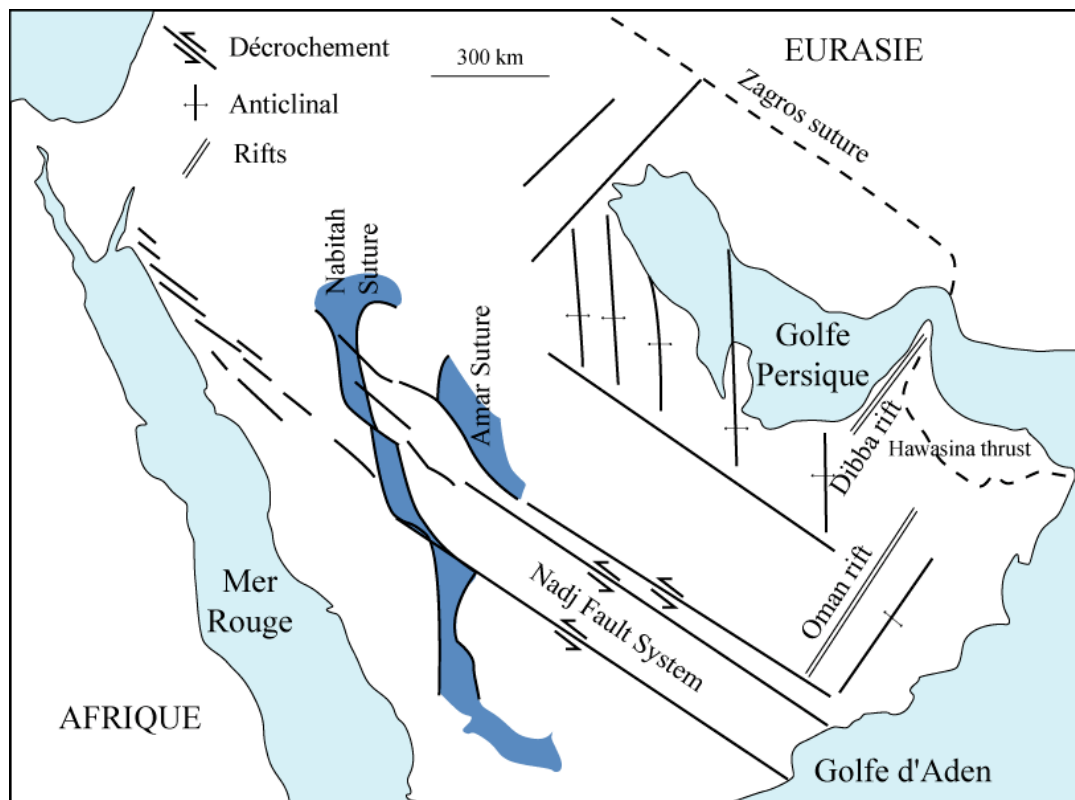


Figure 6 : Schéma structural des structures protérozoïques et paléozoïques (Al-Husseini 2000). Les sutures Nabitah et Amar se sont formées pendant le néo-protérozoïque. Les systèmes décrochantes (Nadj fault système) et extensifs (Oman et Dibba rifts) se sont formés au début du Paléozoïque.

La paléo-Téthys s'ouvre pendant le Paléozoïque pris en relais, lors de sa fermeture, par l'ouverture de la néo-Téthys (nommée Téthys dans la suite de cette thèse) qui débute au Permien (Dercourt et al. 1986). L'océan néo-téthysien sépare, pendant tout le Mésozoïque, le Gondwana (Afrique-Arabie-Inde) des blocs iraniens, afghans, et sud tibétains (**Figure 7**).

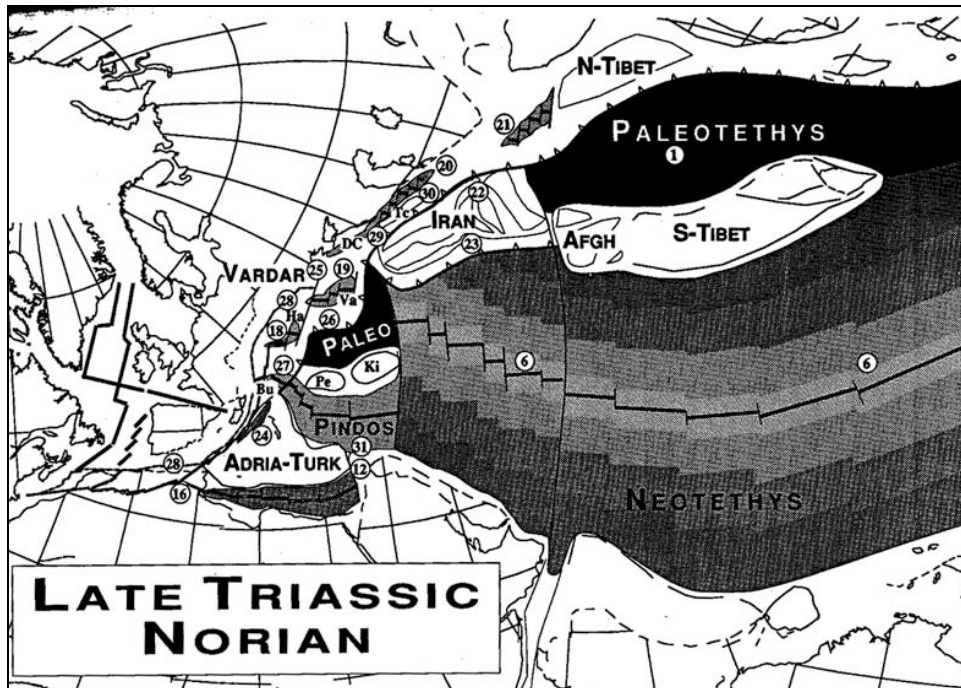


Figure 7 : Extension de la Néo-Téthys à la fin du Trias (Stampfli & Pillevuit 1993). La subduction a déjà débuté au niveau de l'Iran, tandis que sous le Tibet elle n'a pas commencé.

3.1 Fermeture de la Téthys et histoire mésozoïque

La fermeture de la Téthys commence au Trias par sa subduction sous les blocs iraniens, afghans et sud-tibétains accrés (ou en cours d'accrétion) à l'Eurasie (**Figure 7**). Cette fermeture a lieu durant le Mésozoïque et prend fin durant le Tertiaire. Cette suture a pour conséquence la formation de la grande chaîne alpine tertiaire, depuis les Alpes à l'Ouest, en passant par le système Bitlis-Zagros-Makran au Moyen-Orient, jusqu'en Himalaya à l'Est.

Au niveau de la Méditerranée actuelle, l'océan téthysien était très limité, voir inexistant (Dercourt et al. 1993, Le Pichon et al. 1988). La collision commence à partir de la fin du Crétacé et s'amplifie au début de Tertiaire. A partir de 35 Ma, le mouvement vers le Nord-Est de l'Afrique (**Figure 8**) ralentit (Burke 1996, Müller et al. 1993, O'Connor & Le Roex 1992). Sa vitesse est estimée entre 2 et 3 cm/an, suivant les auteurs, jusqu'à 30-40 Ma (**Figure 8**), puis décroît progressivement jusqu'à

approximativement 1 cm/an à l'actuel. La collision s'est donc généralisée et est effective vers 30 Ma en Méditerranée ce qui provoque le ralentissement de l'Afrique (Jolivet & Faccenna 2000).

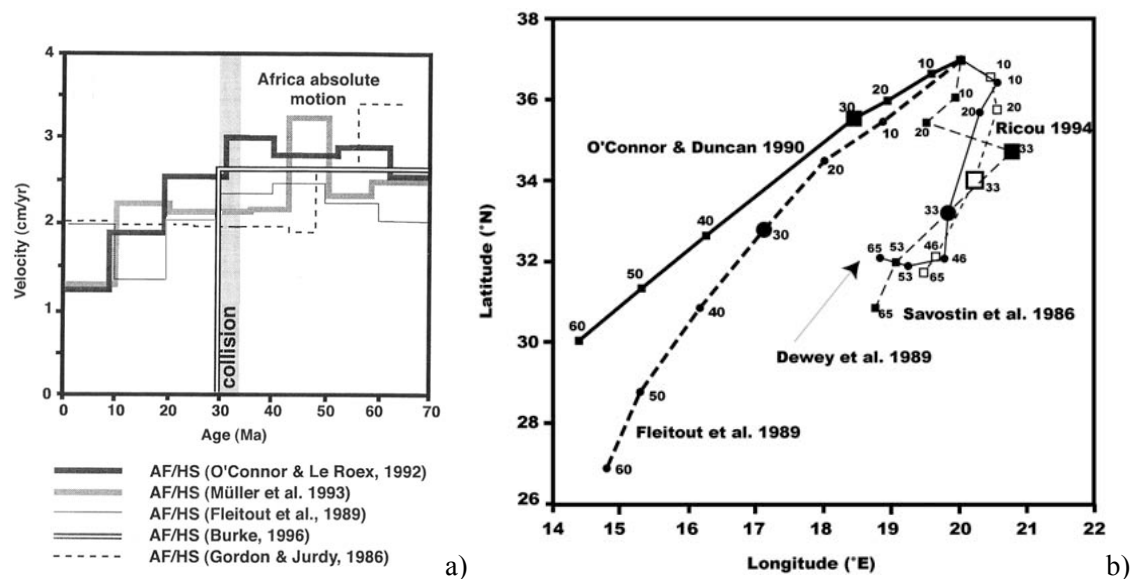


Figure 8 : Vitesses relatives et absolues de l'Eurasie et de l'Afrique en Méditerranée (Jolivet & Faccenna 2000). a) Vitesses absolues de l'Afrique. b) Direction du mouvement absolu de l'Afrique (courbes épaisses) et relatif Afrique-Eurasie (courbes fines).

L'évolution de la Téthys plus à l'Est est différente notamment à cause de l'asymétrie de celle-ci, qui s'agrandit vers l'Est. Les zones de la Téthys centrale (Moyen Orient) et orientale (Inde) sont détaillées dans les parties suivantes.

3.1.1. La Téthys centrale

Cette zone constitue la frontière Nord de la plaque Arabe (**Figure 9**). Nous détaillons l'évolution de cette frontière en subduction afin de déterminer quelles sont les forces qui agissent sur la plaque Afro-arabe pendant le Tertiaire. La lithosphère téthysienne passe en subduction sous l'Eurasie à partir de 220 Ma (Berberian & King 1981). Dans la zone de Sanandaj-Sirjan en Iran, des événements métamorphiques et magmatiques triasiques caractérisent l'initiation de cette subduction.

Des événements magmatiques sont ensuite enregistrés durant le Mésozoïque (Berberian & Berberian 1981). Ces événements se caractérisent par trois phases de volcanisme calco-alcalin (à la fin du Trias, mi-Jurassique et fin Crétacé) et témoignent de la subduction téthysienne.

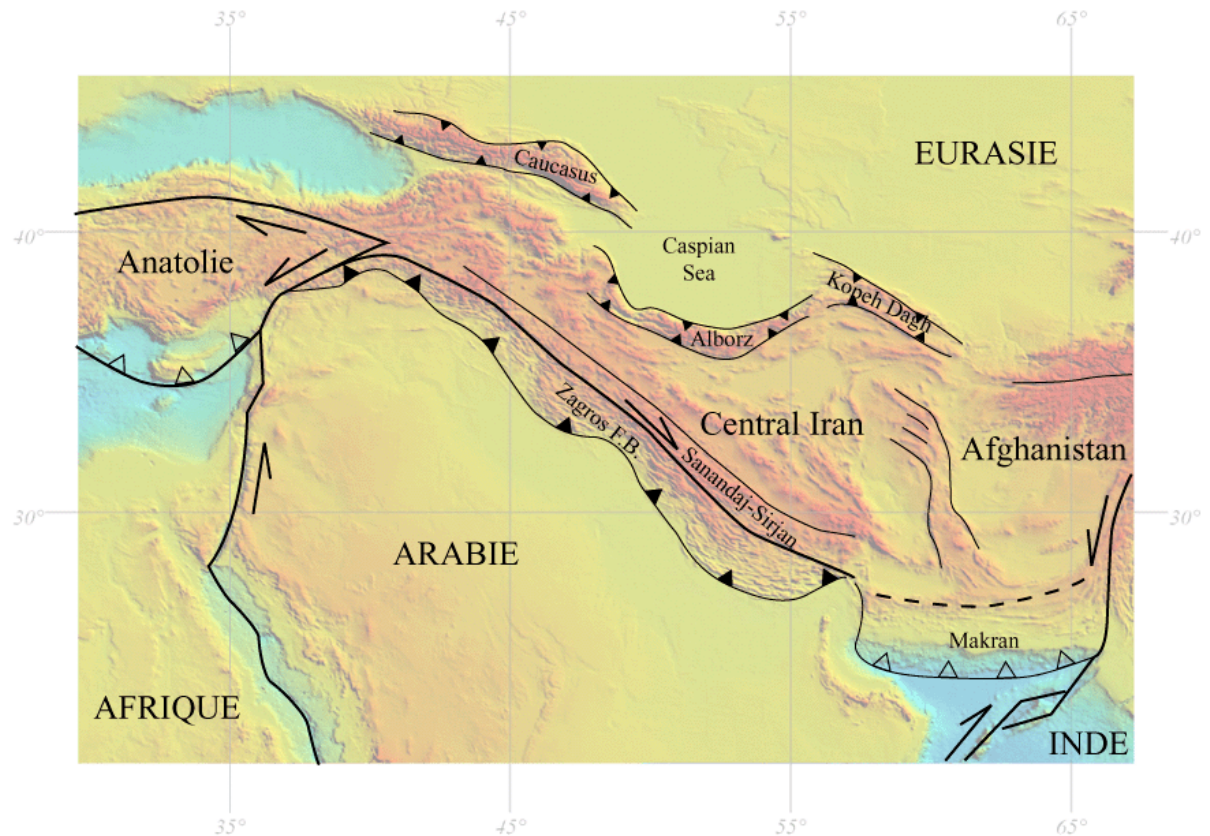


Figure 9 : Schéma structural de la frontière Nord de la plaque Arabe, modifié d'après Berberian et Berberian (1981)

Des déformations extensives intraplaques mésozoïques sont présentes en Syrie : les systèmes de l'Euphrates (**Figure 10**) et de Raqqa. Le Graben de l'Euphrates est un rift avorté dont l'activité commence au Crétacé supérieur (Coniacien). La phase principale de déformation prend place au Campano-Maastrichtien. Les grabens et failles normales sont de direction NW-SE (Litak et al. 1997). Toutefois aucune réelle faille bordière n'est observée et l'extension est de 6 km (Litak et al. 1998), ce qui laisse penser que le rift a avorté dans un stade immature.

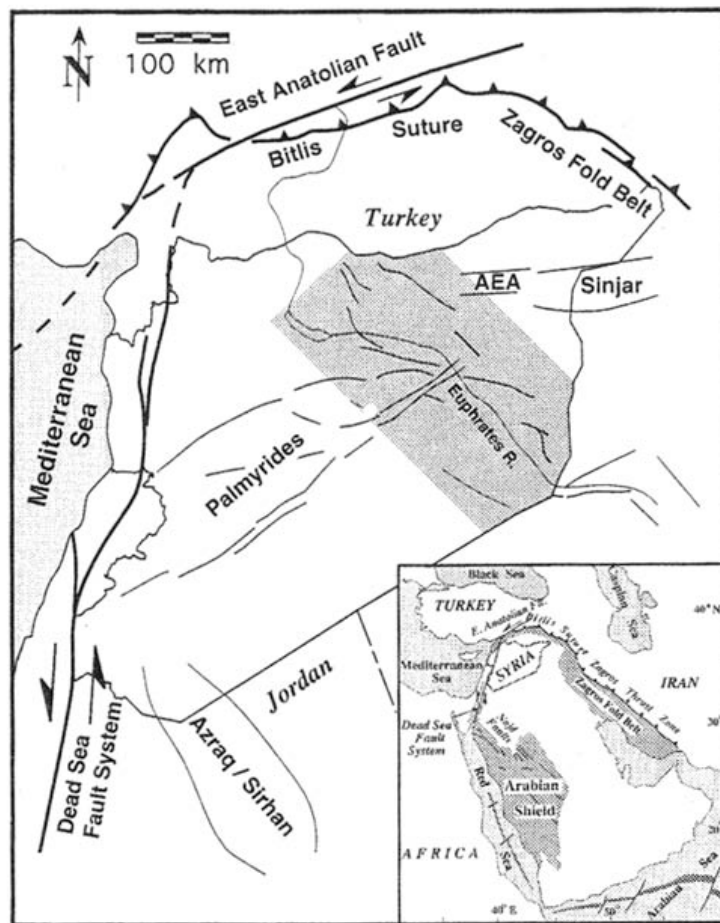


Figure 10 : Schéma structural de la partie Nord-Ouest de l'Arabie (Litak et al. 1997). Le graben de l'Euphrate a une direction NW-SE environ.

Fin Crétacé a aussi lieu la phase importante d'obduction sur la plate forme arabe. Au Nord de l'Arabie, une obduction est enregistrée au Campano-Maastrichtien comme en témoignent les plis et un métamorphisme schiste vert (Hempton 1985). De même, en Iran, du Zagros au Makran occidental, des ophiolites sont datées fin Crétacé (Berberian & Berberian 1981). Ces dates sont cohérentes et contemporaines de l'obduction en Oman qui est plus étudiée et mieux datée. L'obduction commence vers 90 Ma juste après la formation des ophiolites de 97 à 93 Ma (Searle & Cox 1999). L'épisode compressif se termine vers 74 Ma suivi par le dépôt de carbonates maastrichtiens en discordance sur les unités allochtones. Cette obduction est donc contemporaine des événements extensifs, tels que le système de l'Euphrates. De ce fait, l'origine des bassins fin Crétacé dans la plate-forme arabe a souvent été reliée à la flexure due à la charge des ophiolites.

Au début de l'Eocène, l'Arabie entre en collision avec l'Eurasie au Nord au niveau du Bitlis (Est de la Turquie). Vers 40 Ma, la collision est effective (Hempton 1985). Cette datation est compatible avec les reconstructions paléogéographiques qui datent une collision entre 30 et 50 Ma (Besse & Courtillot 1988, Dercourt et al. 1993, Gnos et al. 1997, Scotese et al. 1988). Sur ces reconstructions, la largeur de

la Téthys a été mesurée (**Figure 11**) sur les cartes des différentes époques. Au début du Crétacé, la Téthys était large, au niveau du Nord de l'Arabie, d'environ 1500 à 2500 km. Vers 70 Ma, à la fin de l'obduction, sa largeur est estimée entre 200 et 700 km.

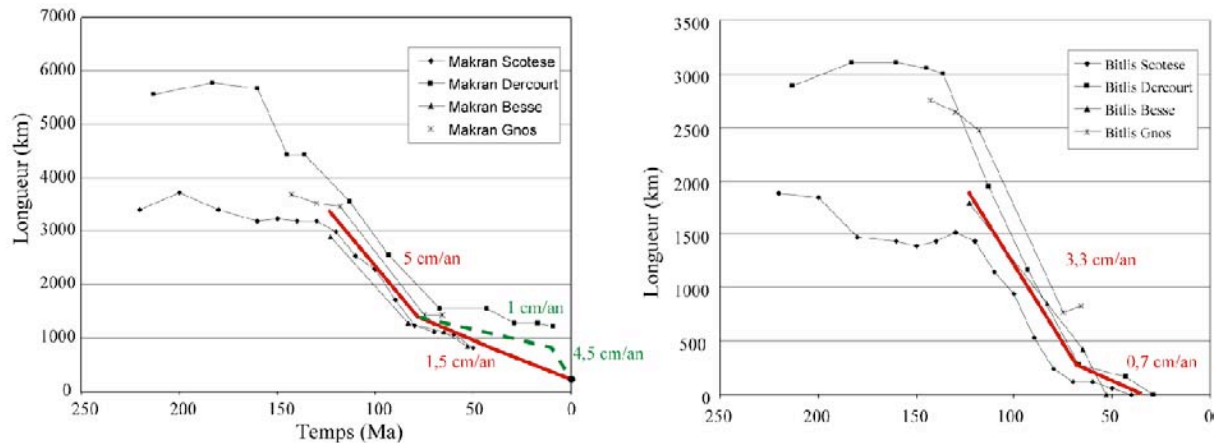


Figure 11 : Mesures de largeur de lithosphère océanique téthysienne. Ces mesures sont effectuées sur les reconstructions paléogéographiques (Besse & Courtillot 1988, Dercourt et al. 1993, Gnos et al. 1997, Scotese et al. 1988) et représentent la distance entre la marge continentale Afro-arabe et la zone subduction de la téthys. Des vitesses moyennes sont calculées sur ces mesures.

Alavi (1980) et Berberian & King (1981) ont suggéré que la collision, en Iran, entre l'Arabie et l'Eurasie s'initie fin Crétacé. Des événements de subsidence sont effectivement enregistrés dans la plate-forme arabe au Paléocène notamment (J. Letouzey, communication personnelle). Cependant de l'Eocène au début du Miocène, des intrusions (**Figure 12**) sont interprétées comme étant de type anté-collision : d'après des arguments isotopiques (strontium), ces intrusions sont dues à la subduction de croûte océanique (Berberian & Berberian 1981, Berberian et al. 1982). La subduction téthysienne semble donc avoir fonctionné, en Iran, jusqu'à la fin du Paléogène.

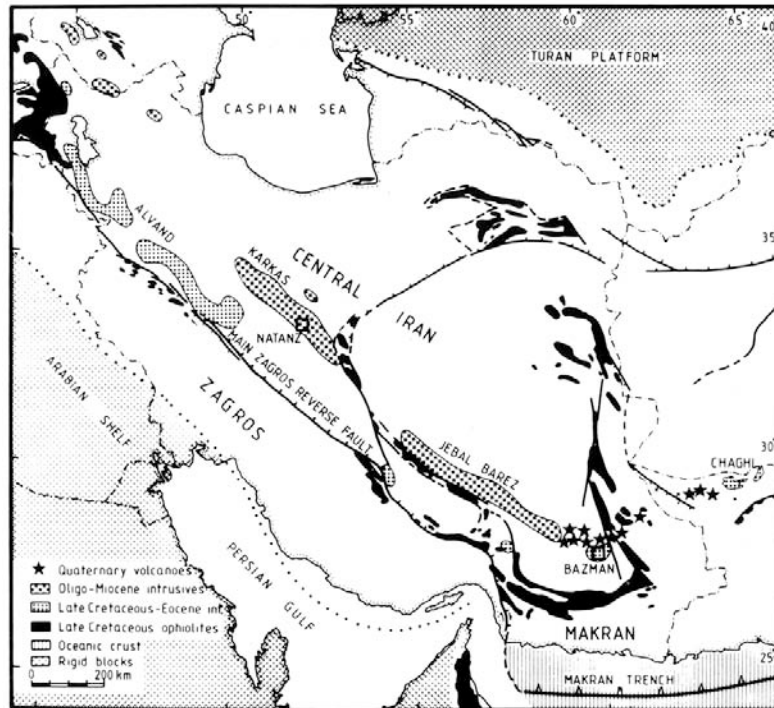


Figure 12 : Distribution du magmatisme tertiaire dans le Zagros (Berberian & Berberian 1981).

D'un point de vue cinématique, on peut estimer les vitesses de convergence Arabie-Eurasie à partir des reconstructions paléogéographiques (**Figure 11**). Au niveau du Bitlis, si on moyenne la convergence mesurée dans toutes les reconstructions, la vitesse de convergence devait être approximativement de 3 cm/an, depuis le Crétacé jusqu'à 70 Ma, et de moins d'1 cm/an de 70 Ma à la collision (vers 30-40 Ma).

Au niveau du Makran, la vitesse devait être de l'ordre de 5 cm/an du Crétacé à 80 Ma. La vitesse de convergence diffère alors suivant les reconstructions. Suivant Dercourt et al. (1993), elle pourrait être de l'ordre d'1 cm/an jusqu'à 10 Ma et serait de l'ordre de 4 cm/an depuis 10 Ma à nos jours. Suivant Scotese et al. (1988) et Besse et Courtillot (1988), elle serait de l'ordre de 1,5 cm/an depuis 80 Ma. La première solution est préférée car elle est plus en accord avec la cinématique au niveau du Bitlis. De plus, la deuxième solution est moins fiable du fait des mesures imprécises faites sur les reconstructions. Les solutions retenues pour le Bitlis et le Makran sont cohérentes dans le sens où elles montrent une augmentation de la vitesse vers l'Est, ce qui est compatible avec un pôle de rotation du mouvement relatif situé à l'Ouest. Cette solution indique une diminution de la vitesse relative vers 70-80 Ma, puis une vitesse relativement constante jusqu'à la collision à 30-40 Ma.

La diminution de la vitesse de convergence vers 80 Ma peut provenir de plusieurs origines : un changement de la cinématique absolue de l'Afrique et/ou de l'Eurasie. Cette date correspond aussi approximativement à l'épisode d'obduction qui a lieu le long de la marge Nord-Arabe (Searle & Cox 1999).

En résumé, le long de cette frontière de plaque, la collision commence au Nord à l'Eocène vers 40 Ma (Figure 13), puis se propage vers le Sud-Est pendant l'Oligo-Miocène. Au niveau du Makran, la subduction est toujours active. Ces différences temporelles sont dues à l'asymétrie de la Téthys.

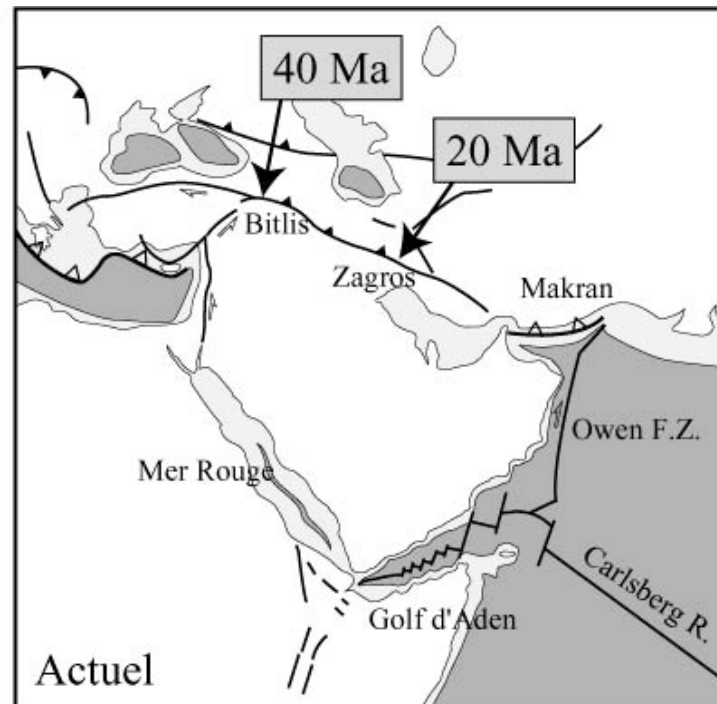


Figure 13 : Synthèse de l'initiation de la collision le long de la marge convergente Nord. La collision s'initie vers 40 Ma dans le Bitlis et plus tardivement vers 20 Ma dans le Zagros.

3.1.2. La Téthys orientale

La fermeture de la Téthys orientale se produit par la migration de l'Inde vers le Nord. La plaque indienne est à la frontière Est de la plaque Arabe. Dans cette partie, nous synthétisons donc l'évolution de cette plaque et de la frontière Arabie-Inde. Cette synthèse sera utile lors de la discussion de l'évolution de la plaque Arabe.

La migration de l'Inde aboutit à la collision Inde-Asie vers 53 Ma (Besse & Courtillot 1988, Patriat & Achache 1984) et la formation de la chaîne himalayenne (**Figure 14**). Son histoire commence au Mésozoïque au moment de la fragmentation du Gondwana.

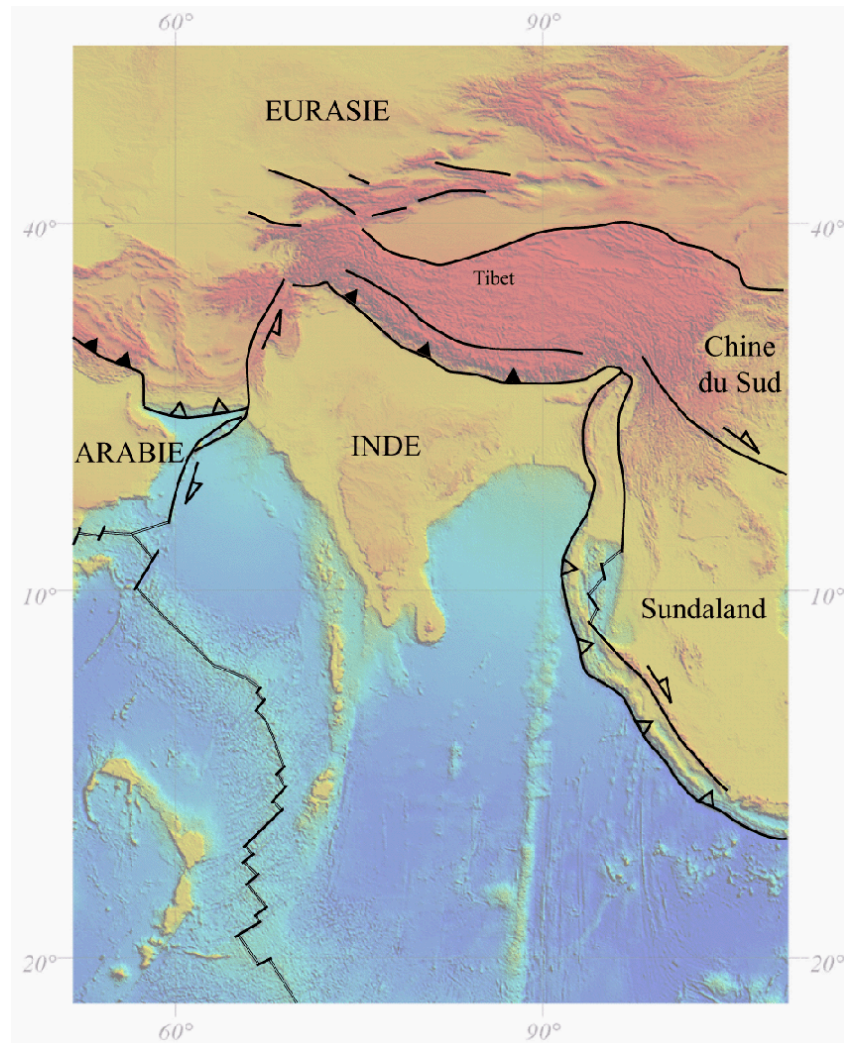


Figure 14 : Carte schématique des frontières de plaque de l'Inde.

L'évolution de l'Inde est liée à celle de l'Afrique jusqu'au Jurassique moyen. Fin Jurassique à Crétacé inférieur, la plaque Inde-Madagascar-Antarctique (Est-Gondwana) se sépare de la plaque Afrique par la formation des bassins Nord et Ouest Somalien et Mozambique (Besse & Courtillot 1988, Mountain & Prell 1990) (**Figure 15**). Ces trois bassins en échelon sont contrôlés par des failles E-W et décalés par des failles transformantes N/S (Birse et al. 1997). A la fin de l'ouverture de ces bassins, la plaque Inde-Madagascar s'individualise de la plaque Antarctique.

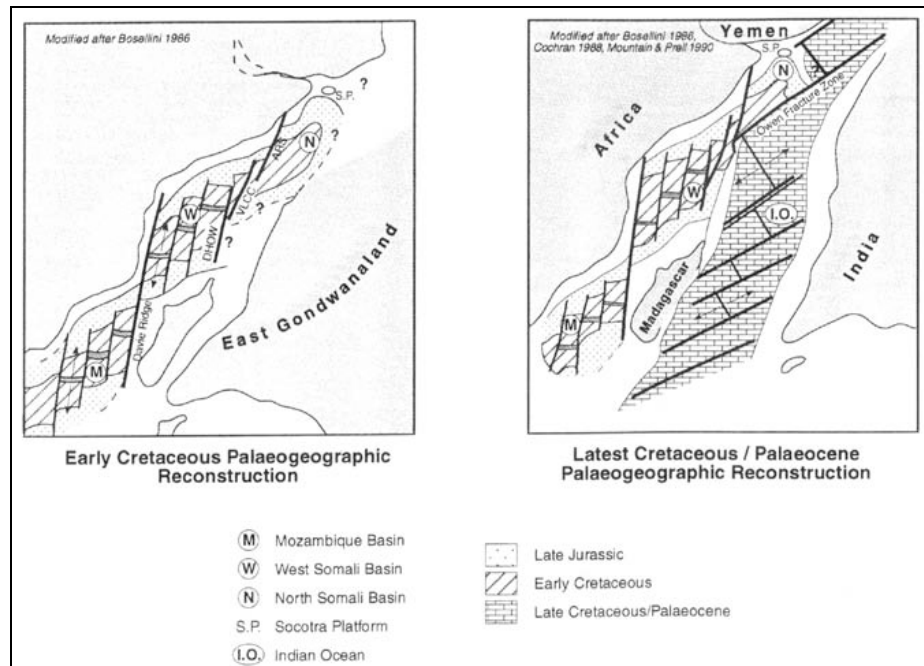


Figure 15 : Ouverture des bassins du Mozambique, Ouest et Nord Somalien au Crétacé inférieur et Indien au Crétacé supérieur (Birse et al. 1997).

Un épisode d'obduction est enregistré et daté fin Crétacé dans le Nord du bloc indien. Probablement juste après cet événement, l'Inde et les Seychelles se séparent de Madagascar (vers 80 Ma). A partir de ce moment, il semble donc qu'il y a eu, entre l'Inde et l'Afrique-Arabie, un mouvement relatif décrochant sénestre, dû à la migration plus rapide vers le Nord de l'Inde. Ce mouvement est certainement transpressif, du moins à la fin du Crétacé, comme l'attestent l'emplacement d'ophiolites sur la marge est-omanaise (Gnos et al. 1997, Schreurs & Immenhauser 1999). Le lieu précis du mouvement décrochant est toutefois encore sujet à débat : a-t-il eu lieu le long de l'actuelle zone décrochante d'Owen (Whitmarsch 1979) ou directement le long de la marge est-omanaise (Mountain & Prell 1990) ? Dans le premier cas, le bassin d'Owen (Nord-Est de l'Arabie) est d'âge Jurassique-Crétacé (**Figure 16a**), dans le deuxième il est Crétacé-Tertiaire (**Figure 16b**).

Finalement, l'Inde se détache des Seychelles à 65 Ma avec l'initiation de la ride de Carlsberg, contemporanément de la mise en place des coulées volcaniques du Deccan (**Figure 17**). Entre 65 Ma et 53 Ma, l'Inde migre très rapidement vers le Nord avec des vitesses de l'ordre de 15 à 20 cm/an (Besse & Courtillot 1988, Patriat & Achache 1984). Vers 53 Ma intervient la collision Inde-Asie (Besse & Courtillot 1988, Patriat & Achache 1984) (**Figure 17**). Puis vers 45 Ma, la direction d'accrétion change de direction de N-S à N45°E (**Figure 17**).

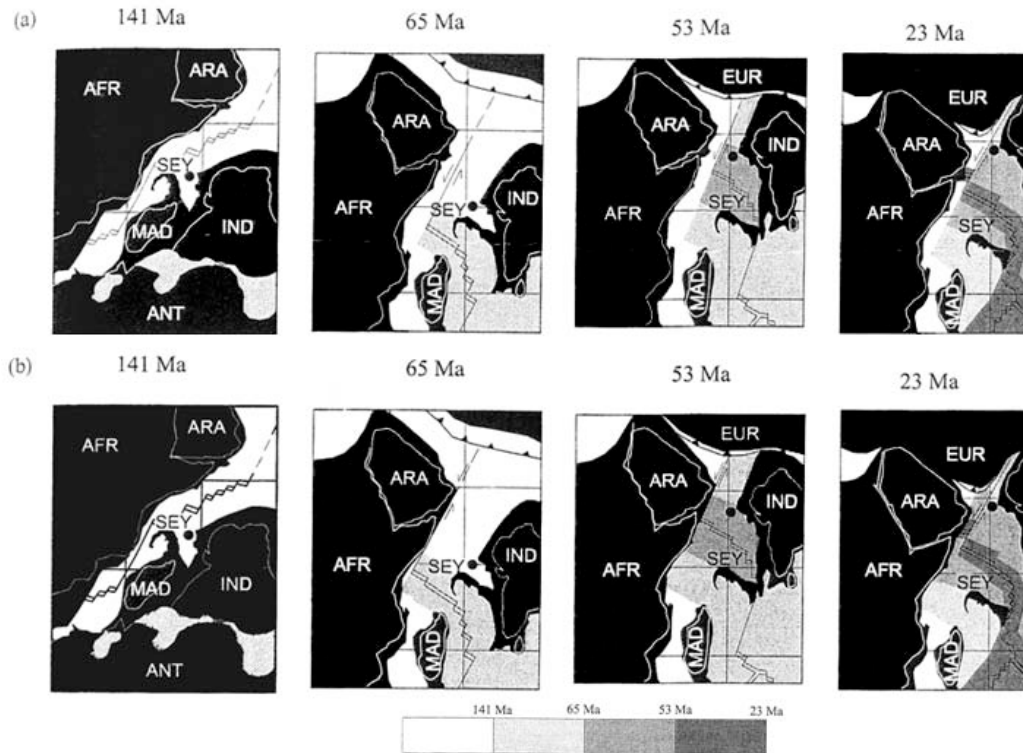


Figure 16 : Deux modèles différents d'ouverture du Nord-Ouest de l'océan Indien. Dans le modèle du haut (Whitmarsch 1979), l'océan indien s'étend jusqu'à la faille d'Owen. Dans le modèle du bas (Mountain & Prell 1990), il s'ouvre jusqu'à la marge arabe et le jeu de la faille d'Owen est plus tardif.

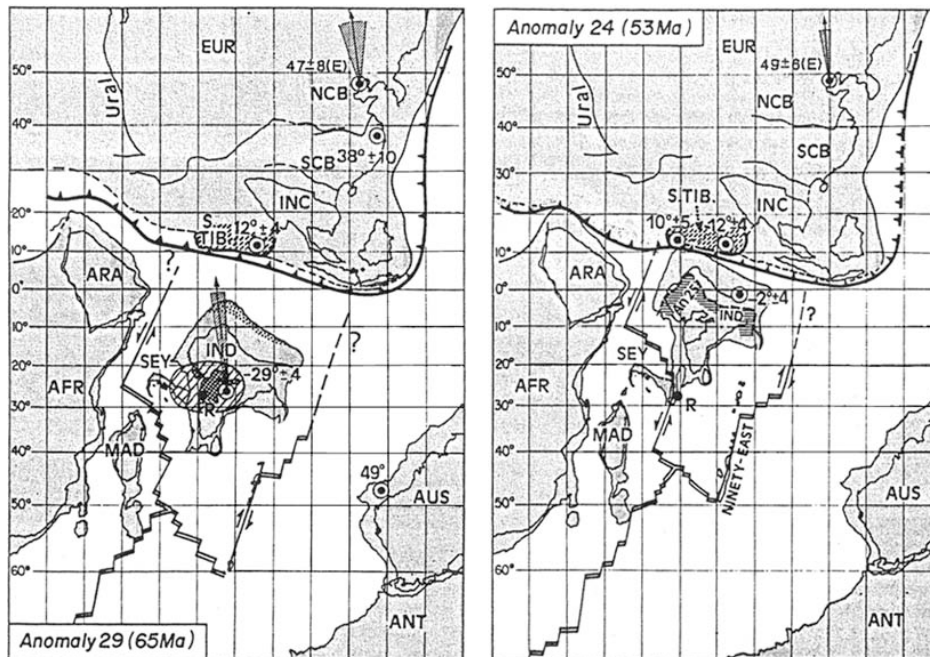


Figure 17 : Evolution de l'océan Indien au Paléogène (Besse & Courtillot 1988).

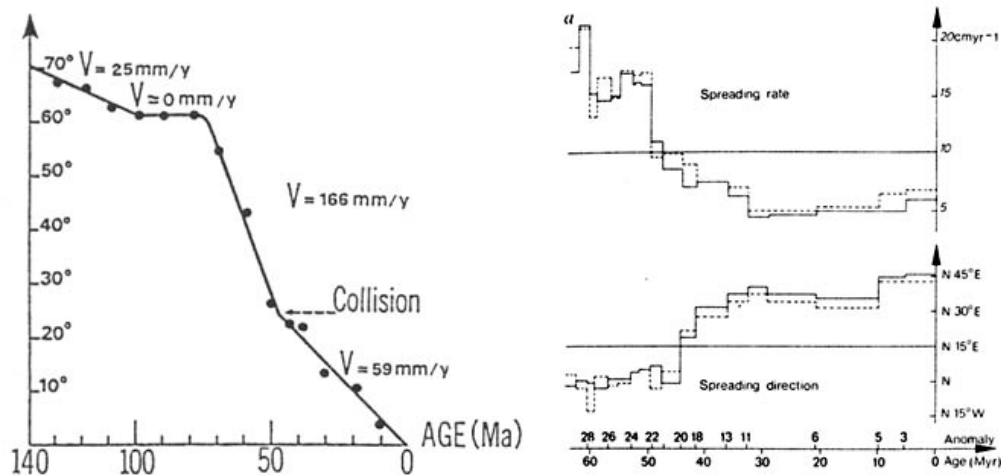


Figure 18 : Vitesse de la plaque Indienne (à gauche) (Besse & Courtillot 1988) et vitesse et direction d'ouverture de la dorsale indienne à droite (Patriat & Achache 1984). Vers 50 Ma, la plaque indienne et la dorsale ralentissent. Vers 45 Ma, l'ouverture de la dorsale change de direction.

D'un point de vue cinématique, la vitesse de convergence entre l'Inde et l'Eurasie est de 2,5 cm/an pendant le Crétacé Inférieur (**Figure 18**), puis nulle pendant le Crétacé Supérieur. La convergence accélère (avec une vitesse de l'ordre de 16 cm/an) vers 75 Ma jusqu'à la collision vers 50 Ma (Besse & Courtillot 1988), puis diminue et est constante à une vitesse de 6 cm/an jusqu'à l'actuel.

Depuis l'Oligo-Miocène, la zone d'Owen a un jeu dextre, l'Inde étant ralentie par sa collision effective avec l'Eurasie. Ce jeu est attesté par les dépôts miocènes (peut-être paléogènes) dans le fossé de Dalrimple (Edwards et al. 2000). L'histoire du bassin d'Owen est donc encore floue. La définition exacte de son histoire est pourtant importante pour la compréhension de l'ouverture du Golfe d'Aden, par l'éventuelle propagation de la dorsale Carlsberg dans le continent africain.

En effet, quand l'accrétion se met en place le long du rift d'Aden, la jonction Af(So)-Ar-In est un point triple de type FFR. Cette jonction triple est instable (**Figure 19**) et évolue alors en jonction RRR (Fournier et al. 2002). La jonction migre vers l'Ouest, développant une nouvelle ride de direction N75°E.

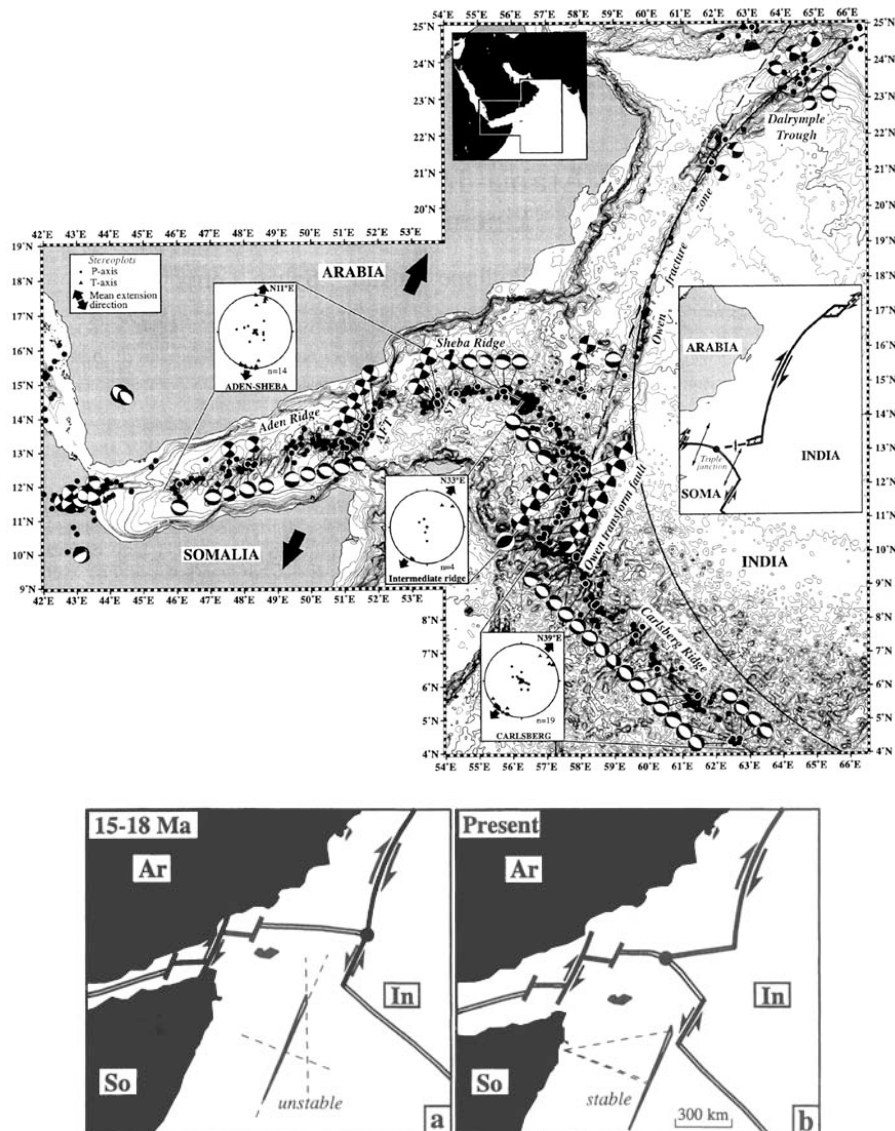


Figure 19 : Structure (en haut) et évolution du point triple Arabie-Inde-Somalie (Fournier et al. 2002). Le point triple ride-transformante-transformante instable vers 15 Ma évolue en point triple ride-ride-ride comme à l'actuel.

En résumé, la plaque indienne migrait très rapidement vers le Nord au Paléogène pendant l'ouverture de la dorsale indienne, laquelle semble se propager dans le Golfe d'Aden au Miocène. Cette propagation participe à la fragmentation du Gondwana. L'initiation des nouvelles frontières de plaques au Tertiaire liées à cette fragmentation est maintenant détaillée.

3.2 Individualisation de l'Arabie : frontières de plaque tertiaire

L'Arabie commence à se séparer de l'Afrique au début de l'Oligocène avec l'initiation des rifts afro-arabes (Mer Rouge et Golfe d'Aden) pour finalement s'individualiser au Miocène avec le début de l'accrétion au niveau des rifts continentaux. L'initiation et l'évolution des nouvelles frontières de

plaque tertiaires sont détaillées dans les parties suivantes (Golfe d'Aden, Golfe de Suez-Mer Rouge, Faille du Levant). Le point chaud des Afars et les rifts est-africains sont décrits brièvement car importants pour la compréhension de l'évolution de la plaque Arabe. Les frontières Nord (Bitlis-Zagros-Makran) et Est (zone de fracture d'Owen), ont été traitées dans la partie précédente, de par leur initiation plus ancienne.

3.2.1 Mer Rouge et Golfe de Suez

Le Golfe de Suez constitue actuellement la frontière pas, ou peu, active entre la plaque Afrique et le bloc Sinaï. La Mer Rouge (**Figure 20**) constitue la frontière entre l'Arabie et l'Afrique. La direction générale de ce système Golfe de Suez – Mer Rouge est environ N150°E.

Dans le Golfe de Suez, qui constituait le prolongement nord de la Mer Rouge à l'Oligo-Miocène, des basaltes sont datés vers 25 Ma (Patton et al. 1994), mais l'extension semble avoir commencé avant (Ghebread 1998). Dans le Nord de la Mer Rouge, des dykes et laves basaltiques sont enregistrées à l'Oligocène (Ghebread 1998) ; la base des sédiments syn-rifts est datée début Oligocène (34 Ma) et leur sommet est Miocène (14 Ma) (Bayer et al. 1988). Dans le sud de la Mer Rouge, le volcanisme semble s'initier avant le jeu des failles. Globalement, le rifting semble un peu plus précoce en Mer Rouge que dans le Golfe de Suez, ce qui suggère une propagation du Sud vers le Nord.

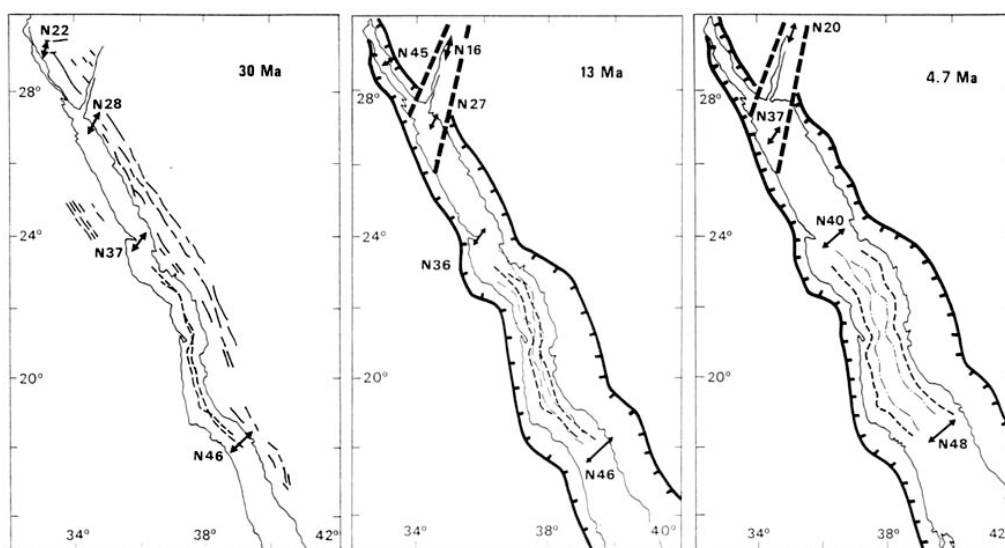


Figure 20 : Ouverture de la Mer Rouge (Le Pichon & Gaulier 1988).

L'accélération du rifting se produit à l'Aquitainien vers 23 Ma selon une direction d'extension inchangée, N30°E. Cette direction devient N60°E dans le Golfe de Suez, à la fin du Burdigalien (Lyberis 1988). Cette différence doit provenir du fait que les contraintes subissent un partitionnement dû au début de l'activité du Golfe d'Aqaba. Une subsidence importante (Moretti & Colletta 1987) due

au poids des sédiments, évaporitiques notamment, accumulés pendant cette période lui succèdent. A la fin du Miocène, le mouvement est totalement «transféré» du Golfe de Suez au système de failles décrochantes du Golfe d'Aqaba et du Levant (**Figure 20**).

La partie Nord de la Mer Rouge ne montre pas d'évidence d'accrétion océanique et peut représenter le stade final du rifting continental ; la partie centrale est interprétée en zone de transition (entre 20°N et 23°N). Enfin, la partie sud (entre 15°N et 20°N) est une zone de franche accrétion océanique (Cochran & Martinez 1988, Martinez & Cochran 1988, Roeser 1975).

Toutefois, la datation de l'initiation de l'accrétion est mal définie, estimée à 13 Ma par Le Pichon et Gaulier (1988) ou à 5 Ma (Martinez & Cochran 1988, Roeser 1975). L'accrétion a aussi été décomposée en deux phases une entre 30 et 15 Ma, l'autre depuis 5 Ma (Girdler & Styles 1974).

3.2.2 Zone de faille du Levant

Le mouvement décrochant sénestre le long de la zone de faille du Levant (**Figure 21**) est maintenant bien établi, et estimé d'une amplitude totale de 107 km (Quennel 1958). Ce déplacement horizontal est décomposé en deux phases : 62 km puis 45 km. Bayer et al. (1988) et Garfunkel (1981) montrent que le jeu commence au Miocène, à partir de 14 Ma, et contemporain de l'avortement du Golfe de Suez. La deuxième période a eu lieu durant le Plio-Pléistocène (Garfunkel 1981), ce qui suggère une vitesse moyenne de 8-9 mm/an. Cette vitesse, appliquée aux 107 km de déplacement total, indique une durée de 13 Ma environ, valeur qui est cohérente avec celle de Bayer et al. (1988) concernant l'initiation du mouvement (Le Pichon & Gaulier 1988). De plus, les vitesses dans le Nord de la mer Rouge sont aussi du même ordre (Le Pichon & Gaulier 1988). Ce calcul argumente en la faveur d'un début de l'accrétion en mer Rouge vers 13 Ma.

Au nord, la zone de faille du Levant se connecte à la zone de collision oblique, la zone de faille Est-Anatolienne, frontière entre l'Arabie et la Turquie active depuis la fin du Miocène (Lyberis et al. 1992).

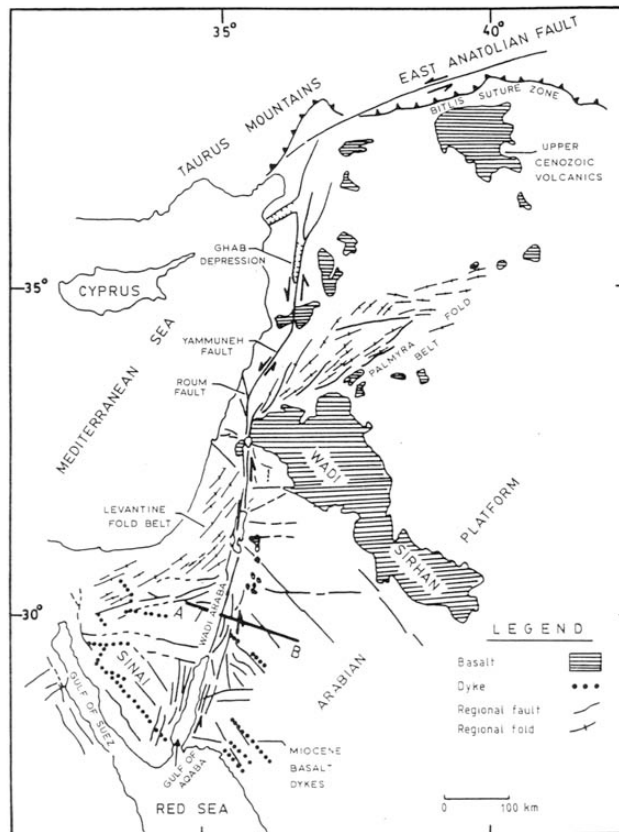


Figure 21 : Schéma structural de la zone décrochante du Levant (Mechie & El-Isa 1988).

3.2.3 La dépression des Afars et les rifts est-africains

Au niveau de la dépression des Afars, se « rejoignent » les dorsales du golfe d'Aden, de la Mer Rouge et le rift Ethiopien. Dans ce paragraphe, nous montrons les caractéristiques du point chaud des Afars, de la terminaison de la dorsale d'Aden, de la déformation au niveau de la dépression des Afars et de la branche éthiopienne des rifts est-africains.

Point chaud des Afars

Ce point chaud situé sous le plateau éthiopien et large de 1100km est considéré comme responsable du volcanisme et du soulèvement du plateau. Le panache se serait détaché de la limite noyau-manteau vers 60 Ma (**Figure 22**) (Schilling et al. 1992). Durant son ascension, son diamètre est de 700km et les premiers épisodes magmatiques se font sentir au Yémen vers 40-45 Ma jusqu'à 33 Ma (Davidson & Rex 1980, Ebinger et al. 1993, George et al. 1998, WoldeGabriel et al. 1991). Vers 30 Ma, le panache atteint la lithosphère africaine (Schilling et al. 1992, Zeyen et al. 1997) (**Figure 22**). Il devient alors plus large (plus de 1000km) produisant de l'underplating, des intrusions et de larges coulées. A ce moment, il se produit une augmentation de l'activité volcanique (Ebinger & Sleep 1998, Ebinger et

al. 2000, George et al. 1998, Hofmann 1997, Kenea et al. 2001). Les effets mécaniques de l'activité du point chaud seront développés dans le chapitre suivant.

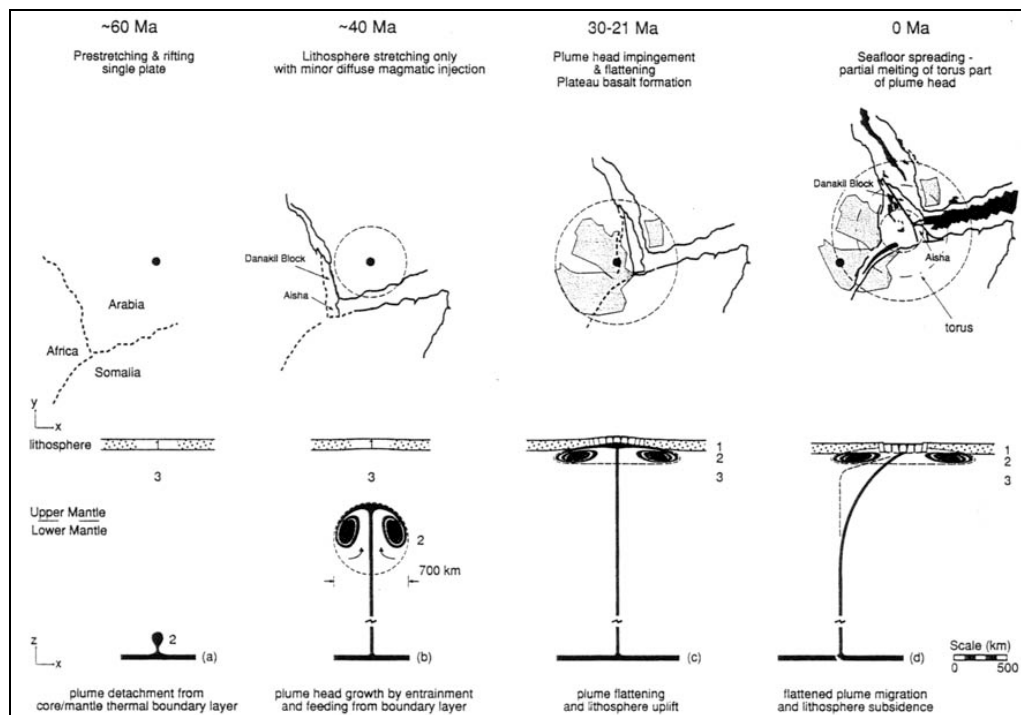


Figure 22 : Mise en place du point chaud des Afars. Le panache atteint la lithosphère vers 30 Ma (Schilling et al. 1992).

Déformation distribuée des Afars

La pénétration de la dorsale d'Aden dans le triangle des Afars se fait par le rift d'Asal-Goubbet (**Figure 23**) puis au Nord-Ouest dans le rift de Manda-Inakir (Courtilot 1980, Courtilot et al. 1984, Courtilot et al. 1980, Manighetti et al. 1998). De son côté, la Mer Rouge, ne se propage pas non plus dans le détroit de Bab El Mandeb, mais au Sud-Ouest dans les rifts Erta'Ale Alayta-Manda Hararo-Goba'ad (Manighetti et al. 2001b, Manighetti et al. 1998).

De ce fait, la partie Est du bloc Danakil migre vers le Nord, affecté d'une rotation anti-horaire. La zone située entre les propagations du Golfe d'Aden et de la Mer Rouge est affectée d'une rotation horaire. La déformation de cette zone peut être expliquée par un modèle de « bookshelf faulting » (Manighetti et al. 2001b, Tapponnier et al. 1990). Ce modèle décrit une déformation distribuée entre plusieurs blocs séparés par des failles normales senestres et une rotation horaire de la partie Sud-Est des Afars (Courtilot et al. 1984). Ce modèle implique une rotation presque uniforme à travers la zone alors que les travaux de restauration de Rouby et al. (1996) montre un taux de rotation et de déformation qui augmente depuis le Nord-Est vers le Sud-Ouest. Ces champs de déplacement, de rotation et de déformation sont mieux reproduits par les modèles de « crank arm » de Sichler et al. (1980) et Souriot et Brun (1992) ou de microplaque de Acton et Stein (1991).

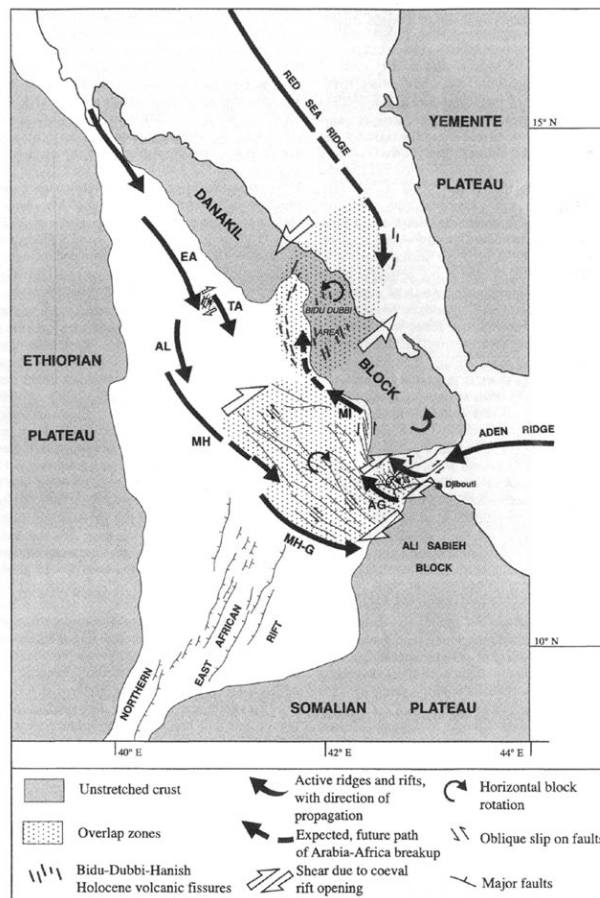


Figure 23 : Déformation et cinématique de la dépression des Afars (Manighetti et al. 2001b).

De plus, le calendrier des déformations et de la propagation de la déformation localisée (dorsale) est loin d'être une certitude et différents modèles sont proposés (Audin 1999, Audin et al. 2001, Courtillot 1982, Khanbari 2000, Manighetti et al. 1998). La déformation de cette zone est très complexe et n'est cependant pas l'objet de cette thèse.

Rifts Est Africains

La topographie du plateau éthiopien est élevée (2000 à 3000 m) et la croûte épaisse de 40 km. Tandis que sous les Afars la croûte ne fait plus que 20 km ce qui en fait une croûte qui a les caractéristiques sismiques d'une croûte intermédiaire océanique/continentale (Makris & Ginzburg 1987). Enfin, sous la Mer Rouge centrale, la croûte est épaisse de 10 à 15 km et clairement de nature océanique.

Des doutes subsistent quant à l'époque réelle d'initiation de l'extension en Afrique. Les premiers épisodes volcaniques sont datés en Ethiopie à 45 Ma (voir plus haut), mais aucun indice ne montre une extension contemporaine (Davidson & Rex 1980, Ebinger et al. 1993, George et al. 1998,

WoldeGabriel et al. 1991). L'extension semble commencer vers 25 Ma au Kenya (Morley et al. 1992) et plus tard vers 22 Ma en Ethiopie (Ebinger et al. 1993, George et al. 1998, WoldeGabriel et al. 1991). Pourtant d'après Courtillot et al. (1987), citant Baker et al. (1972) et Davidson et al. (1980), l'extension aurait commencé dès 40-48 Ma.

Des questions sont en suspens quant à l'origine de l'extension et sa période d'initiation. Les rifts Est-Africains sont souvent considérés par les auteurs cités comme résultant de l'activité du point chaud des Afars, d'origine donc active.

3.2.4 Le Golfe d'Aden

Le Dhofar, qui constitue la zone plus particulièrement étudiée (**Figure 24**), compose la partie orientale du Golfe d'Aden (partie Sud de l'Oman). Le Golfe d'Aden a enregistré toute ou partie des événements mésozoïques cités plus haut. Dans cette partie, nous reprenons les effets de ces événements ainsi que les événements tertiaires.

3.2.4.1 Sédimentation et structure

3.2.4.1.1 Séries anté-rift

L'étude de lignes sismiques autour de l'île de Socotra a montré que des structures fin Jurassique début Crétacé ont des directions E-W à N110°E (Birse et al. 1997). De nombreux bassins d'âge similaire se trouvent au Yémen (Beydoun et al. 1996, Birse et al. 1997, Bosence 1997, Khanbari 2000). Ces bassins sont dus à la séparation de l'Afrique et de Madagascar.

Une grande transgression atteint le Dhofar (Golfe d'Aden oriental) au Crétacé déposant les formations de Qishn, Kharfot et Dhalqut (**Figure 25**) (Platel & Roger 1989, Roger et al. 1989). Pendant la même période, au Yémen, une épaisse sédimentation clastique se met en place.

Une régression fin créacée provoque l'émersion du Dhofar pendant tout le Paléocène. Les épaisses séries éocènes principalement calcaires reposent en légère discordance sur le Maastrichtien supérieur (Formation Sharwayn). Le groupe Hadramaut épais de 1000 m (Eocène), comporte en particulier la formation calcaire Umm Er Radhuma épaisse de près de 500 m qui structure le Dhofar et constitue une grande partie des escarpements de failles majeures.

En revanche, au Paléocène-Eocène, dans le Golfe d'Aden occidental, au Yémen et en Somalie, la sédimentation est de type détritique à l'Ouest et passe à des calcaires à l'Est. L'influence continentale croit donc d'Ouest en Est. A la fin de l'Eocène, il y a un grand hiatus sédimentaire de 7 Ma dans cette partie du golfe, au Yémen, tandis qu'à l'extrême Est, une sédimentation marine est conservée (Watchorn et al. 1998), comme en Oman (Dhofar)

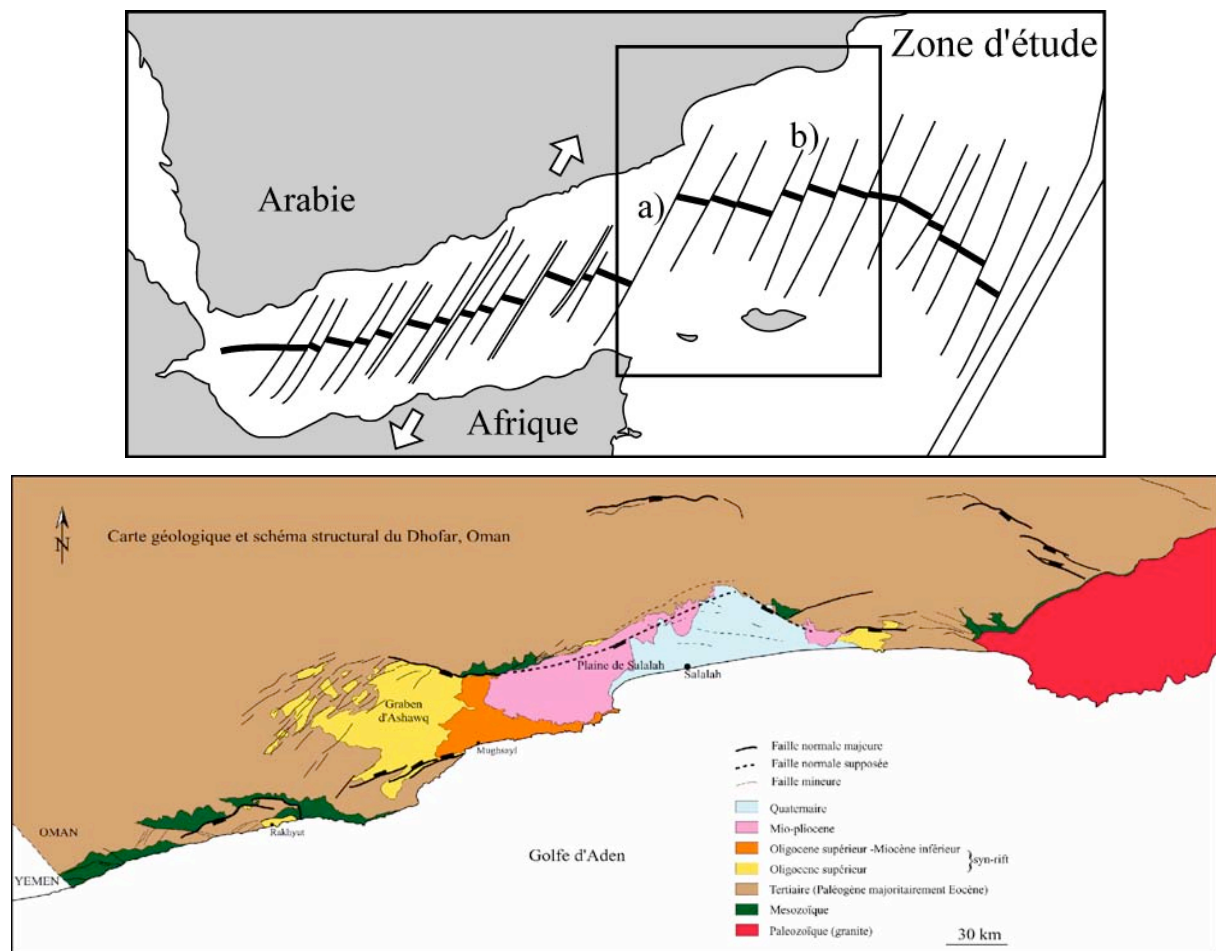


Figure 24 : Le Golfe d'Aden. En haut, structure schématique de la dorsale et des transformantes. La zone d'étude se situe dans la partie orientale du golfe, plus précisément entre les transformantes Alula Fartak a) et Socotra b). En bas, carte géologique de la zone d'étude (voir chapitre 2).

3.2.4.1.2 Séries syn-rift

Le groupe du Dhofar commence à l'Eocène supérieur (Priabonien) par une mince formation continentale (Zalumah) attestant de l'émersion de la région (Roger et al. 1989). Cette série, difficile à dater par son caractère continental, semble synchrone de l'extension. La formation marine d'Ashawq d'âge éocène terminal / oligocène inférieur montre une nouvelle transgression due à la subsidence contemporaine du début du rifting du Golfe d'Aden (vers 35 Ma). Cette sédimentation peut atteindre plusieurs centaines de mètres mais ne se limite qu'à certains bassins étroits.

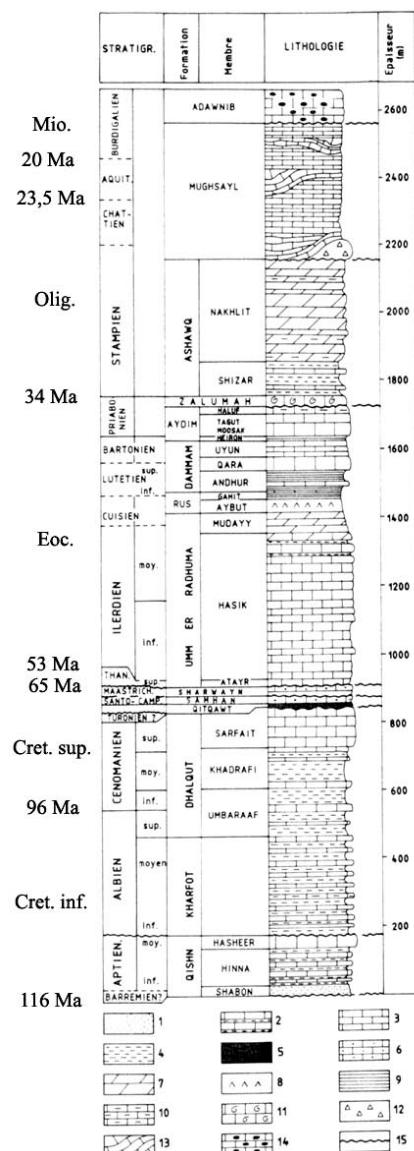


Figure 25 : Stratigraphie du Dhofar omanais depuis l’Aptien. Les formations oligo-miocènes d’Ashawq et Mughsayl sont syn-rift (Roger et al. 1989).

Au Yémen, une forte activité volcanique (28 à 26,5 Ma pour l’épisode magmatique majeur) se produit à l’Ouest, tandis qu’au centre c’est une sédimentation clastique. Enfin, à l’Est du Yémen, une sédimentation syn-rift, dont la base est datée du début de l’Oligocène (vers 35 Ma) (Watchorn et al. 1998), est très similaire à celle du Dhofar.

Puis en nette discordance, en Oman, la formation de Mughsayl constituée de dépôts turbiditiques épais (plus de 500m par endroits) est contemporaine de l’amplification du rifting de l’Oligocène inférieur au Miocène inférieur. Elle se caractérise par une succession d’événements turbiditiques témoignant certainement de l’instabilité due au jeu sur les failles bordières et la pente ainsi créée. Les bassins et les failles qui les contrôlent ont une direction variable de N70°E à E-W et N110°E et montrent souvent une forme sigmoïde. De par leur direction et celle globale du rift (N75°E), ils se

disposent en échelon le long de la marge. A l'Ouest du Yémen, de failles de direction N50°E et des dykes de directions N120°E à N140°E sont dus à la proximité du point chaud des Afars.

3.2.4.1.3 Séries post-rift

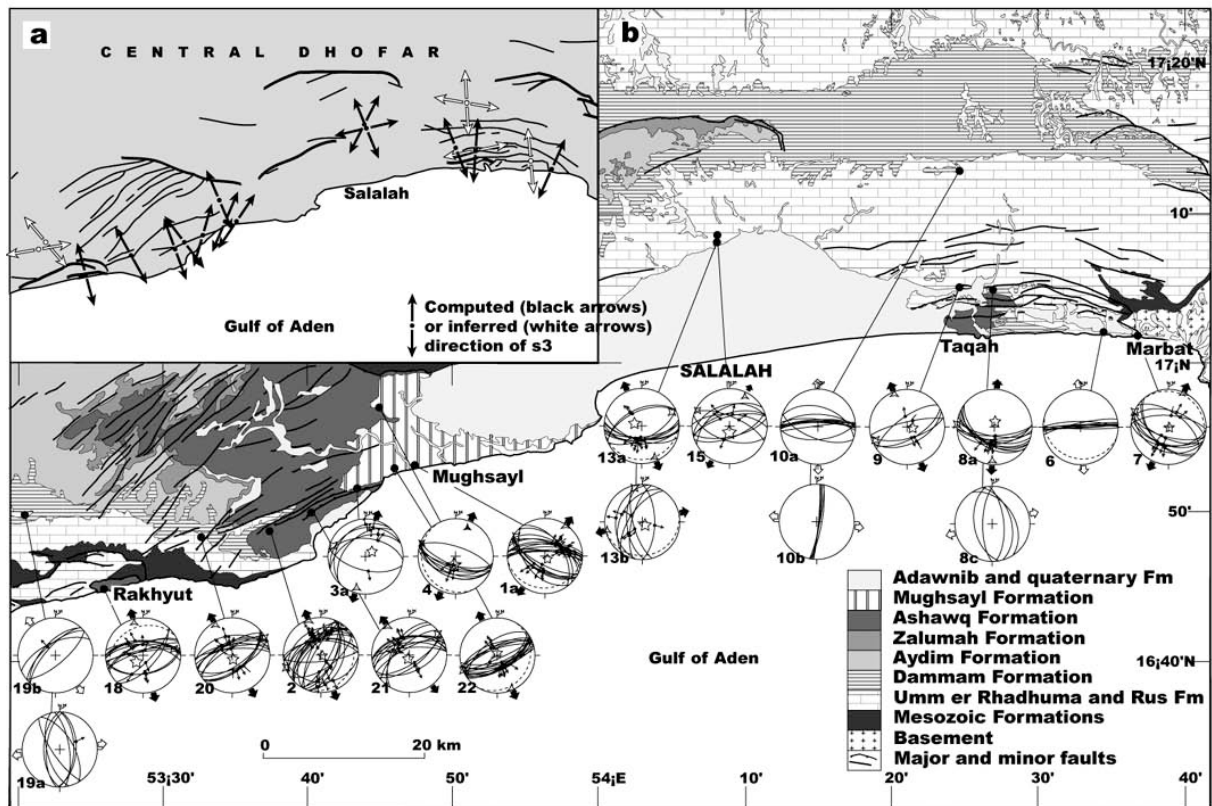
En Oman, au Miocène, une régression presque totale témoigne de la surrection finale de la marge. Toutefois, une dernière incursion marine permet le dépôt de la formation discordante post-rift d'Adawnib (Burdigalien 18 Ma) dans le Golfe d'Aden oriental (Roger et al. 1989). Au Yémen, la base des sédiments post-rift est datée entre 21,1 et 17,4 Ma (Watchorn et al. 1998).

3.2.4.2 Directions d'extension

Une étude des marqueurs microstructuraux (stries sur les plans de failles) a permis de calculer les directions principales des tenseurs de contraintes associés, en Oman (Lepvrier et al. 2002) et au Yémen (Huchon et al. 1991, Khanbari 2000).

Au Sultanat d'Oman (Golfe d'Aden oriental), deux directions majeures d'extension sont ainsi observées : N20°E et N160°E (Lepvrier et al. 2002) (**Figure 26**). Ces deux directions sont mesurées dans toute la pile sédimentaire tertiaire jusqu'au Miocène. Ces extensions correspondent presque systématiquement à des jeux normaux sur les failles.

Les deux directions d'extension N20°E et N160°E semblent appartenir à la même phase d'extension, le rifting Oligocène-Miocène. Il est assez difficile de donner une chronologie entre ces deux directions. Plus que deux directions bien distinctes, il s'agit en fait d'un faisceau de directions compris entre N160°E et N20°E. On trouve en effet quelques directions d'extension N-S (Lepvrier et al. 2002).



Stratigraphy			Azimuth(s) of s3 and s1	
			Extensional faulting	Strike-slip faulting
Oligocene to early Miocene	latest Rupelian to Burdigalian	MUGHSAYL Fm.	22 (syn-sedimentary) A, 4A (syn-sedimentary)	1B
early Oligocene	Rupelian	Nakhlit Mb. ASHAWQ Fm. Shizard Mb.	21, 2A, 3A', 18	3B, 3C
late Eocene	late Priabonien	ZALUMAH Fm.		12
middle to late Eocene	early Lutetian to Bartonian	DAMMAM Fm. (Qara Mb.)	8A, 8C	8B
early to middle Eocene	Cuisian to early Lutetian	RUS Fm.	19B, 10A	19A, 10B
late Paleocene to early Eocene	late Thanetian to early Cuisian	UMM ER RADHUMA Fm.	20, 9, 13A, 6, 15	13B
late Cretaceous	early Cenomanian (to Turonian ?)	DALQHUT Fm. (Sarfait Mb.)	7	

Figure 26 : Directions d'extension syn-rift en Oman (Lepvrier et al. 2002). On note une phase de direction moyenne N20°E, une autre de direction N160°E. Le tableau montre les terrains où les directions d'extension sont mesurées. (les flèches noires indiquent les directions calculées, les flèches blanches les directions estimées)

Au Yémen, d'Ouest en Est, dans quatre bassins différents, la fracturation montre (Huchon et al. 1991, Khanbari 2000):

- Dans la région d'Aden-Taiz (**Figure 27**), trois régimes extensifs sont mesurés dans les coulées volcaniques tertiaires et les sédiments crétacés:
 - une extension E/W correspond à un jeu normal sur les structures N-S à NNW-SSE qui coïncident avec la mise en place des coulées, ce qui permet de la dater entre 30 et 22 Ma (datation K/Ar), à l'Oligocène. Cette extension est expliquée par l'influence, à cette époque, de l'extension au niveau de la future Mer Rouge.
 - une extension N20°E à N45°E correspondant au jeu normal sur les structures N110°E à N145°E.
 - une extension N-S à N160°E correspond au jeu normal des failles E-W à N70°E, et au jeu oblique sur les failles N110°E et N145°E. D'après le jeu oblique sur ces dernières failles, l'extension N-S à N160°E est probablement postérieure à l'extension N20°E.
 - une extension N50°E postérieure à la mise en place des coulées car responsable de leur fracturation et de leur basculement. Elle a probablement démarré vers 18 Ma, âge du plus récent échantillon volcanique récolté par Huchon et al. (1991)

Des arguments de chronologie relative permettent d'organiser ces phases dans le temps. Ces arguments sont essentiellement des chronologies entre stries sur un même plan de faille. Les extensions N20°E et N160°E (postérieures à l'extension E-W et antérieures à l'extension N50°E) ont lieu entre 22 et 18 Ma, au Miocène inférieur. D'après le même type d'arguments, la phase N20°E précède la N160°E, bien qu'il existe des intermédiaires entre ces deux directions d'extension.

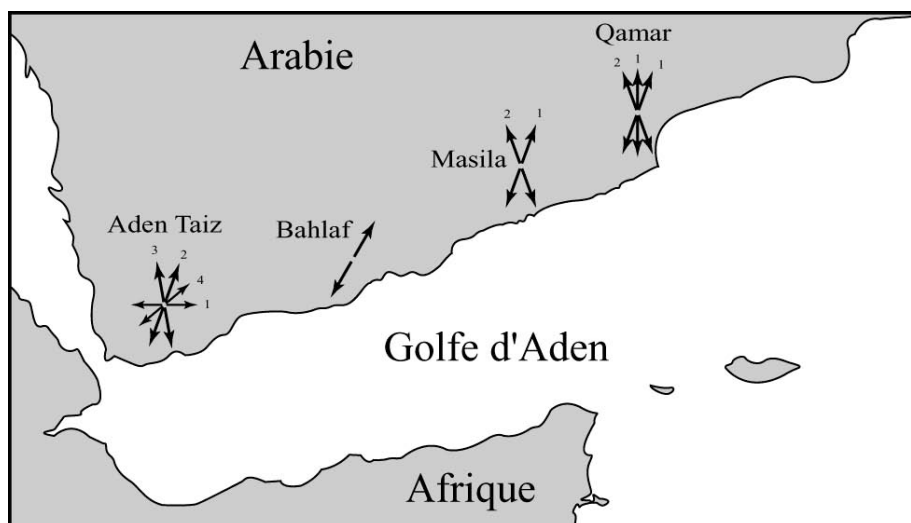


Figure 27 : Carte de la partie occidentale du Golfe d'Aden, au large du Yémen et de la Somalie avec les directions d'extension calculées.

- Dans la région de Bahlaf (**Figure 27**), la principale extension mesurée est de direction N30°E. D'après l'âge des terrains affectés, elle est datée post-Eocène. Elle correspond à l'activation des failles orientées E-W à N160°E. D'autres extensions (N45°E, N-S, N150°E) sont mesurées. Mais les failles en attestant sont peu nombreuses et ne peuvent garantir leur caractère régional.
- Dans le bassin de Masila (**Figure 27**), deux phases d'extension post-Eocène (d'après l'âge des terrains affectés) sont mesurées. L'une est de direction N20-30°E qui correspond au jeu normal de failles N110°E, l'autre de direction N160°E correspondant au rejeu oblique des failles N110°E et à des jeux normaux sur des failles N70°E. L'extension N20°E semble précéder l'extension N160°E.
- Dans le bassin de Qamar (**Figure 27**), trois directions majeures d'extension sont mesurées. Ce sont les directions N20°E, N-S et N160°E, qui affectent la région à partir de la fin de l'Eocène. De nombreuses failles E-W à N110°E montrent des jeux obliques indiquant une extension N160°E. De plus, différentes stries ont été observées sur le même plan de faille: sur un plan de faille E-W, des stries obliques attestant de l'extension N160°E recoupent les stries normales. L'extension N160°E serait donc postérieure aux extensions N-S/N20°E. A l'Est de ce bassin, les résultats sont moins clairs, des extensions N45°E et N135°E sont observées sans argument de chronologie évident.

Ces travaux montrent que plusieurs extensions majeures ont affecté le Yémen et l'Oman depuis la fin de l'Eocène: une extension E-W, une extension N20°E et une extension N160°E, une extension N50°E (au Yémen seulement). Toutefois, excepté à l'Ouest du Yémen où l'influence du point chaud des Afars et du point triple Afrique-Arabie-Somalie est importante, on note deux extensions principales: une extension N20°E puis une extension N160°E. Nous considérons cette chronologie comme point de départ pour l'étude des déformations en Oman, où les chronologies sont difficiles à établir. Toutefois, nous garderons en tête que ces deux extensions se succèdent dans un intervalle de temps réduit et que des directions d'extension intermédiaires ont été mesurées.

3.2.4.3 La dorsale d'Aden

Pour compléter cette synthèse sur le Golfe d'Aden, il faut décrire les caractéristiques de la dorsale d'Aden. Topographiquement, la dorsale évolue d'Est en Ouest. La profondeur de la dorsale et du plancher océanique décroît depuis l'Est vers l'Ouest. Qualitativement, cela provient du fait que la

dorsale est plus jeune à l'Ouest. A l'Est (Est de Alula Fartak), le début de l'accrétion est daté à 17,6 Ma (An 5D) (d'Acremont et al. 2002, d'Acremont et al. in prep, Leroy et al. in prep). Immédiatement à l'Ouest de Alula Fartak, le début de l'accrétion est daté vers 16 Ma (An 5C) (Khanbari 2000), tandis qu'il est daté à 10 Ma (An 5) immédiatement à l'Est de la transformante de Shukra El-Sheik (Khanbari 2000). Enfin, A l'Ouest de Shukra El-Sheik, l'accrétion est datée à 3,5 Ma (An 2) environ (Audin 1999).

Structurellement, sa segmentation change aussi significativement. A l'Est (Est de la transformante Alula Fartak à 52°E), elle est peu segmentée et continue. La direction de la dorsale est donc celle de segments qui la constituent. Elle change cependant d'orientation de N140°E entre les longitudes 55°30E et 57°E à N75°E entre les longitudes 46°E et 55°30E.

A l'Ouest (Ouest de la transformante Alula Fartak à 52°E), la dorsale est plus segmentée. La direction moyenne de la dorsale est N75°E, tandis que les segments de dorsale sont N110°E. Cette segmentation s'exprime par des failles transformantes dans l'Est de cette zone, et par des vallées axiales sigmoïdes dans l'Ouest.

Enfin, à l'extrême Ouest (Ouest de la transformante Shukra El Sheik vers 45°E), la dorsale change de direction (E-W). Elle est de plus linéaire et peu segmentée dans cette zone.

Plus généralement, à l'Est, la dorsale est segmentée mais décalée par des failles transformantes et est composée majoritairement de failles perpendiculaires à la direction d'écartement des plaques (environ N25°E). A l'Ouest, il y a moins de grandes failles transformantes, des structures sigmoïdes sont observables et des failles parallèles à l'axe de la dorsale sont présentes.

La dorsale d'Aden ne se connecte pas à la Mer Rouge via le détroit de Bab El Mandeb mais continue vers les Afars (Manighetti et al. 1997). L'extrémité Ouest de la dorsale est une zone de transition avec un rifting continental (**Figure 28**).

Dans la zone océanique, la direction de la dorsale est approximativement E-W. Vers l'Ouest, la dorsale passe progressivement à un rift continental comme le montrent les données de gravimétrie (Hébert et al. 2001). Une zone de transition est observée, intermédiaire entre une lithosphère océanique et continentale (Dauteuil et al. 2001, Hébert et al. 2001). La largeur de la zone déformée croît vers l'Ouest, indiquant un approfondissement de la limite cassant-ductile (de 6 à 16 km), compatible avec la transition vers un système continental (Dauteuil et al. 2001). Les caractéristiques des failles de la dorsale océanique traduisent directement l'obliquité de l'écartement (Dauteuil et al. 2001).

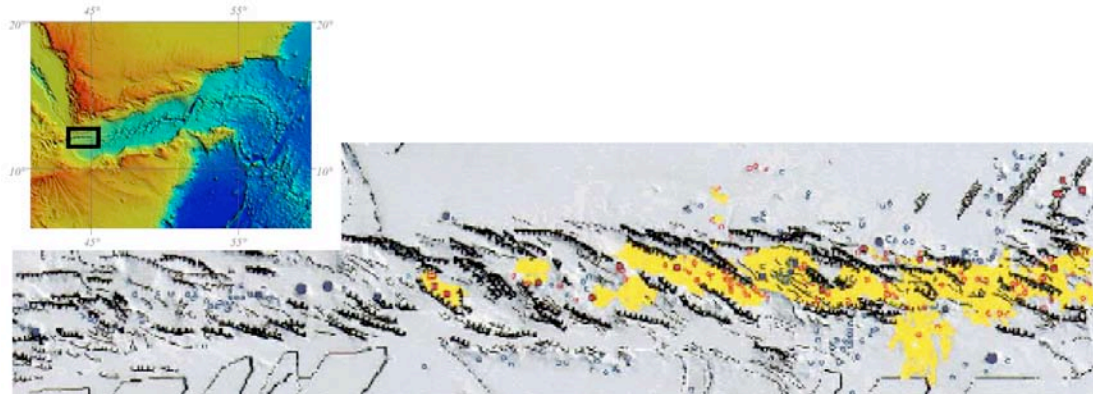


Figure 28 : Détail de la dorsale d'Aden dans la partie occidentale du Golfe (Dauteuil et al. 2001). La déformation de la dorsale est caractéristique d'une accretion oblique. L'axe de la dorsale est N70°E à E/W. Le réseau de failles indique une direction d'écartement N37°E +/-10°, direction en accord avec les estimations cinématiques indépendantes.

3.2.5. Synthèse

La **Figure 29** synthétise les événements tectoniques tertiaires précédemment détaillés. La collision s'initie vers 40 Ma dans le Bitlis, et plus tardivement vers 20 Ma dans le Zagros. L'extension s'initie vers 35 Ma dans le Golfe d'Aden, et un peu plus tardivement en Mer Rouge. Le pic d'activité au niveau du point chaud des Afars est enregistré vers 30 Ma, bien qu'une activité soit tout de même présente depuis 45 Ma. La zone décrochante du Levant s'initie vers 13 Ma. La zone décrochante d'Owen s'initie probablement pendant le Miocène, mais les incertitudes sont grandes.

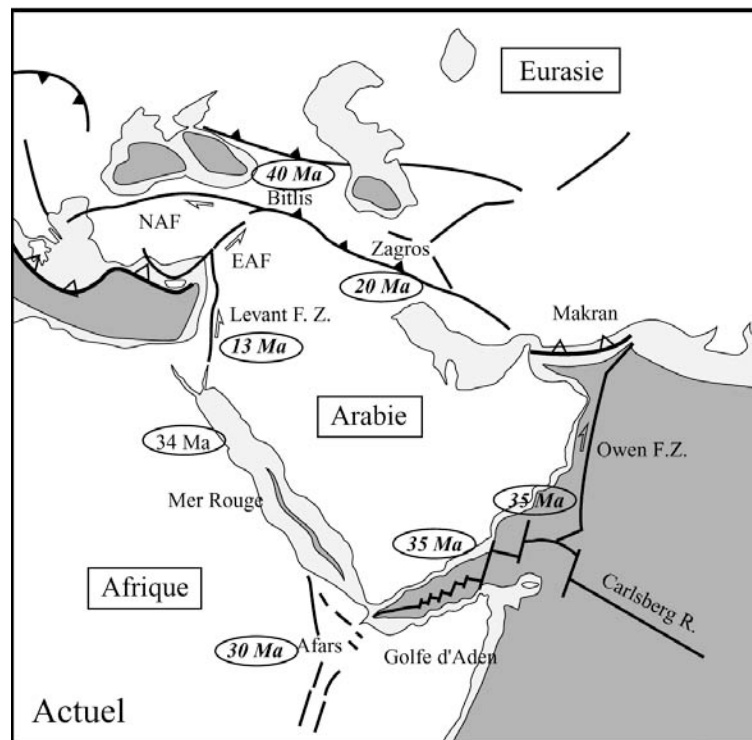


Figure 29 : Synthèse des événements tectoniques Tertiaire dans la zone Arabie.

3.3 Modèles de séparation de la plaque Arabe et d'ouverture du Golfe d'Aden

Un des premiers modèles d'évolution de la plaque arabe est celui de Courtilot et al. (1987). Ils décrivent une histoire en deux temps (**Figure 30**). Le rifting continental aurait commencé à l'Eocène au niveau des rifts est-africains, se propageant en Mer Rouge et dans le Golfe de Suez à l'Oligocène. Vers 20 Ma, l'extension commence dans le Golfe d'Aden et se propage vers le point chaud des Afars.

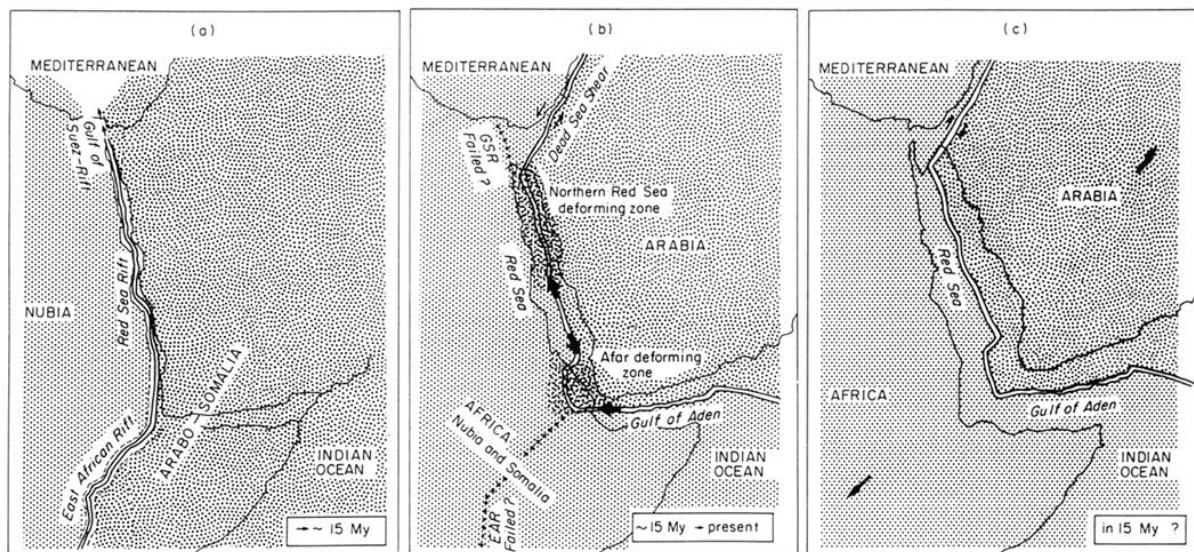


Figure 30 : Modèle de séparation Arabie-Afrique (Courtilot et al. 1987). L'extension s'initie en Mer Rouge et dans les rifts est-africains, puis se localise dans le Golfe d'Aden et en Mer Rouge.

Girdler et Styles (1991, 1974) ont proposé une histoire différente où l'extension a commencé dans le Golfe d'Aden oriental à l'Eocène, se propageant en Mer Rouge début Oligocène. Le rift avorte dans le Golfe de Suez où il ne peut se propager plus au Nord ; un cisaillement s'initie au niveau du Golfe d'Aqaba au début du Miocène et se propage vers la Mer Morte.

En accord avec les arguments stratigraphiques dans le Nord de la Mer Rouge Bayer et al. (1988), Courtilot et al. (1987) et Le Pichon et Gaulier (1988) proposent que le mouvement soit transféré du Golfe de Suez au Golfe d'Aqaba vers 14-15 Ma, au milieu du Miocène. A cette période (13Ma), l'accrétion commence en Mer Rouge selon Le Pichon et Gaulier (1988).

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). 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).

Dans le Nord de la Mer Rouge, les traces de fission de l'apatite enregistrent un soulèvement durant le Miocène (Bohannon & Eittreim 1991). L'extension semble donc avoir précédé le soulèvement tout du moins dans la partie centrale et septentrionale de la Mer Rouge, tandis qu'au Sud, les traces de fission montre un soulèvement précoce à l'extension.

Ces données montrent que, du moins le long d'une partie des rifts, le rifting est de type passif. A proximité du point chaud des Afars, il semble que celui-ci a grandement participé à l'évolution des déformations par une composante active au rifting.

Beaucoup de travaux, dont récemment Manighetti et al. (1997), considèrent que les rifts Afro-Arabes soient dus à une traction liée au plongement de la lithosphère téthysienne sous l'Eurasie (**Figure 31**). Dans leur modèle, ces contraintes extensives permettent la propagation de la dorsale Carlsberg dans le continent africain en direction du point singulier formé par le coude des rifts Mer Rouge et est-africains, au niveau du point chaud des Afars.

Jolivet et Faccenna (2000) ont précisé ce rôle de la subduction sous l'Eurasie en suggérant que celui-ci soit d'autant plus effectif que l'Afrique est bloquée au Nord de l'Arabie par la collision (**Figure 32**).

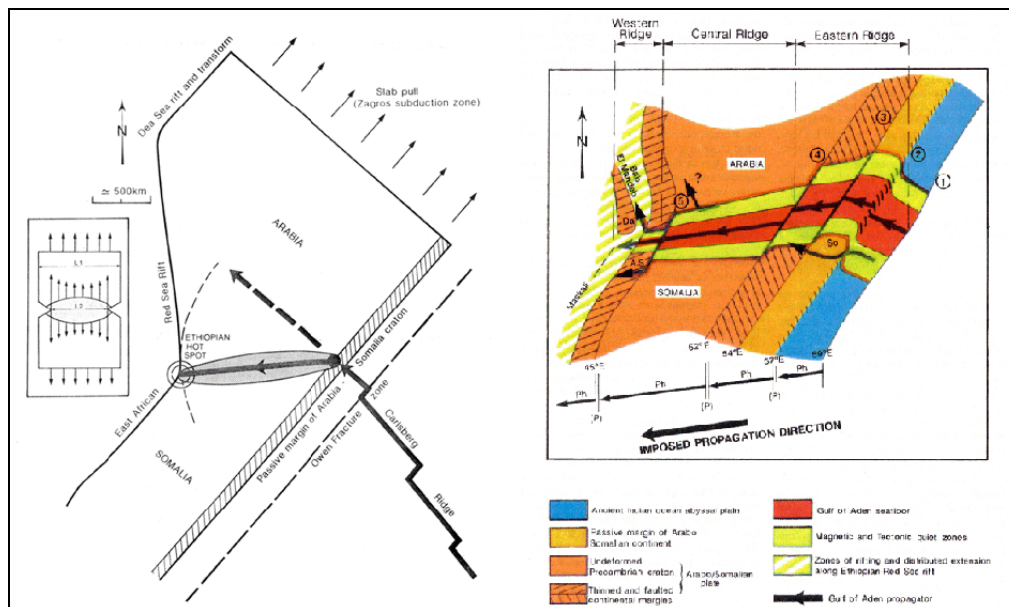


Figure 31 : Modèle d'ouverture du Golfe d'aden (Manighetti et al. 1997). La dorsale Carlsberg se propage dans le continent arabe, attirée par le point chaud des Afars.

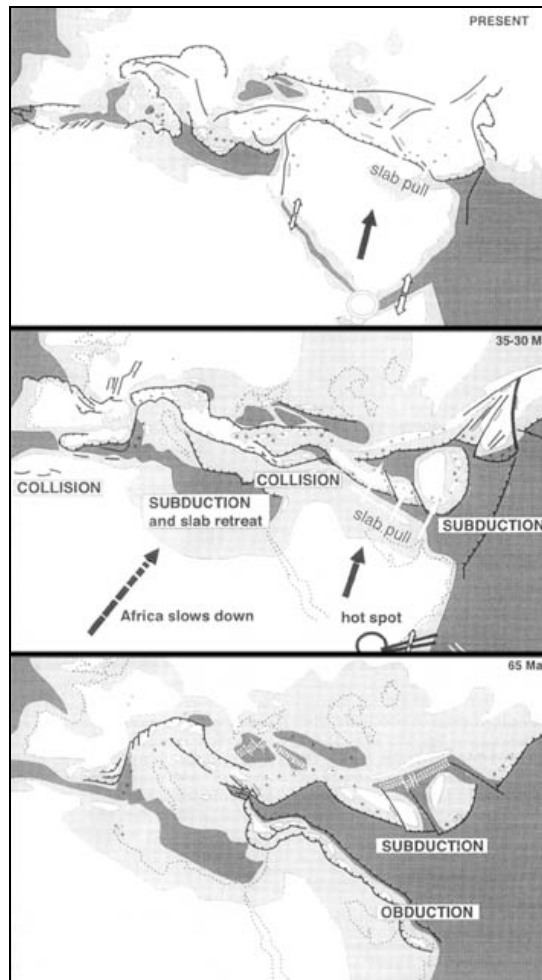


Figure 32 : Modèle d'individualisation de la plaque Arabe (Jolivet & Faccenna 2000). La Téthys subducte sous l'Eurasie jusqu'à l'Oligocène. A ce moment, le slab pull est plus important à l'est qu'à l'Ouest à cause de la collision en Turquie. Cette variation de traction crée les déformations intraplaques.

Plus localement, et dans le cadre de ces modèles d'individualisation de la plaque Arabe, divers modèles ont été proposés pour l'ouverture du Golfe d'Aden et sont repris dans la partie suivante.

3.4.1 Ouverture du Golfe d'Aden par rifting oblique

Les bassins le long du Golfe d'Aden sont disposés en échelon (**Figure 33**), séparés par des hauts structuraux. Ces hauts structuraux semblent être situés au niveau de l'extension à terre des failles transformantes du Golfe (Fantozzi & Sgavetti 1998). Ces hauts structuraux sont considérés comme des zones de transfert, à l'origine des failles transformantes de la dorsale. Les bassins sont le lieu d'une extension croissante qui mène à la formation de centres d'accrétion qui évoluent en dorsale (Fantozzi & Sgavetti 1998) (**Figure 33**). Ces résultats semblent impliquer un modèle de rifting oblique où l'extension se produit oblique à une discontinuité lithosphérique.

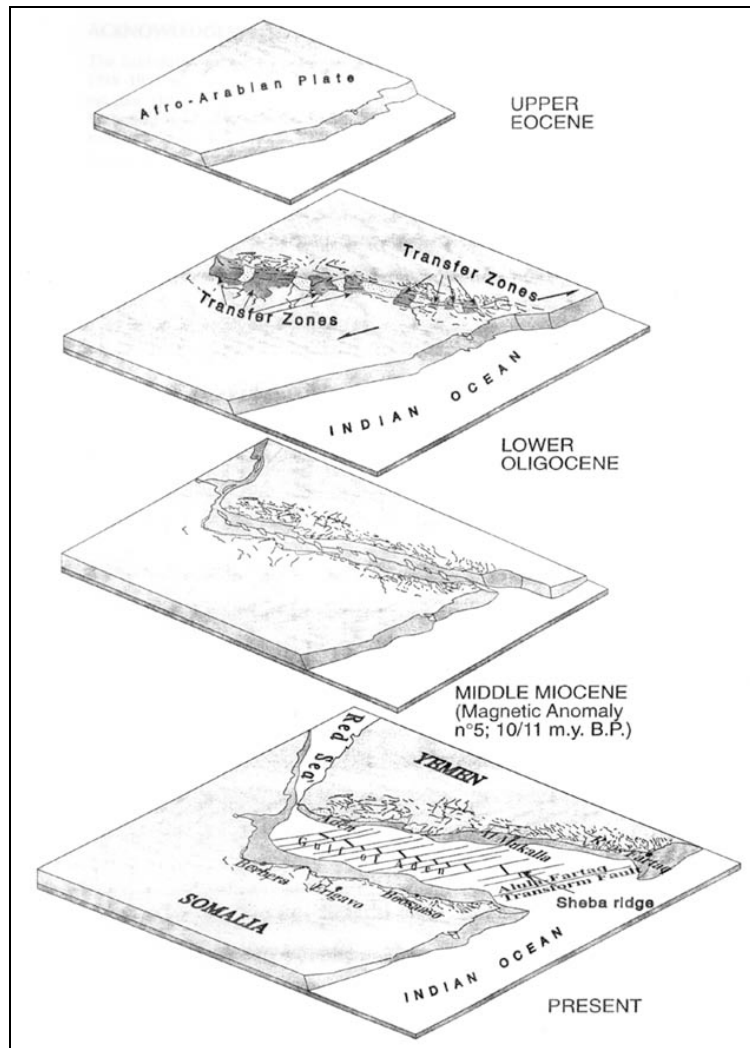


Figure 33 : Modèle d'ouverture du Golfe d'Aden occidental (Fantozzi & Sgavetti 1998).

De telles discontinuités sont peu décrites dans le Golfe d'Aden, excepté par Berhe (1986) et Katz (1987). Cette zone de faiblesse pourrait aussi provenir de la trace d'un point chaud dans la lithosphère (Morgan 1983) se déplaçant au-dessus du point chaud (point chaud des Comores entre 180 et 120 Ma). La présence d'une faiblesse préexistante de même direction que le Golfe d'Aden est donc hypothétique. Toutefois, la géométrie du réseau de failles du Golfe d'Aden est assez similaire à celui produit par un rifting oblique (Fantozzi & Sgavetti 1998, Lepvrier et al. 2002). Divers auteurs (Clifton et al. 2000, McClay & White 1995, Tron & Brun 1991, Withjack & Jamison 1986) ont étudié le développement de failles au-dessus d'une discontinuité de vitesse jouant en transtension (leurs travaux sont détaillés plus loin). Ils montrent que l'angle entre la discontinuité basale et la direction de divergence a un rôle prédominant quant à la géométrie et la cinématique des failles normales.

3.4.2 Propagation de la dorsale Carlsberg dans le Golfe d'Aden

Deux modèles rendent compte de la formation du Golfe d'Aden par la propagation de la dorsale Carlsberg vers le point chaud des Afars.

D'après Khanbari (2000), l'extension N20°E, parallèle à la direction d'ouverture du Golfe d'Aden, réactive, pendant le rifting, des bassins mésozoïques disposés en échelon. Le rift se propage, en direction des Afars, suivant une direction N75°E. L'extension N160°E est due aux contraintes générées à l'extrémité de la fente de tension lithosphérique (**Figure 34**). Une fente de tension génère ces extrémités des contraintes extensives perpendiculaires à sa direction de propagation. La phase d'extension N160°E est alors tardi syn-rift et contemporaine de l'ouverture océanique systématiquement plus à l'Est de la zone considérée.

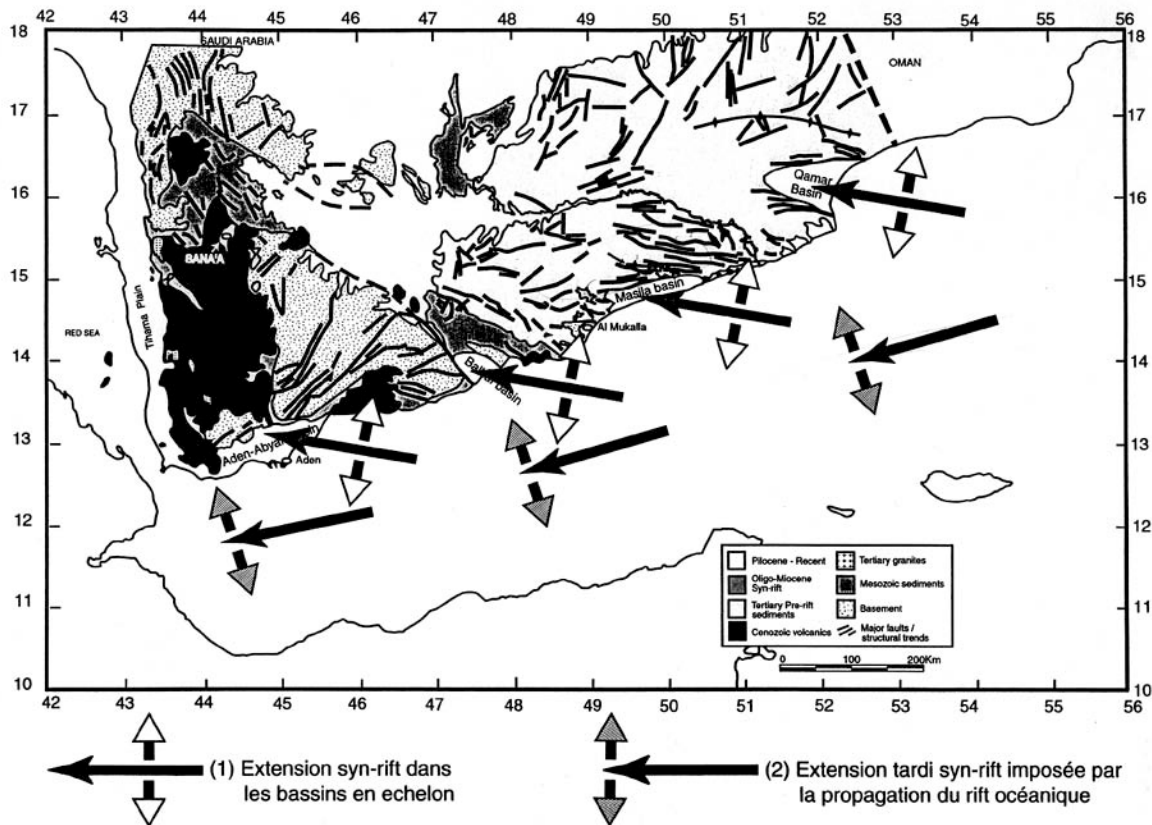


Figure 34 : Modèle d'ouverture du Golfe d'Aden occidental (Khanbari 2000).

Manighetti et al. (1997) a repris le modèle de Courtillet et al. (1987), en détaillant le développement du Golfe d'Aden. Le rift du Golfe d'Aden est donc considéré comme une propagation de la dorsale Carlsberg depuis l'Est vers le point chaud des Afars (Cochran 1981, Courtillet et al. 1980). Manighetti et al. (1997) contraignent cette propagation par deux types de données : les

caractéristiques de la ride d'Aden et la largeur du Golfe. La ride orientale est caractéristique d'une ride lente mature (relief, vallée axiale, failles normales ...) montrant une évolution d'Est en Ouest. Vers l'Ouest, le plancher océanique et la vallée axiale deviennent moins profonds, les reliefs tectoniques moins marqués. Des mesures de la largeur du Golfe d'Aden (**Figure 35**) semblent montrer une propagation rapide (entre 10 et 15 cm/an) de l'extrémité du rift, interrompue par des poses au niveau des transformantes majeures (4 Ma au niveau de Alula Fartak et 13 Ma au niveau de Shukra El Sheik).

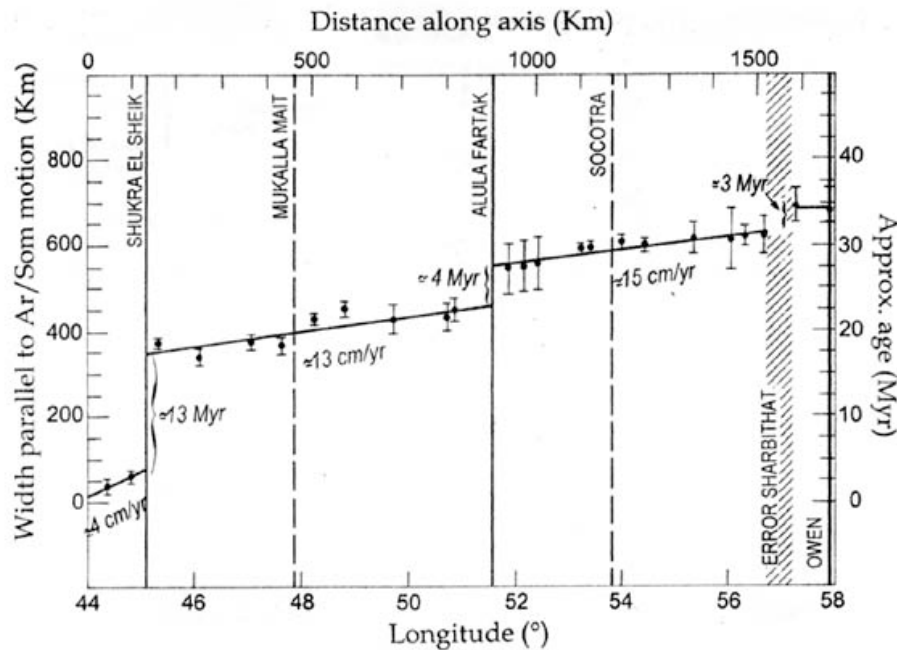


Figure 35 : Géométrie du Golfe d'Aden (Manighetti et al. 1997). La largeur du Golfe augmente d'Ouest en Est continûment sauf au niveau des failles transformantes où la largeur augmente brutalement.

Cette propagation ne semble pas avoir suivi de direction de faiblesse lithosphérique préexistante. La direction et la propagation du Golfe d'Aden sont dues à la combinaison de forces motrices des plaques (ici la traction du panneau plongeant sous l'Iran) et de la géométrie particulière des plaques Afrique-Somalie (Courtillot et al. 1987, Manighetti 1993, Manighetti et al. 1997). Vers 30 Ma, la ride de Carlsberg fonctionne à l'Est et à l'Ouest, le point chaud des Afars commence son activité significative. A cause de la traction exercée par la subduction de la Téthys sous le Zagros, la dorsale Carlsberg se propage en direction du coude fait par les rifts Mer Rouge et Est-Africains, et du point chaud.

Les anomalies magnétiques suggèrent effectivement que le plancher océanique est plus vieux à l'Est du Golfe qu'à l'Ouest. Ceci démontrerait que l'accrétion s'est propagée ; cela ne montre pas que le rifting s'est propagé. Un des problèmes est qu'il n'y a pas d'argument pour affirmer que la Mer Rouge est active avant le Golfe d'Aden, et que son intersection avec les rifts est-africains joue le rôle de point singulier dans la lithosphère. De plus, la largeur du Golfe (**Figure 35**) est une mesure peu

fiable. Une diminution de cette largeur n'implique pas nécessairement une propagation. La différence de largeur peut être due à une façon différente d'accommoder la déformation, à des taux de sédimentation variable ou bien due au fait que l'on se rapproche du pôle de rotation, et donc que la vitesse d'ouverture diminue.

De cette synthèse sur la plaque Arabe et sur le Golfe d'Aden, il ressort que le cadre géodynamique et l'histoire géologique de chaque frontière de plaque sont assez bien contraints. Toutefois, il subsiste des problèmes quant à l'interprétation de l'interaction entre les différentes frontières de plaques d'une part et quant à l'interprétation des structures extensives en termes de géométrie de la déformation. Ces problèmes sont le fil directeur de cette thèse, ils sont explicités dans la partie suivante.

4. Synthèse et problématique

Cette synthèse des différentes frontières de la plaque arabe permet de contraindre le cadre géodynamique au moment de son individualisation. La collision Arabie-Eurasie débute à l'Eocène en Turquie suite à la fermeture de la Téthys et progresse en Iran durant le Miocène (**Figure 36**). A l'Oligocène, s'initient les rifts de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden. Enfin, l'Arabie s'individualise par accréation océanique au niveau de ces bassins au Miocène.

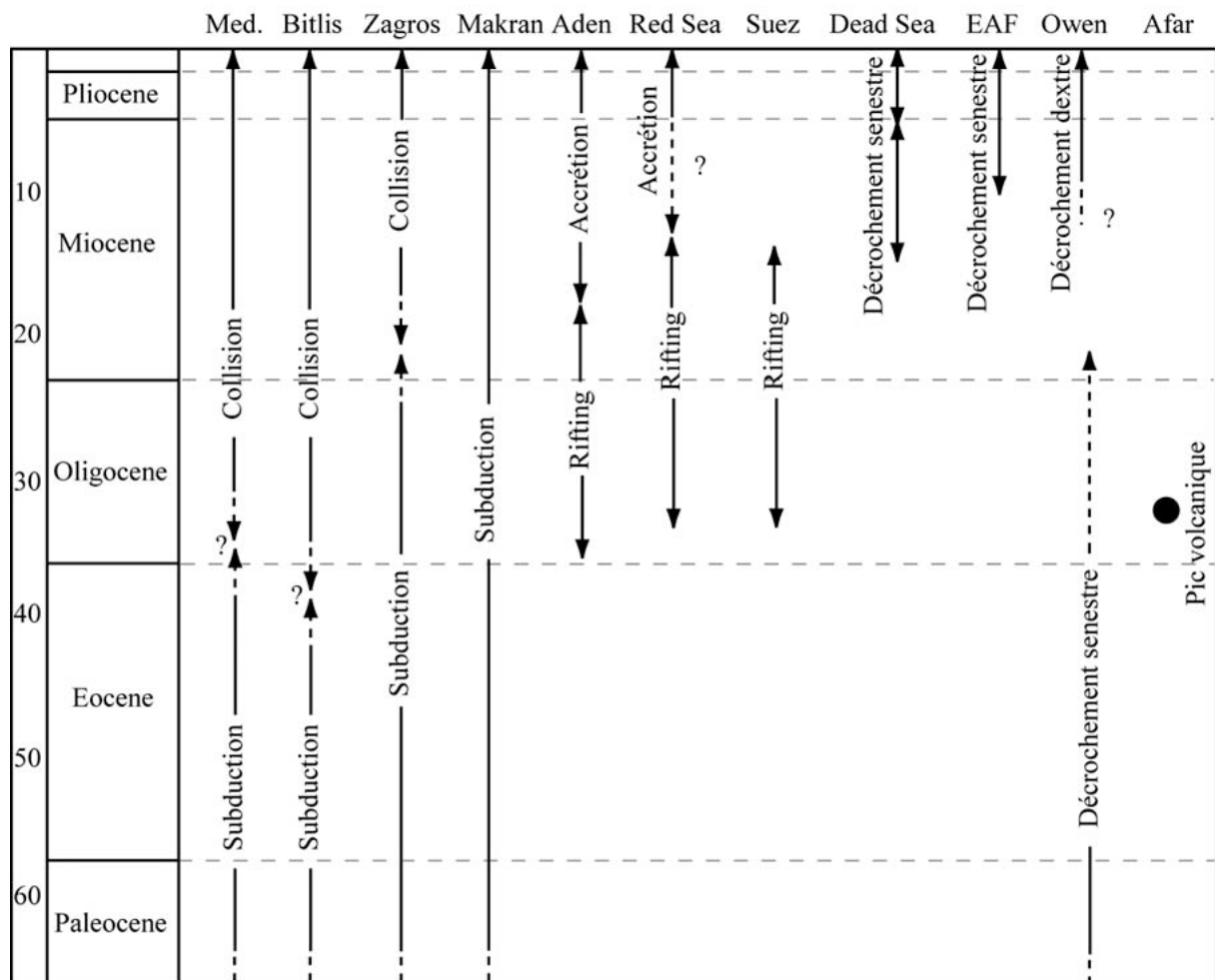


Figure 36 : Tableau synthétique des événements tectoniques au Moyen Orient pendant le Tertiaire (Références données tout au long du chapitre)

Toutefois, un certain nombre de questions se posent quant à l'effet de divers paramètres sur la naissance de la plaque Arabe en général et sur la déformation des marges du Golfe d'Aden en particulier.

Comment se caractérise précisément la segmentation de la marge omanaise ?

La synthèse faite dans ce chapitre permet de définir les grands traits structuraux de la marge omanaise. Les marges du Golfe d'Aden sont de direction globale N75°E. La déformation de ces marges est caractérisée par des directions variables de failles normales majeures dont les orientations passent de N70°E à E-W jusqu'à N110°E (**Figure 37**) et qui sont disposées en échelon le long de la marge témoignant d'une segmentation importante. Toutefois, la géométrie de la déformation a pu être précisée à l'occasion d'une mission de terrain et d'une campagne géophysique marine qui ont été menées dans le Golfe d'Aden. Les résultats sont détaillés dans le **chapitre 2**.

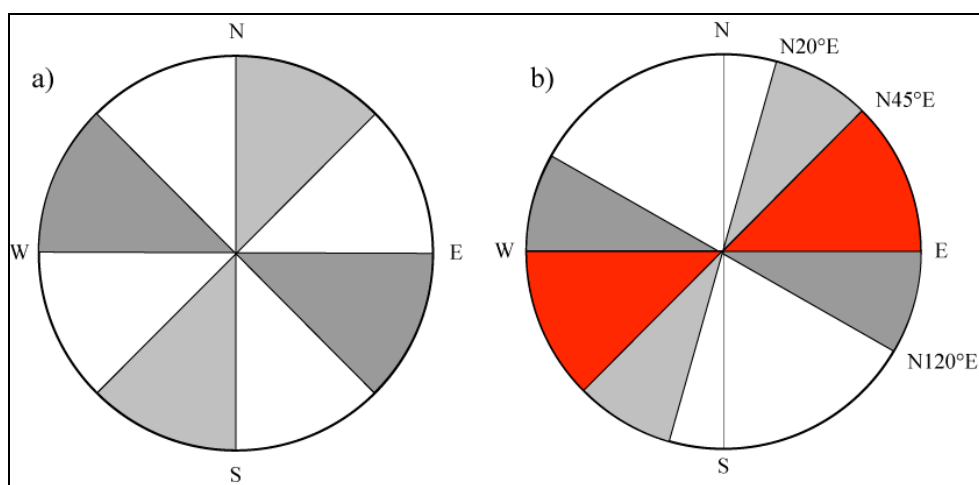


Figure 37 : Synthèse des failles normales. a) discontinuités crustales préexistantes et b) failles observées dans le Golfe d'Aden (orientale notamment). Le cadran rouge souligne les failles à priori néoformées.

Les modèles classiques de propagation de failles et de réseaux de failles issus de la littérature sont présentés dans le **chapitre 3**. Cette synthèse est complétée par une étude de l'influence des niveaux visqueux sur la croissance des réseaux de failles à la fin du chapitre. Toutefois, ces modèles n'expliquent que très partiellement la géométrie du réseau de failles du Golfe d'Aden. Pour expliquer les géométries observées, plusieurs questions peuvent être posées.

Quelle est l'influence des structures préexistantes crustales sur la déformation des marges et quelle géométrie leur réactivation peut-elle provoquer ?

Des structures, principalement de direction N-S à N45°E et E-W à N140°E (**Figure 37**), sont héritées d'épisodes tectoniques antérieurs (partie 1.1). Il s'agit de savoir, si les structures héritées sont réactivées, comment elles influencent la géométrie du réseau de failles. Par exemple, une extension N160°E peut réactiver obliquement les failles N110°E. Des éléments de réponses seront apportés dans le **chapitre 4** à partir de modèles analogiques.

A quoi est due cette segmentation de la marge et de la déformation ?

La segmentation semble clairement liée à l'obliquité du rift N75°E par rapport à la direction d'extension Oligo-Miocène N20°E (similaire à la direction moyenne d'ouverture actuelle N25°E) (**Figure 38**). De même, la segmentation de la dorsale est reliée à l'obliquité de sa direction globale par rapport à la direction d'écartement des plaques.

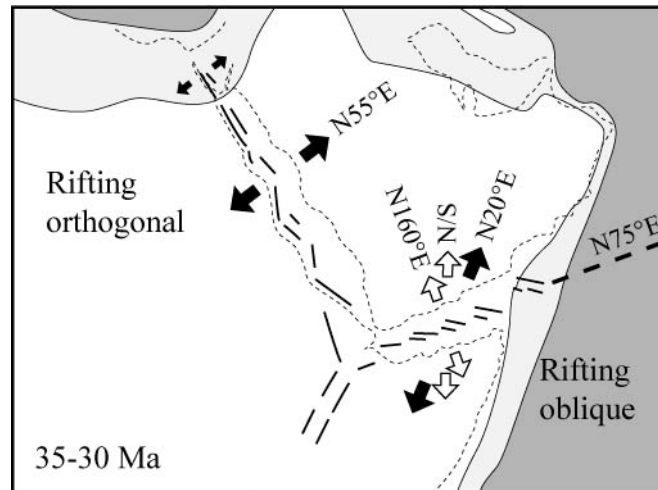


Figure 38 : Cinématique des rifts d'Aden et de la Mer Rouge. La Mer Rouge s'ouvre de manière orthogonale ; le Golfe d'Aden s'ouvre de manière oblique. Les directions d'extensions y sont variables entre N20°E et N160°E.

Toutefois, l'origine de cette obliquité reste mal connue. Divers modèles ont été suggérés pour expliquer cette obliquité.

La géométrie du réseau de failles des marges du Golfe d'Aden est, sous certains aspects, assez similaire à celle produite lors d'un rifting oblique, sensu Tron & Brun (1991), comme cela a été montré dans ce chapitre. Cette hypothèse implique la présence d'une discontinuité lithosphérique préexistante de direction N75°E (**Figure 39**). Une telle zone de faiblesse ne semble pas avoir existé, bien que Berhe (1986) ait soumis l'idée que le rifting ait pu être guidé par une ancienne zone de failles ENE-WSW, l'Ambo-Bonga trend.

La géométrie des rifts Afro-Arabes suggère une influence forte du point chaud des Afars. Il est classiquement proposé que le Golfe d'Aden s'est formé par propagation de la dorsale Carlsberg dans le continent africain vers le point chaud (voir ce chapitre) (**Figure 39**), ce qui expliquerait alors son obliquité par rapport à la direction d'ouverture. Cependant peu d'évidences stratigraphiques (dépôts syn-rift) semblent totalement confirmer cette hypothèse.

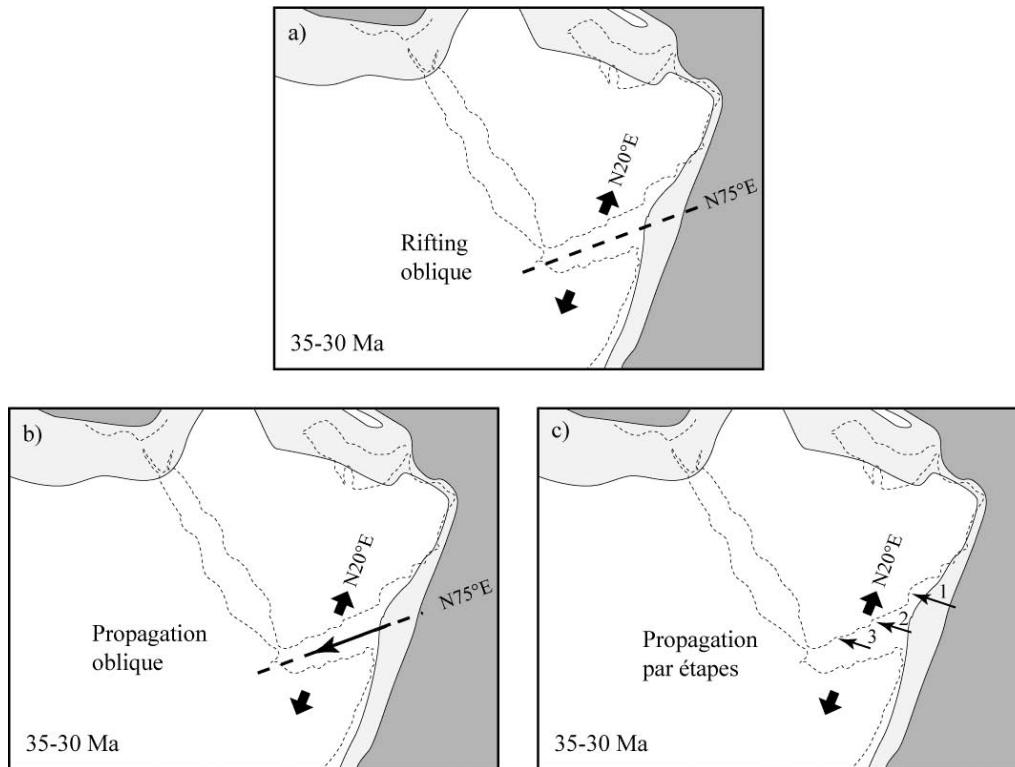


Figure 39 : Modèles d'ouverture du Golfe d'Aden. a) par rifting qui implique une discontinuité lithosphérique préexistante. b) et c) par propagation depuis l'Est vers l'Ouest en direction du point chaud.

Enfin il a été suggéré que la géométrie du continent africain au moment de sa collision avec l'Eurasie puisse avoir joué un rôle (Jolivet & Faccenna 2000). Cette observation nous amène donc à la question suivante.

Quelle est l'influence des conditions aux limites dues à la convergence et la collision continentale Arabie-Afrique/Eurasie au niveau du Bitlis-Zagros à partir de l'Oligocène ?

La frontière Nord est de la plaque arabe est une frontière en convergence qui se caractérise une collision au niveau du Zagros et une subduction au niveau du Makran. Il y a donc une variation des conditions aux limites le long de cette frontière. Vers 30-35 Ma (**Figure 40**), l'Arabie était en collision avec l'Eurasie au Nord au niveau de la Turquie, tandis qu'à l'Est la subduction est encore active sous l'Iran. L'influence de cette frontière de plaque et des forces qu'elle génère sera étudiée à partir de modèles analogiques du système lithosphère manteau dans le **chapitre 5**.

L'influence du point chaud (**Figure 40**) sera aussi discutée et testée dans la limite de la méthode expérimentale qui ne permet pas (encore) la prise en compte des phénomènes thermiques.

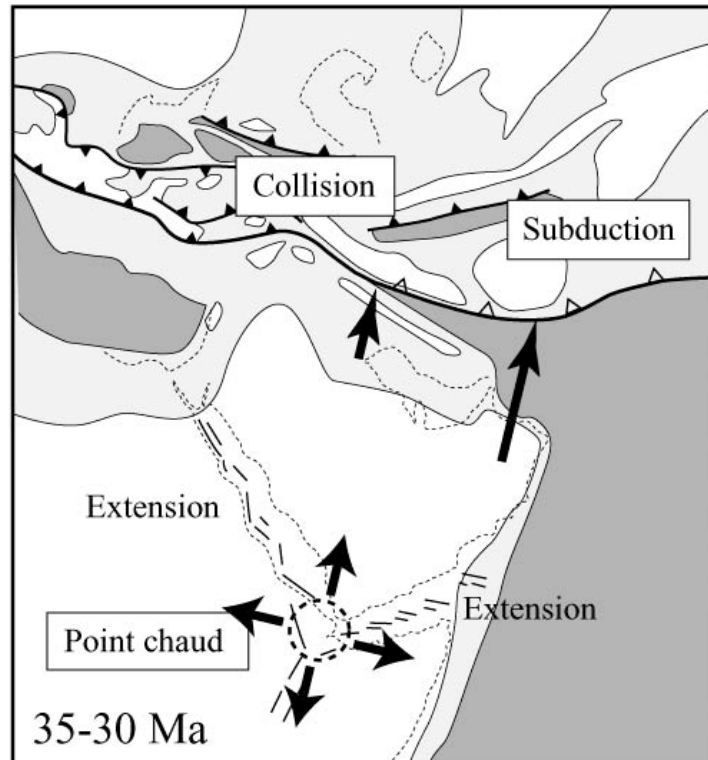


Figure 40 : Conditions aux limites du système à 35 Ma. Au Nord, La frontière de plaque est en collision à l'Est et en subduction à l'Ouest. Au sud, l'extension s'initie à la même période.

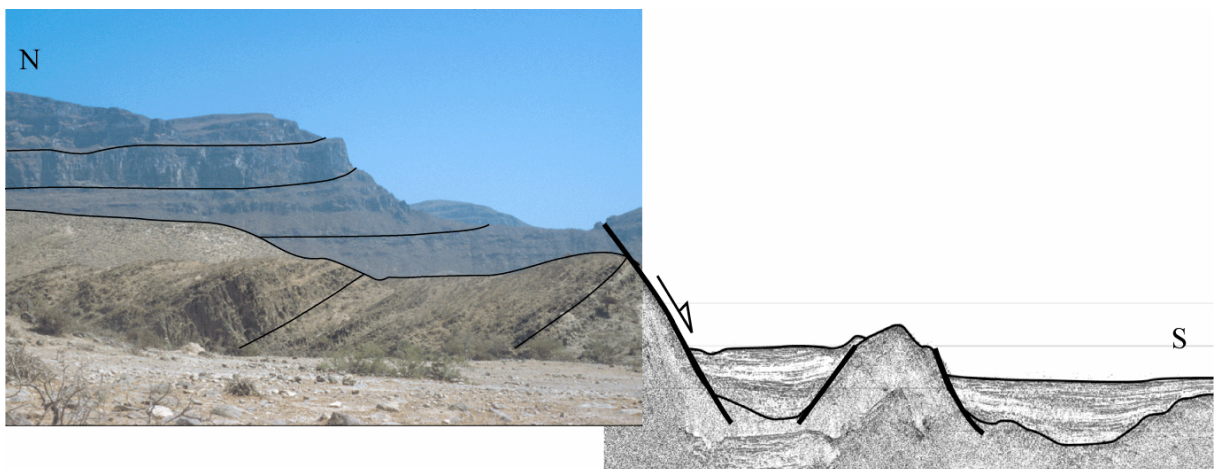
Les travaux, présentés ici et détaillés dans les chapitres suivants, seront synthétisés en conclusion de cette thèse. Ils contribuent à caractériser et expliquer la géométrie et l'évolution structurale des marges du Golfe d'Aden à différentes échelles et l'évolution de la plaque Arabe.

CHAPITRE 2

LE GOLFE D'ADEN :

MISSION DE TERRAIN, CAMPAGNE EN MER

1. Etude de terrain, marges continentales émergées
 - 2 Campagne géophysique, marges continentales immergées
 3. Synthèse et introduction aux travaux de modélisation
-



1. Etudes de terrain, marges continentales émergées

Les résultats décrits dans cette partie proviennent d'une mission de terrain dans le Sud du Sultanat d'Oman qui fait suite à une mission menée dans la même zone et publiée par Lepvrier et al. (2002). Comme décrit précédemment, la marge à terre est constituée de plusieurs bassins en échelon. Nous avons concentré notre étude sur l'un de ces bassins, l'ensemble graben d'Ashawq/plaine de Salalah (**Figure 41**), situé dans la partie Ouest de la marge omanaise. Ce bassin constitue la presque totalité de la partie de marge étudiée.

1.1 Structure

La carte géologique de la région, les images satellites (**Figure 42**) et la mission de terrain ont permis de construire le schéma structural de la **Figure 41**. Le bassin Ashawq-Salalah est pratiquement le seul endroit de la marge étudié où le syn-rift affleure. Il est surmonté par les dépôts post-rift et quaternaires.

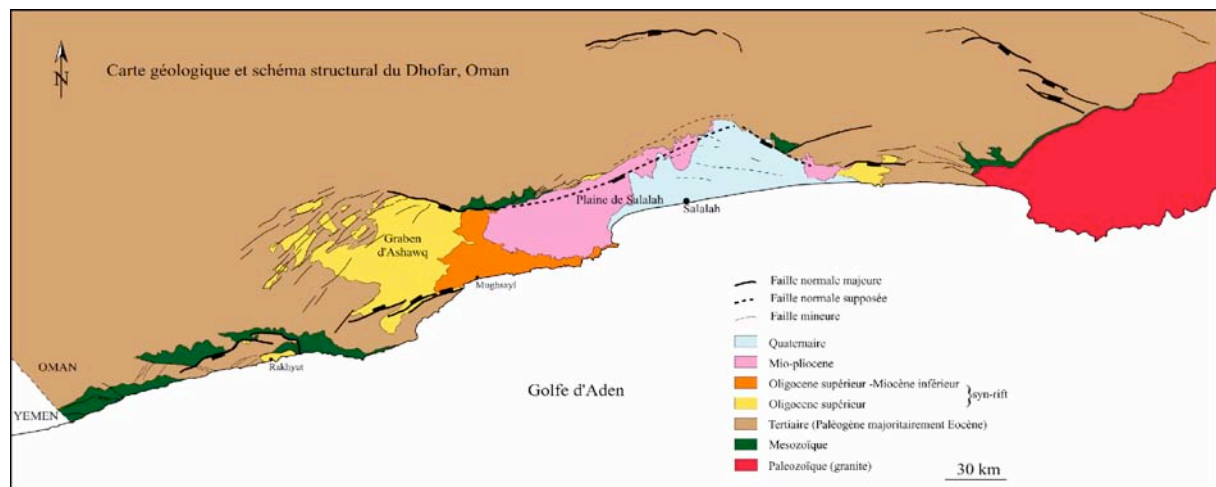


Figure 41 : Carte géologique et structurale du Sud-Ouest du Dhofar omanais, modifié de la carte géologique d'après la mission de terrain et les images satellites.

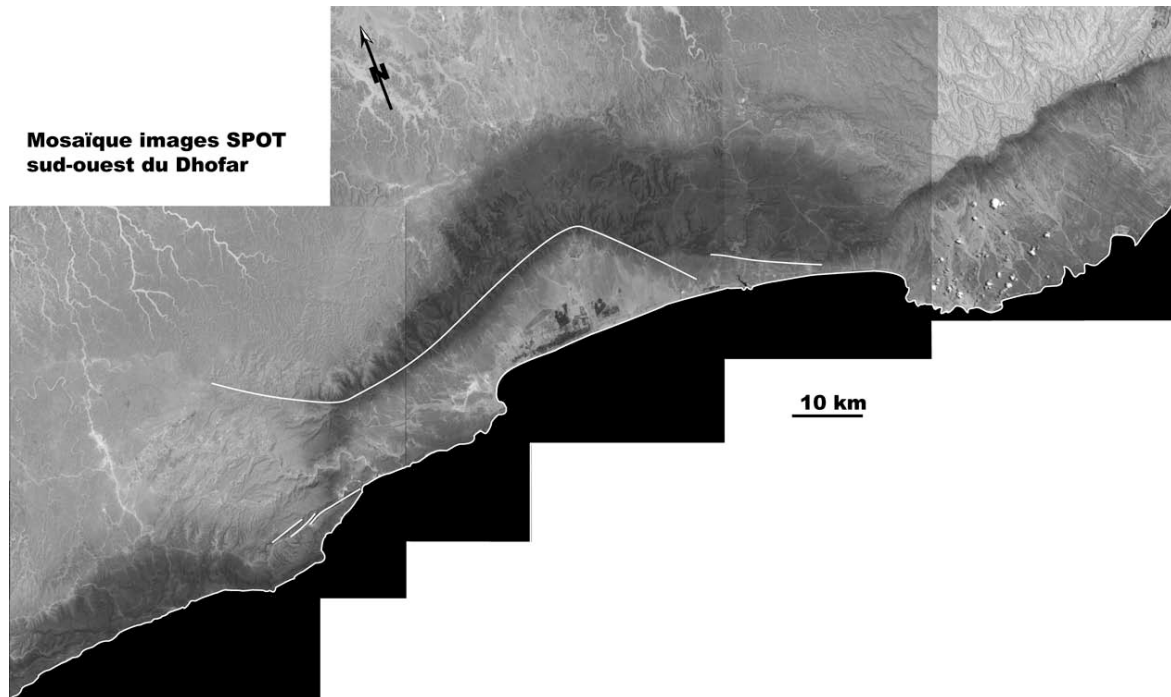


Figure 42 : Mosaïque d'image SPOT panchromatiques. L'escarpement décrit plus haut est reconnaissable par la différence de niveau de gris. Cette faille semble continue et son orientation tourne.

Le graben d'Ashawq (partie ouest) est bordé au nord par une grande faille d'orientation N110°E à pendage sud. Cette grande faille est très bien marquée dans le paysage, formant un escarpement important structuré par la puissante série éocène anté-rift (**Figure 43**). Le rejet le long de cette faille croît depuis l'extrémité ouest aisément localisable jusqu'à un ou des maxima de rejet plus à l'est.



Figure 43 : Photo d'orientation Ouest-Est de l'escarpement surplombant le bassin de Salalah et d'Ashawq. Les séries horizontales au bas de la photo sont post-rift (Miocène). Les séries constituant l'escarpement sont anté-rift (Crétacé supérieur – Eocène). Cet escarpement est la trace de la faille normale bordière contrôlant le bassin de Salalah.

La faille bordière du graben d'Ashawq semble se prolonger sous la plaine de Salalah, où d'importants dépôts post-rift mio-pliocène à quaternaire la recouvrent (**Figure 41**). Un escarpement important est toujours présent. Cependant cet escarpement change de direction pour s'orienter N70E. La zone, où ce changement de direction intervient, coïncide avec la zone où les terrains les plus

anciens affleurent dans le bloc soulevé de la faille. L'Eocène, sous la plaine de Salalah, a été rencontré en forage à une profondeur de 2000m.

Enfin, d'autres indices semblent indiquer qu'une grande faille borde à l'Est la plaine de Salalah. En effet, on observe un escarpement important et, à nouveau, l'affleurement de terrains paléo-mésozoïques dans ce qui serait le bloc soulevé. L'orientation de cet escarpement est de nouveau N110°E.

La grande faille bordière de l'ensemble graben Ashawq/plaine de Salalah semble donc être continue, de direction changeante et au rejet important probablement maximum au niveau du segment N70°E, sous la plaine de Salalah. Cette faille met en contact les terrains syn-rift oligo-miocènes avec divers terrains anté-rift, éocènes ou mésozoïques voir paléozoïques (**Figure 44**). De par la nature de ce contact qui met en regard des couches de compétences diverses, en particulier un calcaire grossier syn-rift et des schistes paléozoïques, il est difficile de trouver des stries de bonne qualité.

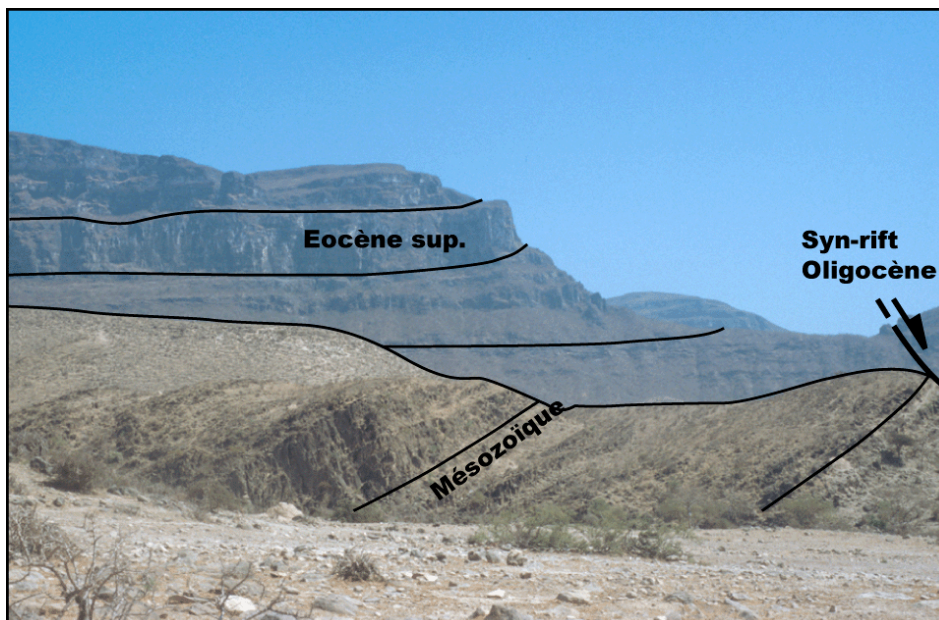


Figure 44 : Photo d'orientation N-S du bas de l'escarpement de la photo de la Figure 43 (partie ouest). Les séries syn-rift (à droite) sont en contact anormal sur les terrains anté-rift. Le contact est une faille normale fortement pentée à pendage sud.

La sédimentation suit parfaitement la trace de la faille et le bassin possède donc sa forme irrégulière. De même que le rejet, le maximum de profondeur du bassin semble situé à l'Est du segment N70°E au niveau de l'intersection Est du segment N70°E avec un segment N110°E (**Figure 41**).

1.2 Distribution d'orientations et cinématique

La distribution d'orientation des failles de cette zone est assez complexe (**Figure 45**). De manière globale, les failles ont des directions entre N25°E et N125°E. Plusieurs pics se détachent dans cette gamme d'orientation : N30°E, N50°E, un double pic entre N60°E et N80°E, E-W et un double pic entre N100°E et N125°E. Ces failles affectent les séries sédimentaires jusqu'à l'Oligo-Miocène et sont cachetées par le Burdigalien (18 Ma).

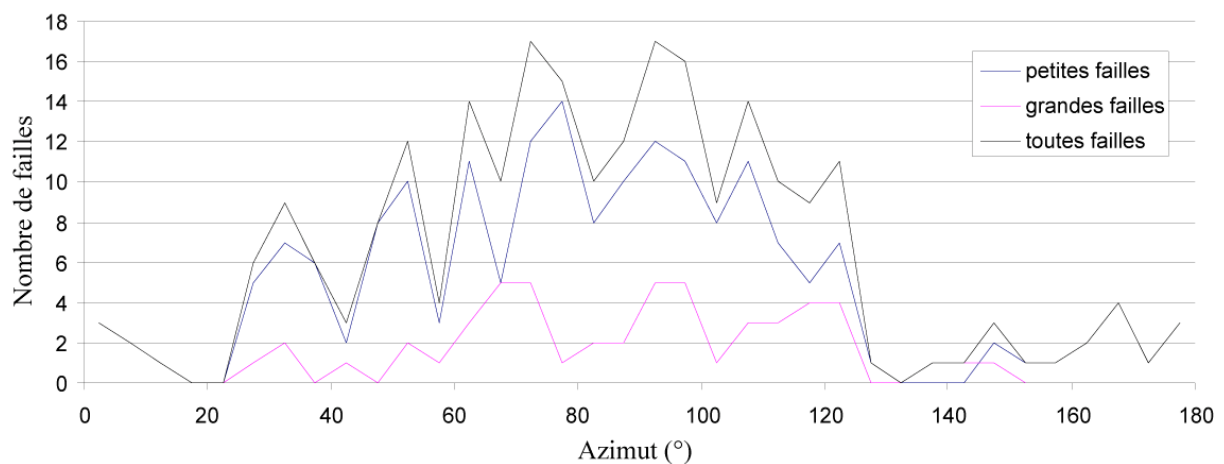


Figure 45 : Distribution d'orientation des failles normales de la marge. Ces orientations proviennent des mesures microtectoniques (petites failles) et des failles majeures (carte géologique, images satellites).

Les grandes failles (celles de la carte géologique) sont majoritairement de direction N70°E, E-W et N110°E-N120°E (trois pics de la figure). Ces directions se retrouvent pour de nombreuses petites failles (**Figure 45**) qui ont les caractéristiques de failles néoformées (glissement dip-slip) (**Figure 46**, diagrammes 1, 2, 3, 4, 5 et 6). Les directions d'extension mesurées sont compatibles avec celles mesurées précédemment (Huchon et al. 1991, Khanbari 2000, Lepvrier et al. 2002) : des extensions N20°E, N-S et N160°E.

Quelques failles N110°E ont des jeux obliques, indiquant une extension N160°E (**Figure 46**, diagramme 7). Malgré l'absence de chronologie claire entre les différentes générations de stries, cette observation est compatible avec une extension N160°E postérieure à l'extension N20°E. Quoiqu'il en soit elle apparaît tardive, comme indiqué précédemment (Huchon et al. 1991, Khanbari 2000, Lepvrier et al. 2002).

Les pics à N30°E et N50°E correspondent à des petites failles locales. Ces failles sont situées majoritairement dans l'Ouest du Graben Ashawq-Salalah (**Figure 46**, diagrammes 8 et 9). Sur le schéma structural, on observe effectivement les failles de direction N50°E (**Figure 41**). L'origine de ces failles est discutée plus loin.

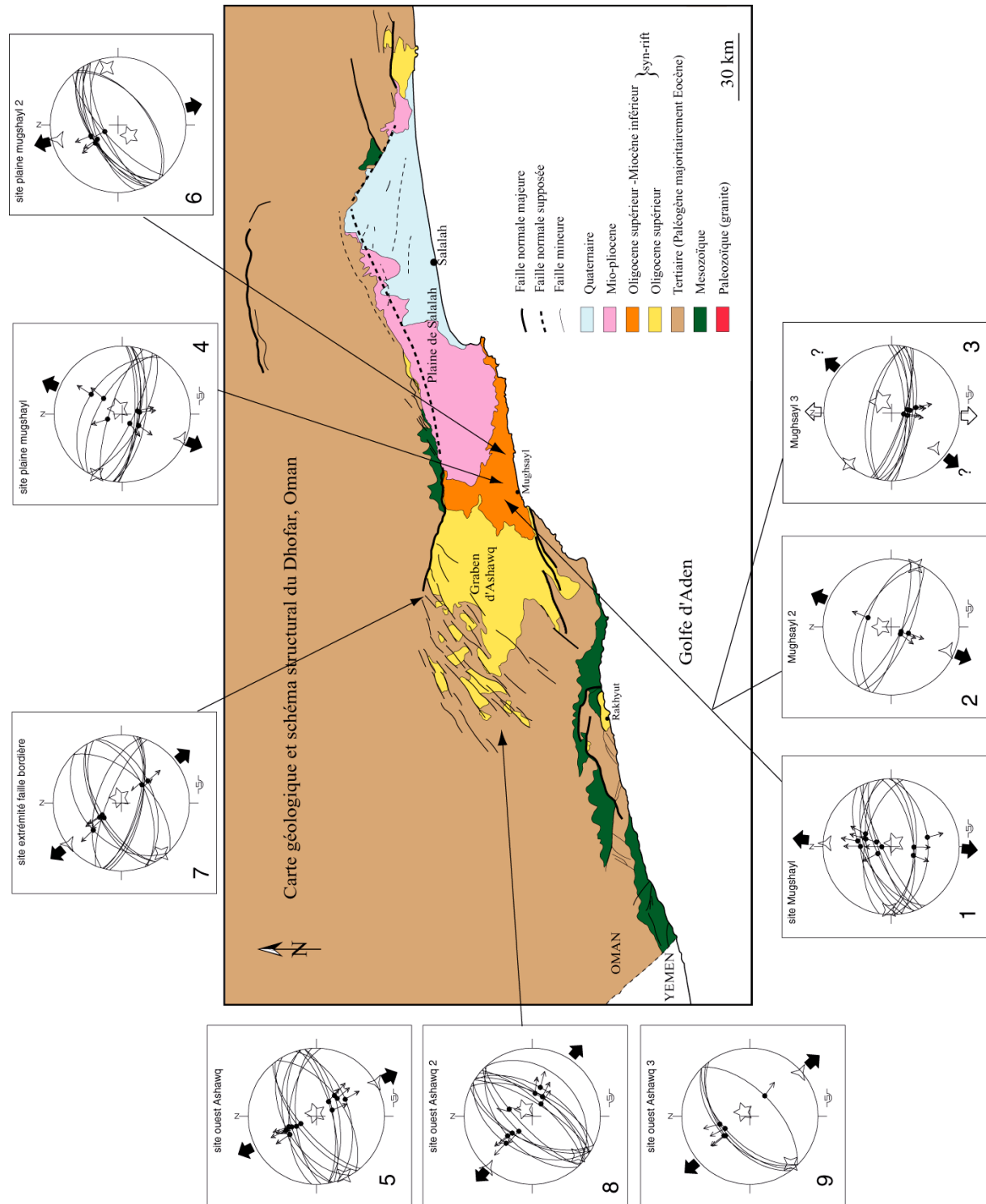


Figure 46 : Mesures microtectoniques et directions d'extension calculées (en noir) avec le programme d'inversion de Angelier (1984). Les extensions supposées sont représentées par les flèches vides.

L'extrémité Ouest de la grande faille bordière du graben Ashawq (**Figure 47**) est déformée par de nombreuses failles que l'on peut regrouper en deux familles de direction N60-70°E et N100-110°E. Les failles N60-70°E sont normales et les failles N100-110°E sont normales senestres. Le mouvement sur les deux populations est compatible avec une extension N150°E (**Figure 46**, diagramme 7).

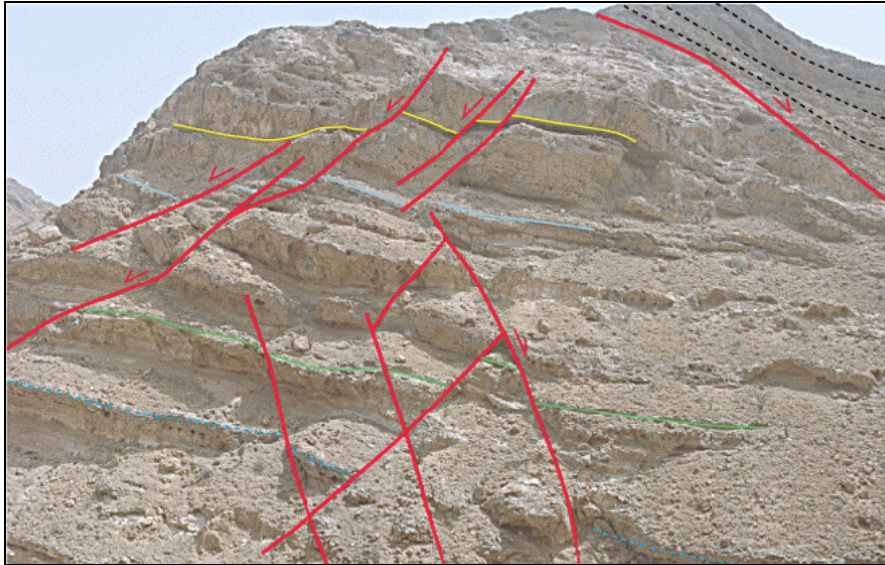


Figure 47 : Terminaison ouest de la faille bordière des photos des figures 3 et 4 (Photo N-S) Noter une déformation assez diffuse, caractérisée par des failles normales à vergence variable. Une partie de ces failles est de direction oblique (N70°E) par rapport à la faille bordière (N110°E)

En résumé, la région est contrôlée par des grandes failles de direction N110°E, N70°E et E-W. Les trois segments (N110°E, N70°E et N110°E) de la faille bordière du graben Ashawq-Salalah semblent constituer une seule et même faille. Ces deux directions sont compatibles avec les deux directions d'extension (N20°E et N160°E) déduites de l'analyse microtectonique. La direction N110°E semble héritée d'événements tectoniques antérieurs décrits dans le chapitre 1 et réactivée pendant l'événement extensif de direction N20°E (Khanbari 2000). Les études au Yémen montrent une extension postérieure N160°E (Huchon et al. 1991). Cette extension est aussi mesurée dans la région mais sa chronologie par rapport à l'extension N20°E n'est pas observable. On considérera, comme dans Huchon et al. (1991), Khanbari (2000) et Lepvrier et al. (2002) que les segments de failles N110°E ont pu être réactivés par cette extension tardive N160°E.

Les images satellites ne permettent pas une cartographie très détaillée à cause de l'érosion qui a effacé certains escarpements de failles depuis l'Oligo-Miocène. Toutefois, les failles de la terminaison à l'Ouest du Graben Ashawq peuvent être cartées précisément (**Figure 48**).

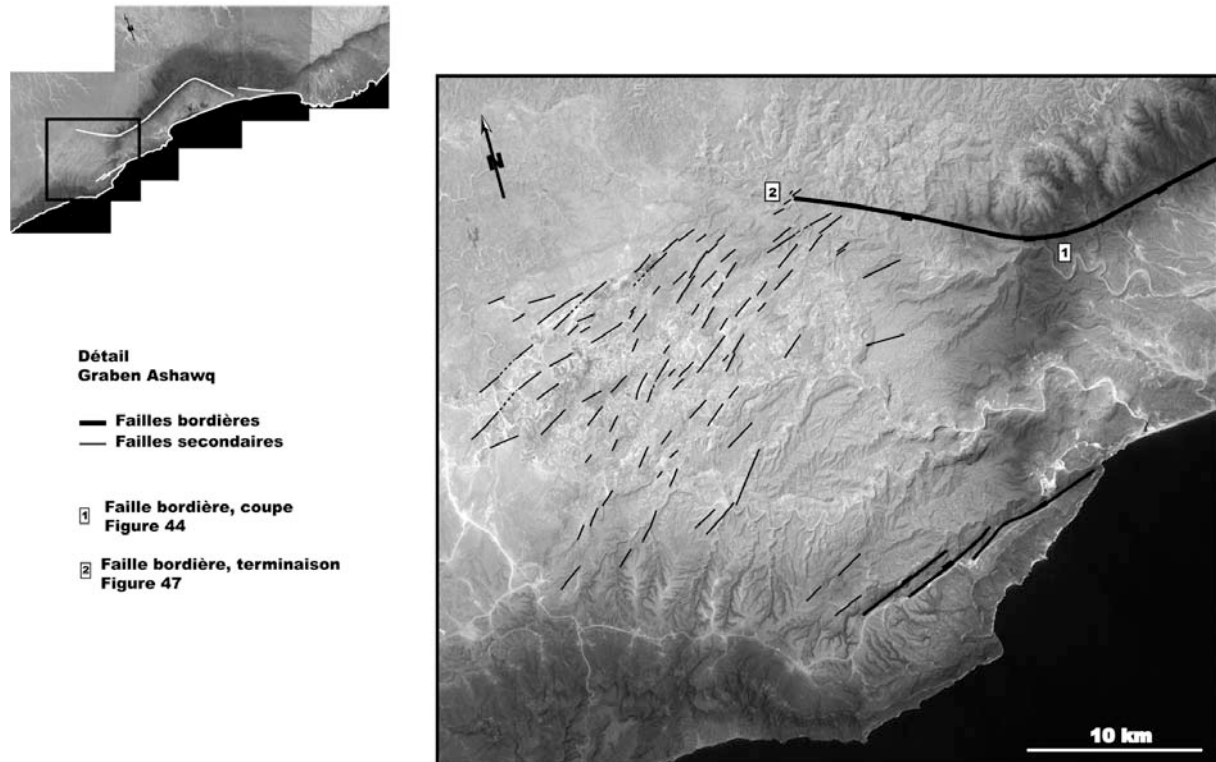


Figure 48 : Détail de la mosaïque d'images SPOT. Réseau de failles normales secondaires dans la partie Ouest du Graben Ashawq.

Sur le terrain, ces failles peuvent être observées. Elles sont majoritairement à composante normale. Leur longueur peut atteindre quelques centaines de mètres à quelques kilomètres, le rejet quelques dizaines de mètres. Leur orientation varie de N30°E à N70°E, quand on s'approche de la faille bordière. Elles limitent de petits bassins syn-rift où affleurent les séries d'Ashawq (syn-rift inférieur). Elles sont ainsi aisément reconnaissables sur les images SPOT (**Figure 48**) car le grain spectral des séries syn-rift et anté-rift est très différent, ce qui facilite la cartographie de ce réseau de failles. Il apparaît que ces failles sont plus petites et segmentées que sur la carte géologique. La genèse d'une telle zone de déformation peut provenir de différentes causes :

- La disposition observée fait penser à une structure en « queue de cheval ». Ce type de structure se forme en relation à un jeu décrochant sur des structures majeures. Les jeux décrochants sénestres mesurés sur la faille bordière vont dans le sens de cette hypothèse. Un jeu sénestre sur cette grande faille de direction N110°E est compatible avec la direction extension N160°E mesurée. Une composante normale très importante est aussi nécessaire pour expliquer l'escarpement topographique et le rejet qu'il suppose.

- Cette zone de déformation se trouve dans le prolongement de la zone transformante majeure du Golfe d'Aden, Alula Fartak F.Z. Cette zone serait alors la signature terrestre et contemporaine de rifting d'une future zone transformante (Lepvrier et al. 2002)
- La présence, plus au sud, d'une autre zone de faille, contrôlant le bassin de Rakhyut, peut créer une zone d'influence entre ces deux familles de failles. Une disposition similaire à un relais serait alors l'explication du réseau de faille cartographié. Les failles ont effectivement des directions (N50°E-N70°E) compatible avec une interaction entre deux zones de failles de direction N110°E.

1.3 Synthèse

En résumé, le réseau de failles des marges omanaises du Golfe d'Aden est un réseau de failles assez complexe. Il se caractérise par des directions de failles variées de N20°E à N120°E, avec cependant des pics d'occurrence aux directions N70°E, E-W et N110°E. La première est une famille de failles néoformées, la dernière semble en partie réactivée.

Deux directions d'extension oligo-miocènes sont mesurées, N20°E puis N160°E. Il semble pourtant que des directions d'extension intermédiaires sont présentes et non négligeables. De plus, les arguments de chronologie sont rares et peu évidents (quelques-uns au Yémen et en Oman). Ces problèmes viennent peut-être du fait qu'elles sont plus ou moins synchrones et dépendantes de la situation locale le long du Golfe.

Des données complémentaires ont pu être acquises à l'occasion d'une campagne de géophysique marine menée dans le Golfe d'Aden. Cette campagne avait pour objectif l'étude complète d'un bassin océanique, de la déformation de ses marges aux caractéristiques de sa dorsale. Dans la partie suivante, les résultats concernant la déformation des marges sont reportés.

2. Campagne géophysique, marges continentales immergées

Cette campagne en mer (Encens-Sheba) a eu lieu en Juin-Juillet 2000 sur le navire Marion Dufresne. Durant la campagne, des données de bathymétrie, gravimétrie et magnétisme ont été acquises sur toute la zone d'étude. De plus, des profils sismiques ont été acquis sur les marges (et un à travers tout le bassin) selon une direction parallèle à la direction des transformantes et du mouvement relatif Arabie-Somalie (N26°E) (**Figure 49**). Les résultats présentés concernent l'interprétation des profils sismiques et la construction des schémas structuraux (ma contribution pendant la campagne Encens-Sheba) et font partie d'un article en préparation (Leroy et al. in prep). Depuis, de nombreuses améliorations et une analyse plus complète ont été effectuées dans le cadre de la thèse d'Elia d'Acremont (Paris 6), ont été présentés dans divers congrès (d'Acremont et al. 2002) et seront publiés dans l'article en préparation (d'Acremont et al. in prep)

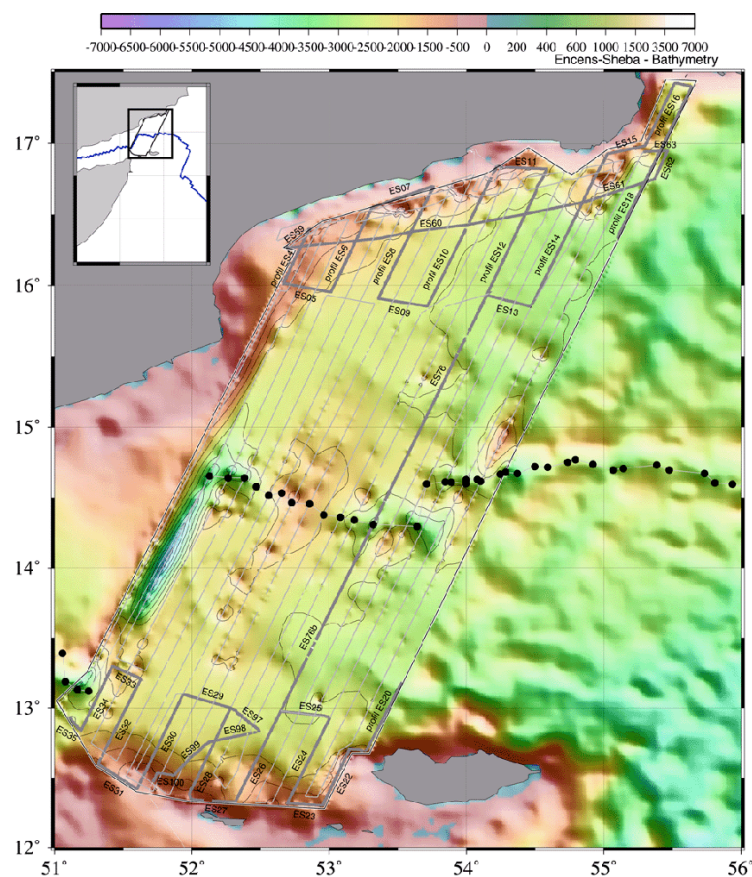


Figure 49 : Plan de position de la campagne Encens Sheba. Les profils magnétiques, gravimétriques, bathymétriques et sismiques sont effectués le long de lignes de direction N27°E, parallèle à l'écartement (Leroy et al. in prep).

Les résultats résumés ici concernent les données de sismique et de bathymétrie, ainsi que les schémas structuraux qui ont été établis. La carte bathymétrique est présentée sur la **Figure 50**. Sur cette carte, la largeur de la marge peut être estimée à une centaine de km en moyenne. Les zones de fractures à l'Ouest (Alula Fartak) et à l'Est (Socotra) sont marquées morphologiquement par une zone linéaire large de 20 à 30 km et très profonde. Sur la carte, la morphologie de la dorsale est très particulière ; elle est classique présentant une vallée axiale effondrée à proximité des transformantes, mais elle présente des hauts bathymétriques dans la partie centrale. La bathymétrie, au niveau des marges, a permis notamment de corrélérer les profils sismiques. Plusieurs profils sont présentés sur les **Figure 51**, **Figure 52** et **Figure 53**.

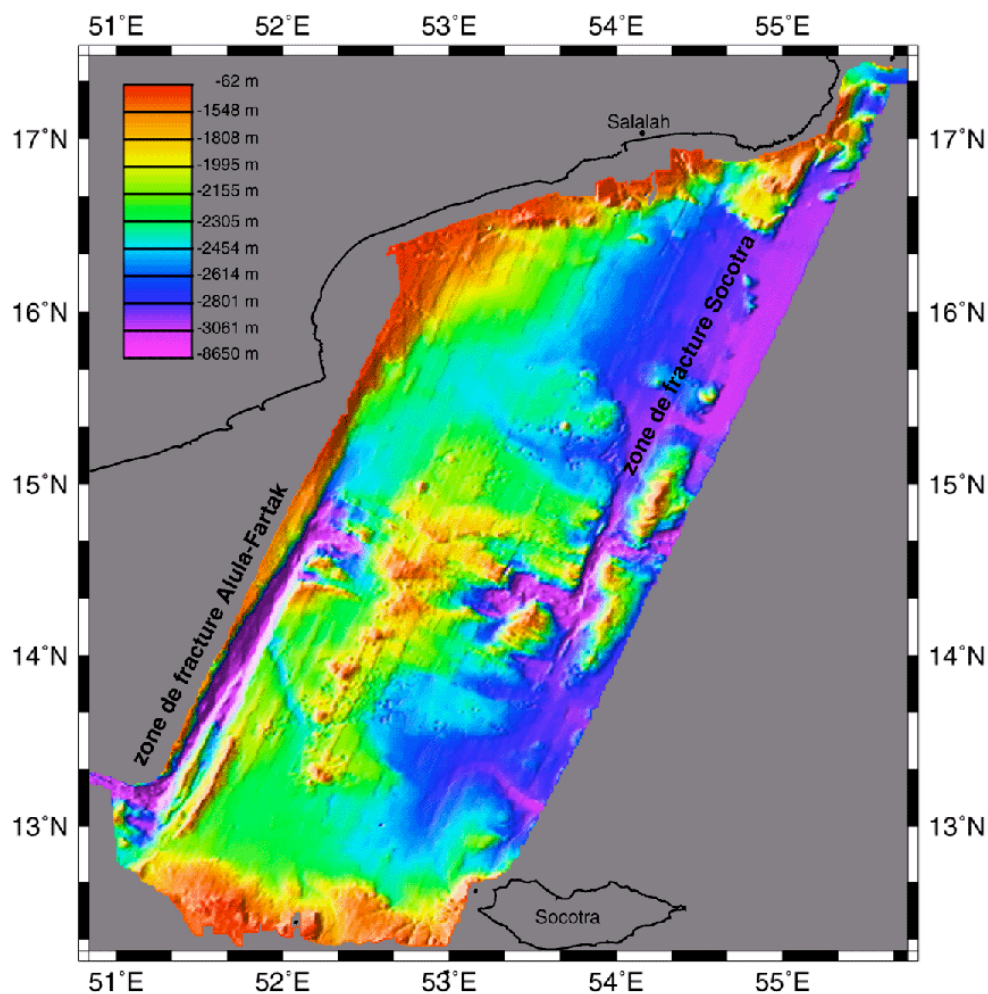


Figure 50 : Bathymétrie obtenue par le sondeur multi-faisceaux pendant la campagne Encens-Sheba (Leroy et al. in prep).

Sur les deux marges, les profils (**Figure 51**, **Figure 52** et **Figure 53**) et la bathymétrie (**Figure 50**) permettent de construire un schéma structural (**Figure 54**) où trois domaines structuraux suivants sont identifiés :

- Un domaine, sur lequel nous ne nous attarderons pas, est constitué de croûte océanique, comme le montre son faciès sismique caractéristique diffractant et mamelonné et la présence d'anomalies magnétiques (**Figure 51**, **Figure 52**, **Figure 53** et **Figure 54**).
- Le domaine intermédiaire est de nature incertaine (**Figure 51**, **Figure 52**, **Figure 53** et **Figure 54**). La présence d'une ou deux rides structurales et de failles normales justifierait une nature continentale mais le faciès sismique, similaire à celui du domaine précédent, tend à en faire de la croûte océanique. Cette ambiguïté confère à ce domaine le statut de zone de transition océan-continent (TOC). Malgré les incertitudes, les limites de ce domaine ont des orientations E-W à N110°E. Ces limites présentent une segmentation importante. Elles sont tronquées à l'Ouest par la transformante Alula Fartak où elles font face à de la croûte continentale indubitable (Brannan et al. 1997), à l'est par la transformante Socotra. Au centre de la zone, deux décalages de la TOC sont observés. Les directions N110°E des limites de domaine sont compatibles avec les directions de failles observées à terre, avec les axes de dorsales et les failles observées dans le domaine plus septentrional.
- Le troisième domaine est constitué de croûte continentale amincie et présente généralement deux rides majeures (**Figure 51**, **Figure 52**, **Figure 53** et **Figure 54**). Ces deux rides majeures sont limitées par des failles normales dont le rejet peut atteindre quelques km et qui contrôlent la formation de bassins sédimentaires perchés dont l'épaisseur peut dépasser 2 secondes temps double. L'orientation N110°E de ces structures est contrainte par la bathymétrie (**Figure 50**). Des failles sont dans le prolongement d'une zone de failles reconnue à terre plus à l'Ouest dans la région de Rakhyut. A l'Ouest de la transformante Alula Fartak, des failles identifiées pendant la campagne sont très similaires à celle décrites dans la littérature (Brannan et al. 1997) dans le bassin de Qamar.

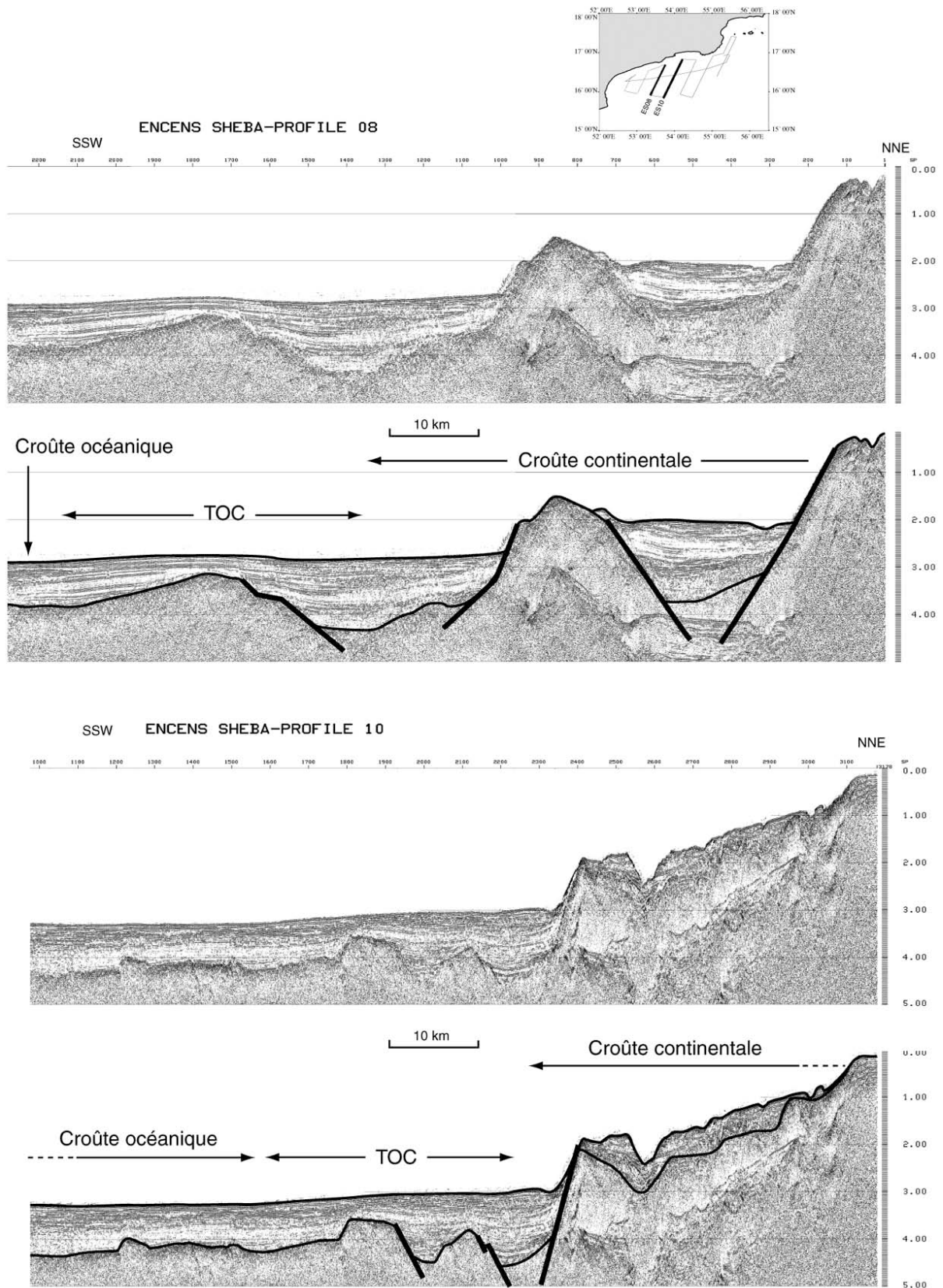


Figure 51 : Profils sismiques de la campagne Encens-Sheba de la marge Nord du Golfe d'Aden oriental. Trois zones sont identifiées : la zone océanique, la zone continentale et la transition océan-continent.

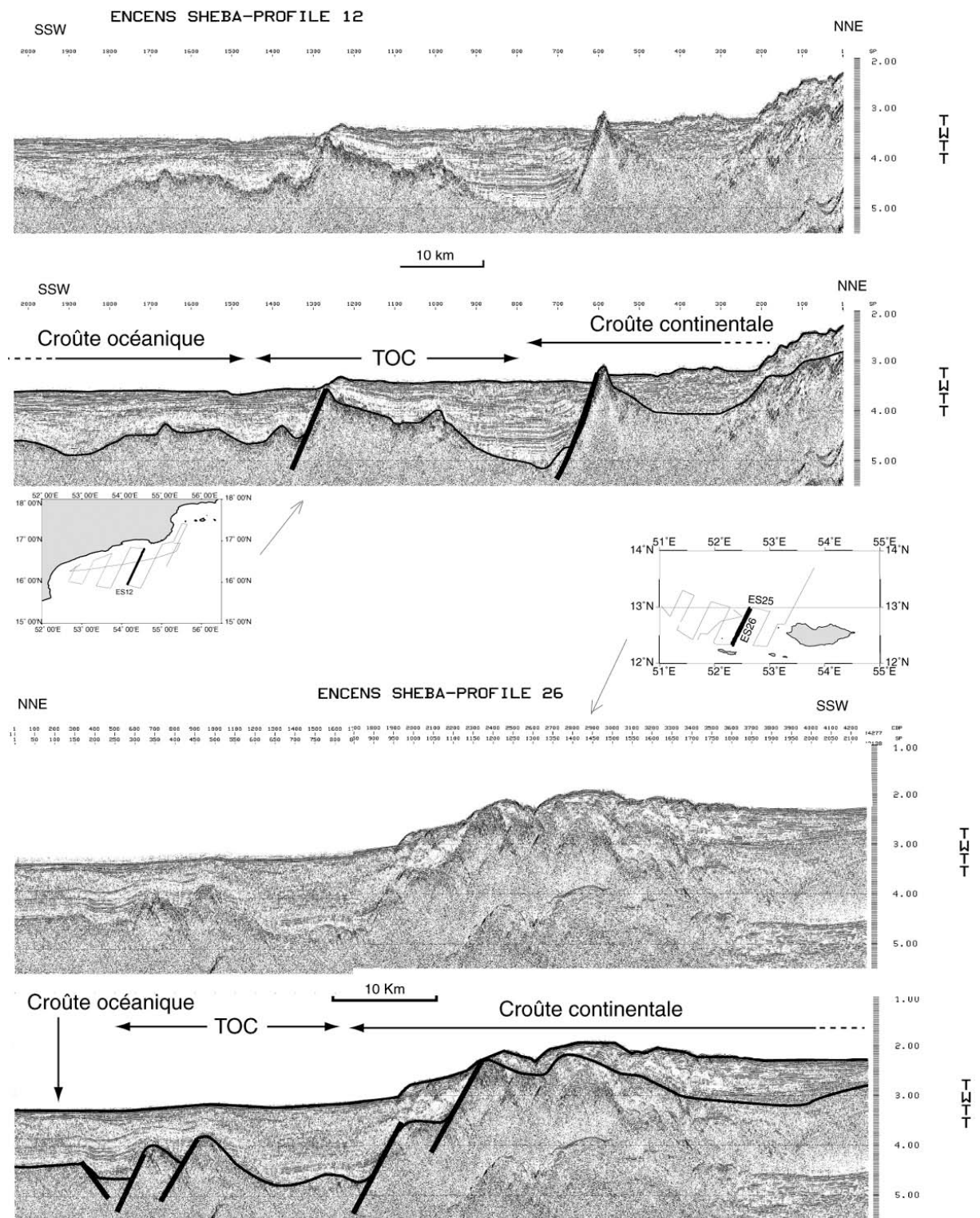


Figure 52 : Profils sismiques de la marge Nord et Sud du Golfe d'Aden oriental. Même légende que sur le figure 51.

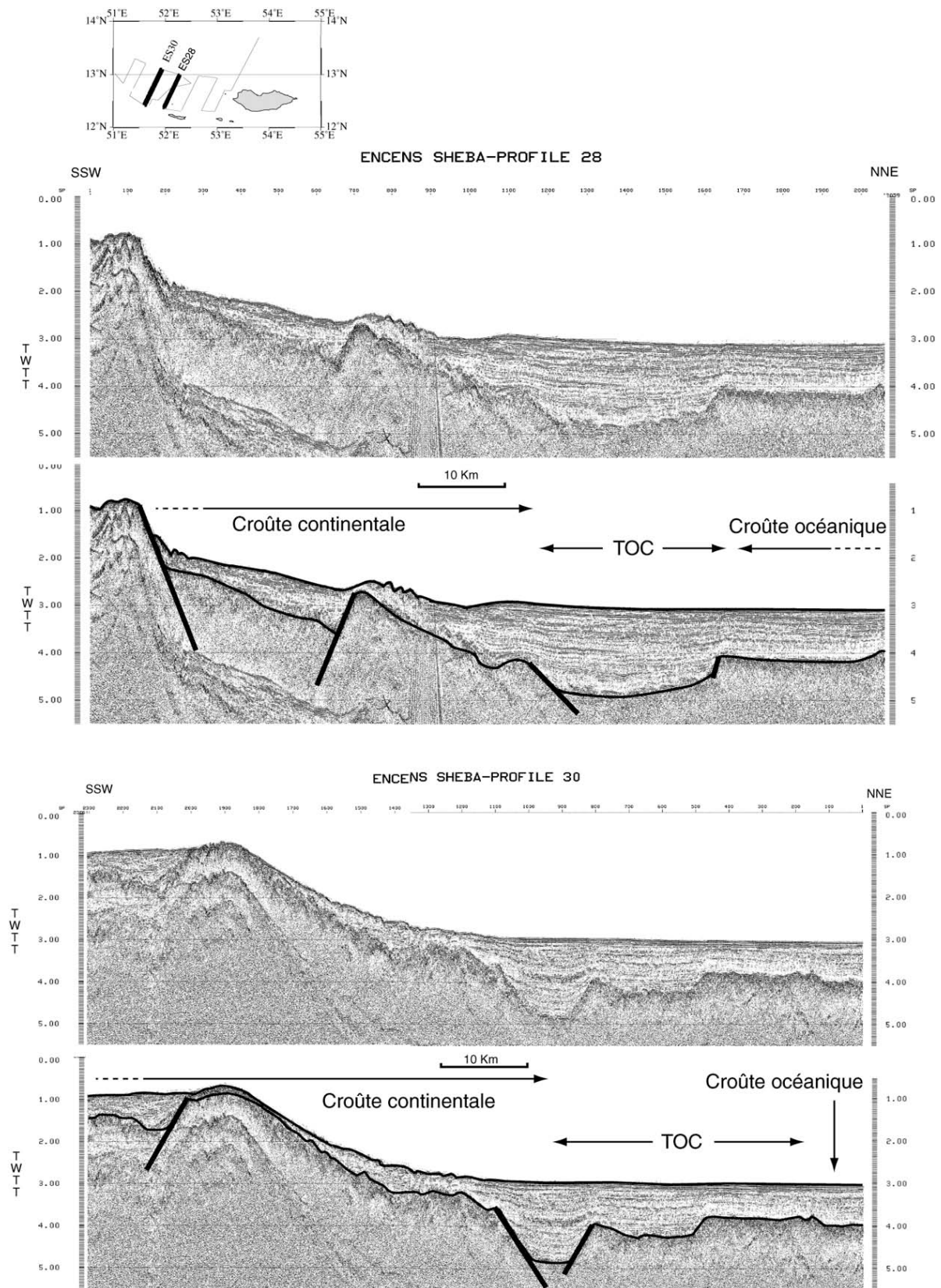


Figure 53 : Profils sismiques de la marge Sud du Golfe d’Aden oriental. Même légende que sur le figure 51.

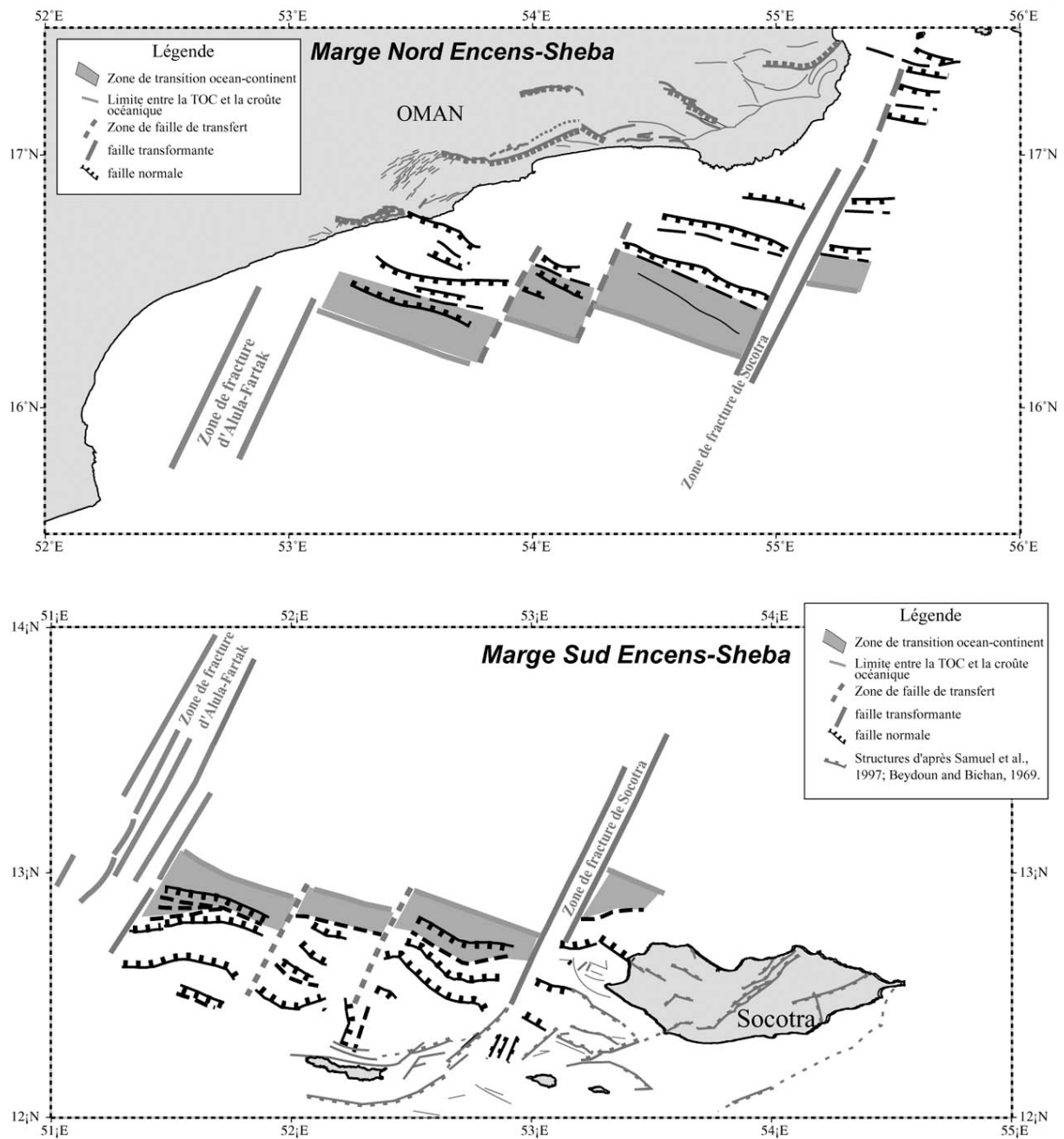


Figure 54 : Schéma structural de la partie orientale du Golfe d'Aden d'après les profils sismiques et la bathymétrie acquis pendant la campagne Encens-Sheba (d'Acremont et al. in prep).

Les failles normales syn-rift sont généralement de direction N110°E et ne sont pas continues le long de la marge. De même que la TOC et la dorsale, elles sont décalées vers le Nord-Est au niveau de deux transformantes : la transformante d'Alula Fartak décale les structures de près de 200 km, celle de Socotra de près de quelques dizaines de km. Ces structures sont aussi segmentées par deux fois au centre de la zone d'étude (**Figure 54**). Ces deux décalages montrent ainsi la présence de deux failles

de transfert. Dans la zone continentale amincie entre les deux zones de transfert, les deux rides structurales sont moins proéminentes, le bassin perché apparemment inexistant (**Figure 51**, **Figure 52**, **Figure 53** et **Figure 54**). Ces zones ne correspondent pas, de manière évidente, à des failles transformantes au niveau de la dorsale. Ces zones n'ont pas non plus d'équivalent évident à terre. Alors que les transformantes majeures ont clairement un lien avec la déformation au moment du rifting, ces zones de transfert de second ordre semble moins influente sur la géométrie de la dorsale et de la déformation à terre.

La faille transformante Alula Fartak recoupe le bassin de Qamar et le décale de manière dextre. La continuité du bassin de Qamar se retrouve effectivement sur la marge conjuguées au Sud-Ouest de l'île de Socotra. Cela signifie que la transformante majeure du Golfe d'Aden est située au niveau d'un des bassins majeurs. Cette configuration est différente des modèles classiques de rifting continental où les zones de transfert se placent en général en extrémité de bassin (voir discussion du chapitre 4). Pourquoi ce bassin majeur, lieu privilégié d'un amincissement important et donc d'une initiation de l'accrétion, a-t-il été coupé par une structure transverse et ainsi rendu inactif ?

Une autre observation, qui semble être liée à la précédente, est la disposition particulière des bassins. Leur recouvrement (voir plusieurs schémas structuraux publiés (d'Acremont et al. 2002, d'Acremont et al. in prep, Fantozzi & Sgavetti 1998, Khanbari 2000)) est plus important que dans les modèles classiques de rifting oblique. Cela semble dû au fait que la disposition de ces bassins est héritée de leur disposition avant leur réactivation. La disposition n'est donc pas strictement en échelon mais prédéfinie. L'origine de cette disposition en échelon particulière et le fait que le bassin de Qamar soit recoupé seront discutés dans les chapitres suivants.

3. Synthèse et introduction des travaux de modélisation

La géométrie des bassins à terre et en mer semble un peu différente. A terre les bassins syn-rift sont des bassins sigmoïdes. La direction des failles normales qui les contrôlent tourne significativement, et varie entre N70°E et N110°E. En mer, les profils sismiques et les données bathymétriques montrent une disposition un peu différente. En effet, les failles observées ont une direction E-W à N110°E. Ce sont des failles au rejet très important pouvant atteindre 4 km. On n'observe aucune faille majeure d'orientation N70°E (**Figure 54** et **Figure 55**).

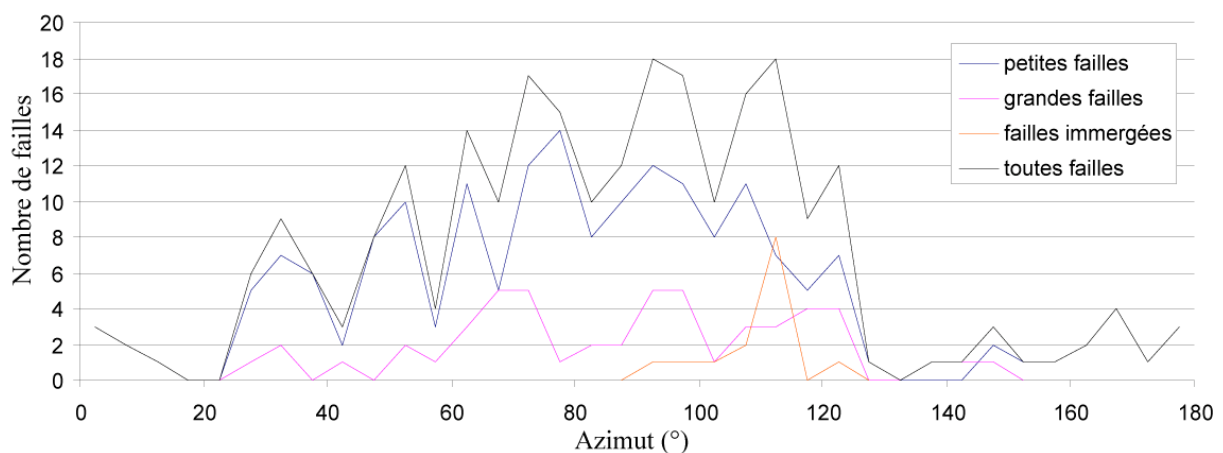


Figure 55 : Distribution des orientations de failles à terre et en mer. Les failles immergées ont été ajoutées à la Figure 45. Leur orientation est toutefois moins sûre du fait de l'écartement des profils sismiques.

Une part des différences entre les structures à terre et en mer doit provenir du fait que les échelles d'observations en sismique et sur le terrain sont différentes. De plus, l'écartement des profils sismiques pose un problème quant à la détermination de l'orientation des structures observées en coupe. Cependant, la bathymétrie a permis de contrôler cette direction. On note aussi que les failles N70°E sont en position externe. Leur rejet étant de plus d'1 km, si elles avaient existé en mer, la sismique aurait certainement permis leur détection, malgré l'angle entre leur direction et celle des profils sismiques (N26°E).

Les études à terre et en mer montrent une forte segmentation de la marge, qui est sans doute reliée à l'obliquité du rift par rapport à la direction cinématique N26°E. Certains décalages de la déformation sont évidents à terre et en mer. Parmi les plus évidents, il y a particulièrement ceux dus à la présence des transformantes majeures (Alula Fartak et Socotra) qui décalent la côte, les failles normales et la dorsale. On note de plus que le bassin de Qamar est coupé par la transformante Alula Fartak. Enfin, les études publiées (Huchon et al. 1991, Khanbari 2000, Lepvrier et al. 2002) et les observations réalisées

dans cette thèse semblent montrer une extension tardive oblique (N160°E) à l'extension majeure N20°E.

Pour tenter de comprendre la géométrie des failles normales du Golfe d'Aden, le chapitre suivant synthétise les connaissances sur leur croissance et contient un article qui explore le rôle de niveaux ductiles. En fin de chapitre 3, nous introduirons les autres modèles réalisés dans cette thèse pour expliquer la géométrie du réseau de failles.

L'influence de la réactivation (notamment oblique) de bassin et de failles normales ainsi que l'obliquité du rifting sera discutée dans le chapitre 4. Des modélisations analogiques de réactivation oblique permettront de discuter les structures observées et de déterminer les effets de cette extension N160°E.

Dans le chapitre 5, des modélisations lithosphériques, couplées aux modélisations crustales précédemment introduites, permettront de discuter le statut et l'origine de cette extension N160°E ainsi que l'origine de l'obliquité du rift et des forces extensives.

CHAPITRE 3

CROISSANCE

DES FAILLES NORMALES

1. Introduction

2. Propagation des failles normales

2.1 Profils de rejet

2.2 Modes de propagation

3. Croissance des réseaux de failles normales

3.1 Distribution et lois d'échelle, méthodes d'analyse

3.2 Facteurs contrôlant la croissance des réseaux de failles normales

4. Influence des niveaux visqueux sur la croissance des réseaux de failles normales

Influence of viscous layers on the growth of normal faults : insights from experimental and numerical models

5. Quels modèles pour le Golfe d'Aden ?

1. Introduction

Dans le Golfe d'Aden, parmi les caractéristiques principales du réseau de failles, on note une forte segmentation, très certainement une réactivation de failles et une grande dispersion d'orientation. L'objet de ce chapitre est de discuter les mécanismes de croissance d'un réseau de failles qui peuvent rendre compte de ces caractéristiques.

Les failles normales et leurs modes de propagation sont donc présentés dans ce chapitre. A l'échelle du réseau de failles, nous montrons l'influence des paramètres classiques tels que les caractéristiques de la couche cassante homogène. Cette influence se traduit, notamment, en termes de distribution d'orientation, d'espacement et de localisation de dépocentres associés. Deux autres paramètres importants mais moins étudiés sont la présence de niveaux ductiles et de discontinuités préexistantes. Le premier est étudié dans ce chapitre et présenté sous la forme d'un article accepté à *Journal of Structural Geology*. Le second est introduit à la fin de ce chapitre et étudié dans le chapitre 4.

2. Propagation des failles normales

Le type de propagation qui nous intéresse plus particulièrement dans ce mémoire est la propagation latérale des failles. Les failles s'initient à un endroit dans la couche cassante, lorsque localement le seuil de rupture est dépassé. Elles vont ensuite se propager latéralement (et verticalement). Une des mesures très utiles lorsqu'on veut étudier la propagation des failles en 3-D est la caractérisation du profil de rejet de la faille (**Figure 56**).

2.1 Profils de rejet

Le profil de rejet est une mesure, le long de la faille, du rejet associé à la position par rapport aux extrémités. Ces profils se représentent dans un espace rejet / longueur. En ordonnée, est pointé le rejet correspondant au point dont la distance à une extrémité est pointée en abscisse. On peut observer une très grande variabilité dans les profils de rejet. Toutefois, trois grands types peuvent être séparés (**Figure 56**) : les profils symétriques, les profils asymétriques et les profils irréguliers présentant plusieurs maxima locaux.

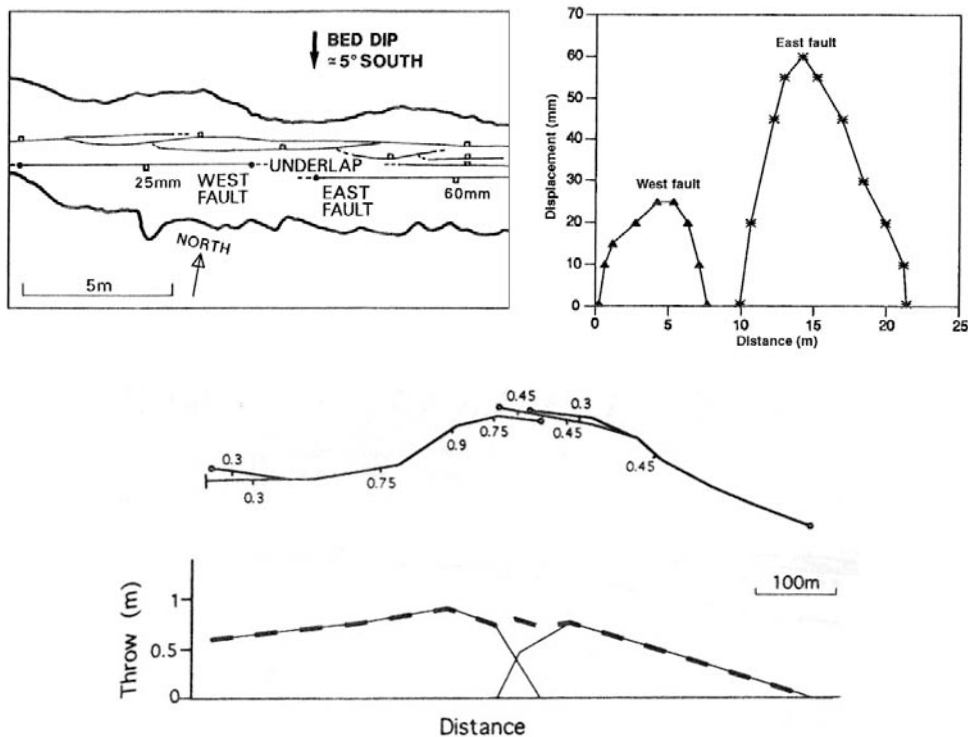


Figure 56 : Profils de rejet symétriques (en haut) (Peacock & Sanderson 1991), asymétriques (en bas) (Huggins et al. 1995) et irréguliers (page suivante) (McLeod et al. 2000).

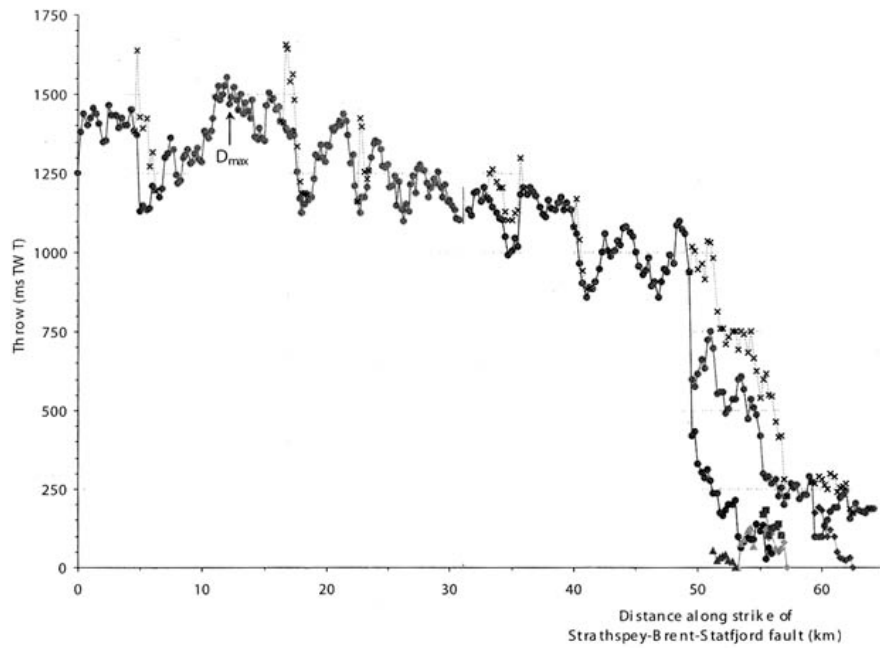


Figure 56 : suite

2.2 Modes de propagation

Les trois types de profils de rejet traduisent les modes de propagation des failles (Figure 57).

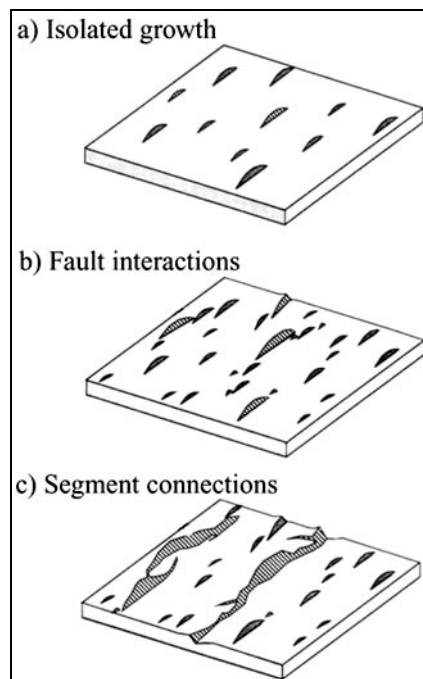


Figure 57 : Modes de propagation des failles normales (Cowie 1998b). a) croissance isolée par propagation des extrémités. b) interaction de segments. c) connexion de segments.

Les profils de rejet symétriques sont caractéristiques d'une propagation de type radiale (**Figure 56** et **Figure 57**). Dans ce cas, la faille croit de manière isolée, par propagation de ses extrémités. C'est pendant cette période que les surfaces de failles sont créées. Des travaux portent actuellement sur les mécanismes de cette propagation et sur le comportement aux extrémités, notamment le type de comportement et de déformation et le niveau de contraintes. Un témoin des mécanismes de croissance en extrémité de faille est la forme du profil de rejet normalisé, suivant sa forme elliptique, linéaire ou en cloche. Le profil elliptique est caractéristique d'un matériau élastique et traduit une accumulation de contraintes infinie en extrémité, naturellement peu réaliste.

Des modèles de croissance de failles (Bürgmann et al. 1994, Cowie & Scholz 1992b) obtiennent des gradients de déplacement en forme de cloche, avec, aux extrémités, des gradients de déplacements presque nuls. Cela est accompli en prenant en compte des déformations inélastiques en extrémités de failles (Cowie & Scholz 1992b) ou une variation de la friction le long de la surface de faille (Bürgmann et al. 1994). Les observations de terrain montrent parfois des profils de rejet en cloches (Schlische et al. 1996, Walsh & Watterson 1987). Mais, de manière générale, les profils sont linéaires (pour les failles croissant isolément) (voir Cowie et Shipton (1998) pour des exemples).

Les profils de rejet asymétriques traduisent une interaction mécanique entre failles qui perturbent la propagation de la faille (**Figure 56** et **Figure 57**). Lorsque l'interaction se produit, l'augmentation de longueur de la faille est inhibée tandis que le rejet continue d'augmenter (Cartwright et al. 1995). De plus, le maximum de rejet tend à se déplacer en direction de la zone d'interaction (Childs et al. 1995, Contreras et al. 2000). Ces variations de maximum de rejet et de gradient de déplacement ont été en partie reproduites par des modèles numériques (Crider & Pollard 1998).

Les profils de rejet irréguliers (**Figure 56** et **Figure 57**) témoignent de la propagation des failles par connexion de segments. Lorsque deux failles qui ont grandi isolément se connectent après la période d'interaction, on observe un déficit de rejet est important au niveau de la connexion (Walsh et al. 1991). De plus, chaque segment conserve, pour un temps tout du moins, l'histoire de leur propagation antérieure (avant la connexion), à savoir les déficits dans leur profil de rejet. Enfin, La connexion de segments peut se faire de différentes manières : par fracturation de la zone de relais ou par propagation d'un (ou des deux) segment(s) qui interagissent (Ackermann et al. 2001, Cartwright et al. 1996, Cartwright & Mansfield 1998, Cartwright et al. 1995, Childs et al. 1995, Cladouhos & Marrett 1996, Contreras et al. 2000, Crider & Pollard 1998, Mansfield & Cartwright 2001, Morewood & Roberts 1999, Willemse 1997, Willemse et al. 1996) (Peacock & Sanderson 1991, Peacock & Sanderson 1994) (Marchal et al. 1998) (Trudgill & Cartwright 1994).

3. Croissance des réseaux de failles normales

3.1 Distributions et lois d'échelle, méthodes d'analyse

Deux types de relations sont étudiés lors de l'analyse des réseaux de failles dans leur ensemble : les caractéristiques géométriques et leurs relations (orientation, pendage, longueur, rejet ...) et leurs caractéristiques spatiales (espacement).

La distribution d'orientation est une estimation du nombre de failles en fonction de l'angle que fait chaque faille avec la direction d'extension. En général, cette distribution est unimodale avec un pic majeur de failles de direction perpendiculaire à la direction d'extension, caractéristique de la néoformation de failles. On peut, à priori, s'attendre à des distributions d'orientation un peu différentes si des phénomènes de réactivation oblique interviennent. Dans ce cas, un des pics majeurs représente la famille de failles réactivées. Des exemples de ces distributions sont donnés et discutés dans ce chapitre et le chapitre 4. Cette distribution peut aussi être mesurée en fonction de leur longueur, ce qui permet d'obtenir des informations sur les rapports grandes failles/petites failles.

La distribution de fréquence de longueur est une mesure du nombre de failles N de longueur L . La relation est du type :

$$N \sim L^{-c} \quad (1)$$

Ce type de relation ne sera pas étudié ici. C'est toutefois une relation importante et couramment utilisée pour la caractérisation des réseaux de failles. L'exposant de cette relation est sujet à débat, car divers réseaux de failles naturels montrent quelques différences dans sa valeur (Bonnet et al. 2001).

Une troisième relation étudie les rapports entre le rejet maximum D et la longueur L des failles d'une population. Les travaux de ces dernières années ont montré que, pour une population donnée, cette relation s'exprime par une loi puissance du type (**Figure 58**) :

$$D = aL^n \quad (2)$$

Où a est une constante qui dépend du matériau déformé, n l'exposant puissance dont la valeur est sujette à débat. Cet exposant varie, suivant les études, de valeurs inférieures à 1 (Fossen & Hesthammer 1997, Ackermann, 1999; Gross, 1997; Davy et al., 1995), à des valeurs égales à 1 (Cowie & Scholz 1992a, Dawers et al. 1993, Schlische et al. 1996), 1.5 (Gillespie et al. 1992, Marrett & Allmendinger 1991, Yielding et al. 1996) et 2 (Walsh & Watterson 1988, Watterson 1986).

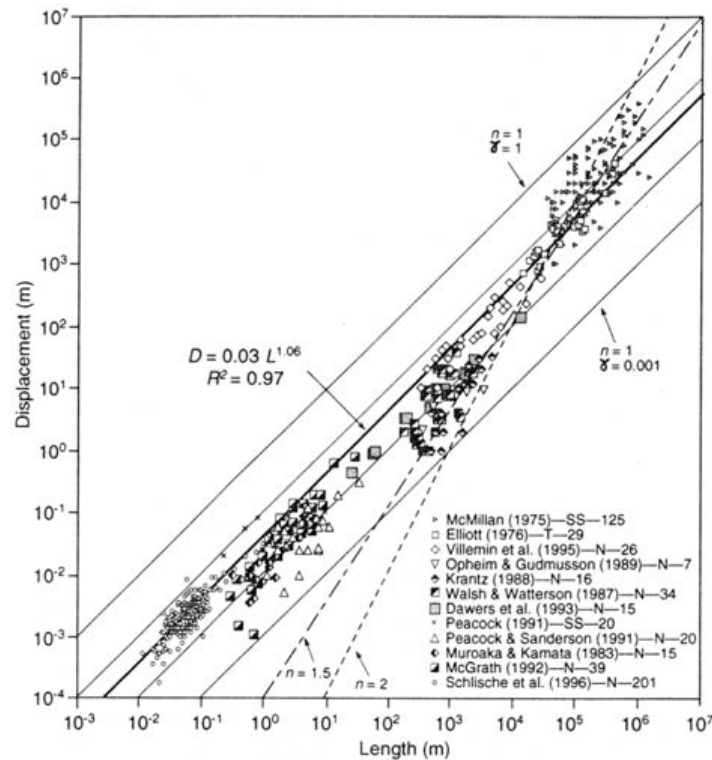


Figure 58 : Relation rejet maximum/longueur de faille. Compilation faite par Schlische et al. (1996). Les données sur plusieurs ordres de grandeur s'alignent plus ou moins le long d'une droite de régression de pente 1.

Un consensus s'est établi sur la valeur de n égale à 1, et de nombreux auteurs utilisent cette valeur pour soutenir une croissance self-similaire des failles (croissance des rejets et longueurs dans les mêmes proportions à toutes les échelles). Toutefois, des études récentes ont montré que la valeur de cet exposant pouvait varier, notamment au cours du temps, à mesure que le système accommode de l'extension (Ackermann et al. 2001).

Lorsque l'on étudie un réseau de failles, une autre mesure importante est celle de la répartition spatiale des failles. Cette mesure peut se faire par plusieurs méthodes dont la dimension fractale ou le taux de participation (Davy et al. 1995). Ces méthodes estiment la surface occupée par une (ou plusieurs) faille(s) par rapport à la surface totale. Par exemple, lorsque l'épaisseur de la couche cassante augmente, la déformation est plus localisée dans le sens où les failles sont plus espacées (voir paragraphe suivant). Dans ce cas, le taux de participation serait plus faible, traduisant une surface contenant des failles plus réduite par rapport à la surface totale.

Les deux relations, la distribution de longueur et la relation rejet-longueur, sont fréquemment utilisées pour « prédire » ou estimer la contribution des petites failles (que l'on ne peut observer, les failles dites sub-sismiques notamment) à la déformation totale. Ces considérations sont associées aux mesures de répartition spatiale des failles (dimension fractale ...) pour tenter de définir complètement

les caractéristiques géométriques d'un réseau de failles. Comme nous l'avons vu, des différences notables sont présentes entre les diverses estimations faites de l'exposant des lois d'échelle. La question de la validité de ces lois en vue de leur utilisation automatique doit donc être posée. S'il semble que ces lois peuvent être établies pour chaque cas étudié séparément, on peut se demander si une valeur universelle peut être définie ou si cette valeur est sensible à la fois à la quantité d'extension accommodée par le système et à la rhéologie de celui-ci. Ce problème sera discuté dans les prochains paragraphes.

3.2 Facteurs contrôlant la croissance des failles normales

Les caractéristiques de la couche cassante exercent un contrôle majeur sur la géométrie et l'évolution des réseaux de failles et sont naturellement les paramètres les plus étudiés. Tout d'abord, l'épaisseur de la couche cassante, dite épaisseur mécanique, contrôle l'espacement des failles normales (Vendeville et al. 1987) : plus le niveau cassant soumis à l'extension est épais, plus les failles normales sont espacées, et inversement (**Figure 59**). Une faille, par son jeu, relâche les contraintes dans une zone qui dépend de sa géométrie. Plus sa hauteur est grande, plus la zone où les contraintes sont diminuées est grande horizontalement. Cela a pour conséquence de délimiter des blocs très grands où la déformation est peu importante.

Cette idée est aussi valable pour la largeur des grabens (**Figure 60**) qui est proportionnelle à l'épaisseur du niveau cassant (Allemand & Brun 1991). Plus cette épaisseur est importante, plus les grabens sont larges. Au niveau de la pénétration de la dorsale d'Aden dans les Afars, la largeur du graben principal varie fortement et augmente. Cette variation est interprétée comme une augmentation de l'épaisseur de la croûte cassante depuis 6 km à l'Est, au niveau de la croûte océanique, à 16 km à l'Ouest au niveau de la zone continentale (Dauteuil et al. 2001).

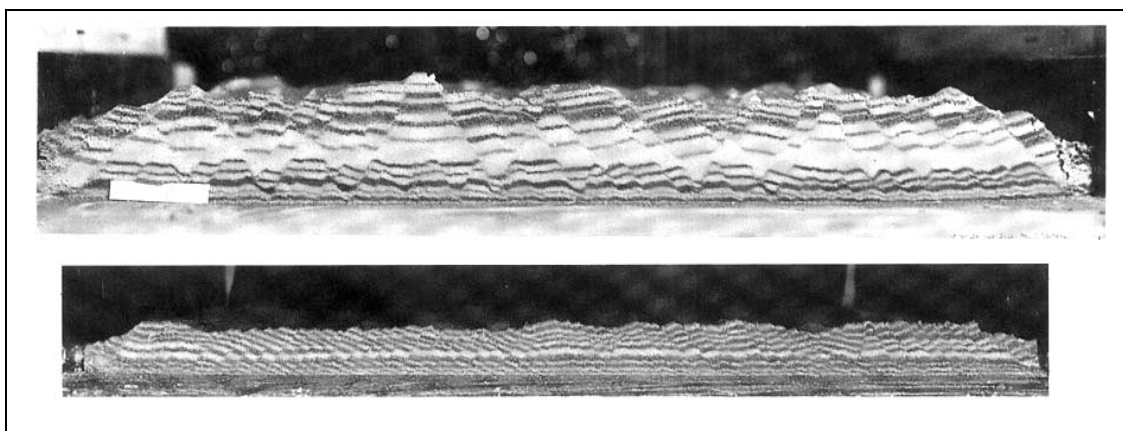


Figure 59 : Espacement des failles normales en fonction de l'épaisseur du niveau cassant. Dans ces modèles analogiques (Vendeville et al. 1987), l'augmentation de l'épaisseur du niveau cassant induit un espacement plus important des failles normales.

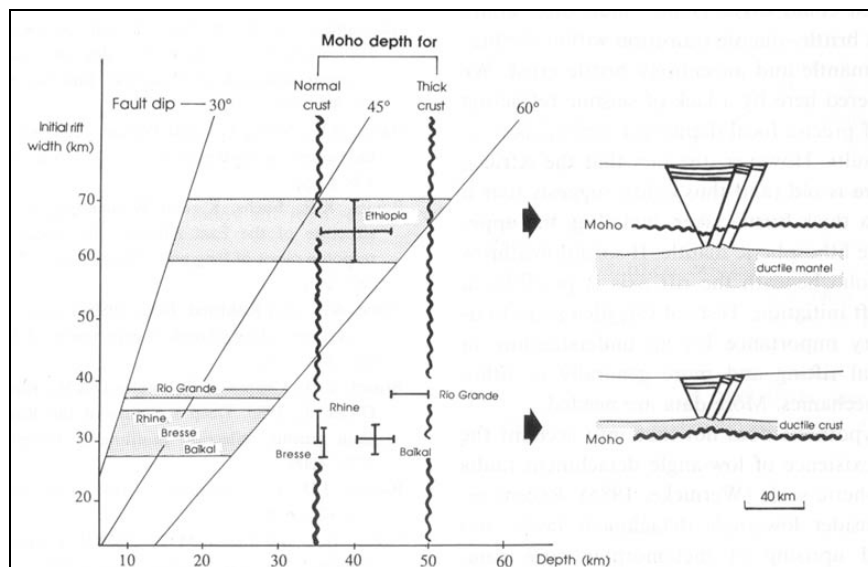


Figure 60 : Relation entre la largeur des grabens et la profondeur de la limite cassant-ductile (Allemand & Brun 1991)

La résistance du niveau cassant, et son comportement en général, est aussi un paramètre influant sur la propagation des failles normales. Les modèles (Cowie & Scholz 1992b, Cowie & Shipton 1998) cités dans les paragraphes précédents montrent le contrôle de la résistance de la couche cassante sur le développement du réseau de failles. La capacité et la « facilité » d'une faille à se propager détermine évidemment la tendance à créer une autre faille pour accommoder la déformation appliquée. Si un adoucissement du matériau (affaiblissement du matériau à mesure qu'il se déforme) est pris en compte (Lavie et al. 1999), la déformation va avoir tendance à se localiser là où elle a déjà eu lieu (**Figure 61**). A l'inverse, si le matériau subit un durcissement, la déformation va se délocaliser avec l'extension.

Ces mécanismes qui influencent la géométrie des réseaux de failles ont donc à priori des conséquences sur les lois statistiques définies plus haut, à savoir la distribution de longueur, la relation rejet maximum-longueur et la répartition spatiale. Par exemple, l'augmentation de l'épaisseur cassante produit une augmentation de l'espacement entre les failles et influence donc la répartition spatiale. De même, l'adoucissement, qui a tendance à limiter le nombre de failles, influence cette répartition spatiale, en privilégiant les failles précoces et en inhibant la néoformation. Dans le même temps, ces failles en nombre limité ont des rejets plus importants, ce qui change certainement la relation rejet-longueur.

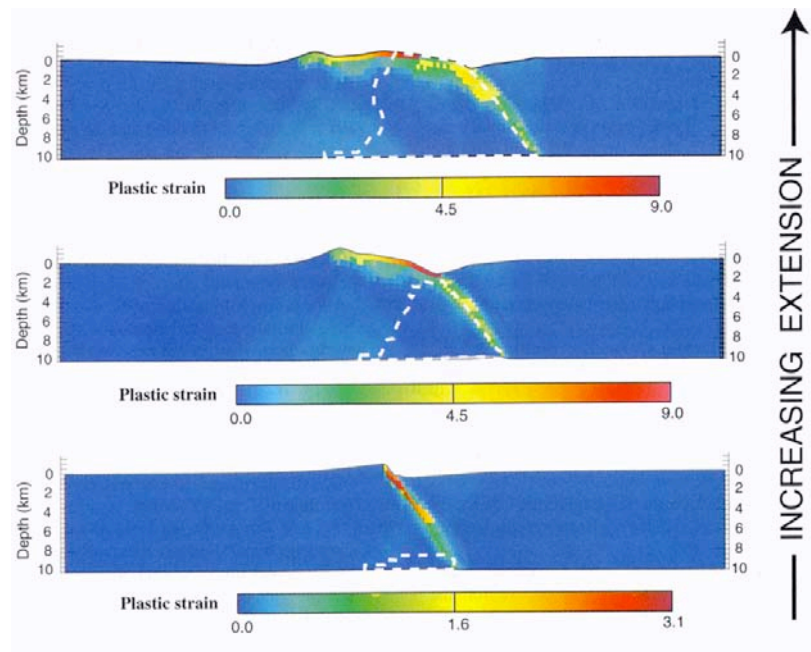


Figure 61 : Simulation numérique de déformation avec adoucissement (Lavier et al. 1999). L'adoucissement permet à la faille active d'accommoder la totalité de l'extension appliquée. Le reste de la couche cassante est très peu déformé.

4. Article : Influence des niveaux visqueux sur la croissance des réseaux de failles normales

L'influence des caractéristiques de la couche cassante déformée a été synthétisée dans la partie précédente. Cependant, il est nécessaire de prendre en compte la rhéologie de l'ensemble du système déformé. La présence de niveaux visqueux interstratifiés ou à la base des couches cassantes peuvent influencer la déformation des niveaux cassants (Davy et al. 1995, Withjack & Callaway 2000) et donc la dynamique des réseaux de failles.

Dans cette partie, nous caractérisons l'influence des niveaux visqueux basaux (et de leur résistance) sur la déformation des couche cassante à l'échelle du réseau de failles normales. Cette partie est présentée sous la forme d'un article (Les figures sont numérotées de 1 à 15 telles qu'elles apparaissent dans l'article).

Influence of viscous layers on the growth of normal faults: insights from experimental and numerical models

Nicolas Bellahsen^{1,2}, Jean-Marc Daniel¹, Laurent Bollinger³ and Evgenii Burov²

(Accepté à *Journal of Structural Geology*)

Résumé de l'article

L'influence dans l'espace et le temps d'une couche visqueuse basale sur la déformation cassante sus-jacente est étudiée à partir de modèles analogiques argile humide/silicone en extension. Des modèles cassant et cassant-ductile à différentes vitesses d'extension sont comparés et couplés à des simulations mécaniques. Nos résultats montrent que : (i) la présence de niveaux visqueux localise la déformation en créant des failles à forts rejets. Ce type de déformation contraint la localisation des petites failles, dont les orientations sont dispersées, au niveau des zones de relais. (ii) ce phénomène de localisation de la déformation est favorisé par une faible résistance de la couche visqueuse. (iii) La relation rejet-longueur est fortement influencée par la rhéologie du modèle et la quantité d'extension accommodée par le système. Cette étude montre donc ces deux paramètres doivent être pris en compte lors des études de réseaux de failles visant notamment à caractériser les relations petites failles/grandes failles.

Influence of viscous layers on the growth of normal faults: insights from experimental and numerical models

Nicolas Bellahsen^{1,2}, Jean-Marc Daniel¹, Laurent Bollinger³ and Evgenii Burov²

¹ Institut Français du Pétrole, Rueil Malmaison, France.

² Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, France.

³ LDG, CEA, Bruyères le Châtel, France

(Accepted to *Journal of Structural Geology*)

Abstract

The influence in space and time of viscous layers on the deformation pattern of brittle layers is investigated using wet clay / silicone putty analogue models in extension. Brittle and brittle-viscous experiments at various extension velocities are compared. Numerical models are also performed to confirm the results and to control the boundary conditions. Our results show that: (i) The presence of a basal viscous layer localizes the deformation by creating faults with very large throw. This kind of deformation distribution constrains the location of small faults, with scattered orientations, in the vicinity of the larger, in particular in relay zones. (ii) A lower strength of the viscous layer (i.e. a low extension velocity) enhances this localization of the deformation. (iii) The displacement-length relationship and the spatial distribution of small scale faults are strongly influenced by both the rheology of the model and the amount of extension. This study shows that they are important parameters, especially when characterizing the whole fault network evolution and the relationship between large and small faults.

4.1. Introduction

Geometry, spacing and growth sequence are fault-network characteristics commonly explained in terms of both the rheology and the thickness of the brittle layer in which faults grow (Ackermann et al. 2001, Cowie & Scholz 1992b, Cowie et al. 1993, Lavier et al. 1999, Vendeville et al. 1987). Using field studies, experimental and numerical models, a sequence of propagation for normal faults has been described as the combination of radial propagation (growth of an isolated fault by tip propagation) and segment linkage (**Fig. 1**) (Ackermann et al. 2001, Cartwright et al. 1996, Cowie & Scholz 1992b, Cowie et al. 1993, Marchal et al. 1998, Peacock & Sanderson 1991, Segal & Pollard 1980). When the evolution of a complete fault network is described through statistical studies, two relationships are often computed: the displacement-length relationship and the size-frequency

relationship. Both are characterized by power-law type function (Clark & Cox 1996, Cowie 1998, Cowie & Scholz 1992a, Dawers et al. 1993, Nicol et al. 1996, Pickering et al. 1997, Scholz et al. 1993, Walsh & Watterson 1988, Watterson 1986) and can be applied to estimate the strain contribution and the characteristics of small-scale faults. The following power-law relation expresses the displacement (D) – length (L) relationship:

$$D=cL^n \quad (1)$$

where c is function of the mechanical characteristics of the layer, and n is the scaling exponent. Values for this exponent range from less than 1 (Ackermann & Schlische 1999, Fossen & Hesthammer 1997, Gross et al. 1997), to 1 (Cowie & Scholz 1992a, Dawers et al. 1993, Schlische et al. 1996), 1.5 (Gillespie et al. 1992, Marrett & Allmendinger 1991, Yielding et al. 1996) and, 2 (Walsh & Watterson 1988, Watterson 1986). Although most investigators agree that a value of 1 is a good rule, no consensus has yet been established about the value of n.

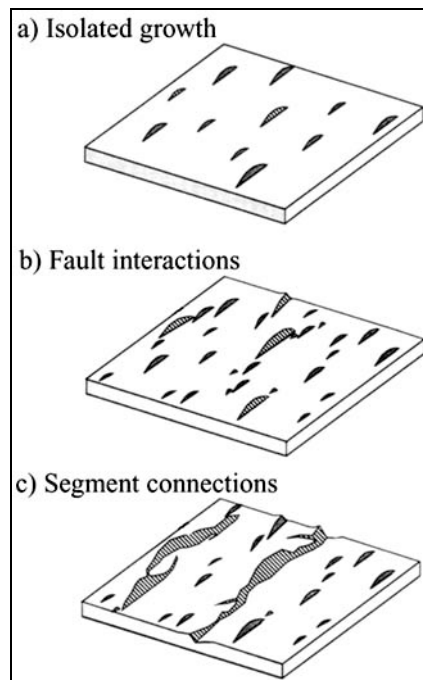


Fig. 1: Normal fault growth, from Cowie et al., 1998. a) Isolated growth by tip propagation. b) Interactions between fault segments c) Propagation by segment connection.

The presence of viscous layers and their strength are known to be important parameters controlling deformation patterns. The importance of the mechanical layering has been demonstrated for the lithosphere (Allemand & Brun 1991, Brun 1999, Buck et al. 1999), the whole crust (Brun 1999), and the upper brittle crust (Gross et al. 1997, Withjack & Callaway 2000). The effects of brittle mechanical layering on fault network growth have been studied recently in an experimental work (Ackermann et al. 2001) and from field data (Schultz & Fossen 2002). However, the effects of viscous

layers have been understudied, except in Davy et al. (1995) in a compressive context or in Withjack et al. (2000) in basement-involved faulting.

In this paper, analogue and numerical models are used to demonstrate the influence of viscous layers on fault growth. For this purpose, fault networks generated with and without a basal viscous layer, and networks generated with a basal viscous layer under various extension velocities are compared. In each experiment, the general space-time evolution of normal fault networks is studied through three steps of extension, with particular attention paid to the spatial relationships between large and small faults.

4.2. Experimental procedure and dataset

4.2.1. Experimental setup and materials

4.2.1.1. Boundary conditions

The experiments are performed in a deformation box (**Fig. 2**), with dimensions ranging between 60*50*10 and 60*70*10 cm. A basal rubber sheet fixed to rigid and movable walls induces nearly homogeneous extension in the overlying materials. The rubber sheet can be affected by strain gradients in the vicinity of the movable wall, especially at high extension rates and with thick rubber sheet (Ackermann 1997). This small departure from homogeneous extension affects the fault related strain but does not alter the results presented later in this paper. Fault networks are generated in a two-layer model, one 2 cm silicone lower layer and one 4 cm wet clay upper layer. Five experiments in a suite of 15 are used to demonstrate the influence of viscous layer on fault growth.

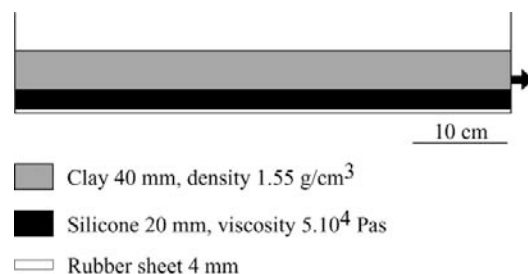


Fig. 2: Experimental setup: the deformation box in cross section. Two layers compose the model: one 4 cm thick layer of sand, one 2 cm thick layer of silicone. The two-layer model is underlied by a basal rubber sheet that applied the extension, whose velocity vary from 0.011 mm/s to 0.05 mm/s.

4.2.1.2. Analogue materials and scaling laws

The wet clay used here consists of a homogeneous mixture of water and pure industrial kaolinite powder. This kind of material has been previously used to simulate brittle behavior (Ackermann et al. 2001, Clifton et al. 2000, Cloos 1968, Withjack & Callaway 2000, Withjack & Jamison 1986). The water / kaolinite mixture in our experiments has a density of 1.55 g/cm³ (approximately 40% water). At the conditions and scale of the experiments, the wet clay behaves like a brittle material in which faults develop as illustrated in **Fig. 3**. The internal friction of the wet clay is about 0.5 (Sims 1993). This value is similar to the internal friction of rocks in nature. The cohesion of the wet clay is estimated to 50 Pa (Sims 1993).

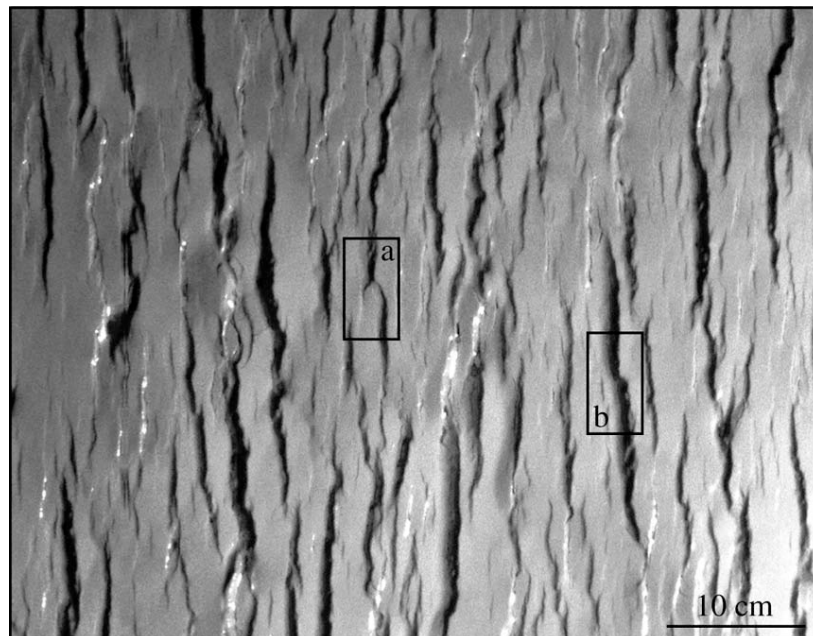


Fig. 3: Surface view of the fault network generated in wet clay. a) Curvature of a fault segment and beginning of the coalescence. b) Curvature of two segments leading to a single and undulating fault.

As inertial forces are neglected, the cohesion must satisfy the following dynamic similarity criterion:

$$C^* = \delta^* g^* \lambda^* \quad (2)$$

where C^* , δ^* , g^* , and λ^* are the model-to-nature ratio for cohesion, density, gravity, and length respectively (Hubbert 1937). In our models, C^* is about 10^{-4} to 10^{-5} , δ^* is about 0.6, and g^* is equal to 1. Thus, to ensure dynamic similarity and satisfy eq. 2, the length ratio λ^* is about $1.5 \cdot 10^{-4}$ to $1.5 \cdot 10^{-5}$ (1 cm in the model corresponds to about 60 to 600 m in nature).

The silicone putty (SMG36 produced by Dow Corning) is used to simulate viscous layers such as salt or undercompacted shales layers in sedimentary basins. The silicone putty, at the conditions of the

laboratory, behaves as a Newtonian fluid (Weijermars 1986) with a viscosity equals to $5 \cdot 10^4$ Pas and a density of 0.97 g/cm^3 . The silicone putty must satisfy the following similarity criterion:

$$\eta^* = \delta^* g^* \lambda^* \tau^* \quad (3)$$

where η^* , δ^* , g^* , λ^* , and τ^* are the model-to-nature ratio for viscosity, density, gravity, length, and time respectively. In our models, η^* is about 10^{-14} , δ^* is about 0.6, g^* is equal to 1, λ^* is about $1.5 \cdot 10^{-5}$. Thus, to satisfy eq. (3), τ^* is about 10^{-9} (1 hr in the model represents about 100,000 yrs in nature).

Two parameters were varied: the presence of basal silicone putty and the velocity of extension. Two experiments were performed without silicone at two different velocities (0.023 and 0.05 mm/s), and three experiments were performed with basal silicone putty at three different velocities (0.011, 0.023 and 0.05 mm/s). The models are deformed at strain rates between $2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ and 10^{-4} s^{-1} . The last value is similar to Ackermann et al. (2001). This lower velocity is used to explore the role of low silicone strength, as it is proportional to velocity (and viscosity):

$$R = h \cdot \eta \cdot \varepsilon' \quad (4)$$

where R , h , η , and ε' are the strength, the thickness, the viscosity and the strain rate of the silicone layer, respectively. The extension is transmitted from the base of the model and then is different from a far-field extension. Questions could also arise from the coupling between the rubber sheet and the silicone and between the silicone and the sand layer. These experimental conditions are discussed in a later section.

Finally, as illustrated in section 3.1 and reported by recent works (Ackermann et al. 2001, Clifton et al. 2000), the modes of faulting in wet clay are close to natural brittle deformation. Thus, although the models might not be perfectly scaled, they are useful to simulate natural extensional features.

4.2.2. Data processing

4.2.2.1. Fault detection

The deformed models are analyzed using topographic information. A three dimensional laser-beam scanner allows us to digitize the model topography (**Fig. 4a**) and build a digital elevation model in the central part of the experiment avoiding edge effects. The laser resolution is 0.25 mm in the x, y, z directions. From this topographic data, a slope map is calculated using a gradient matrix. Fault surfaces are extracted by fixing a threshold on the slope map (**Fig. 4b**). This map contains three values: (i) white for low slope area, (ii) blue for west and, (iii) red for east dipping faults. The last step consists of the automatic digitization of the fault polygons (**Fig. 4c**). As the fault polygons are extracted from the topographic map, each segment building these polygons is contained in a 0.25 by

0.25 mm cell. Finally, the fault polygons that cross cut the edge of the analyzed area are automatically removed from the fault list. The topographic map and the list of fault polygons contain the entire information about the 3D-fault surface (i.e. x, y, z coordinates, strike, dip direction, length, throw). These parameters are used to quickly compute scaling relationships such as the displacement-length relationship.

4.2.2.2. Displacement-length relationship

Below a throw of about 0.25 mm, fault length is underestimated and the trend of the dataset in this area has a lower slope than in the large length area (**Fig. 5**). For this reason, the throw length relationship is calculated in the area of medium to large throw and length (i.e. the data in the black continuous envelope in the **Fig. 5**). The relationship is then calculated over one order of magnitude of length and throw.

For practical reasons, the throw-length relationship will be used in this paper as a proxy for the displacement-length relationship with the implicit assumption that all the faults have the same dip. Nonetheless, faults tend to rotate with increasing applied strain and their dip decreases from an initial value of 70° to about 55° . Long faults have generally a longer history than short faults, they have accumulated more displacement and rotation toward lower dip.

Therefore, the throw-length plot underestimates the contribution of large faults with respect to a displacement-length plot. Quantitatively, the slope of the throw-length relationship in a log/log plot should be lower than the one that would have been measured on a log/log displacement/length plot. However, we keep the throw-length relationship as a proxy for the displacement-length relationship because we are not interested in the absolute value of the displacement-length slope and this bias mainly affects the very late stages of the experiments.

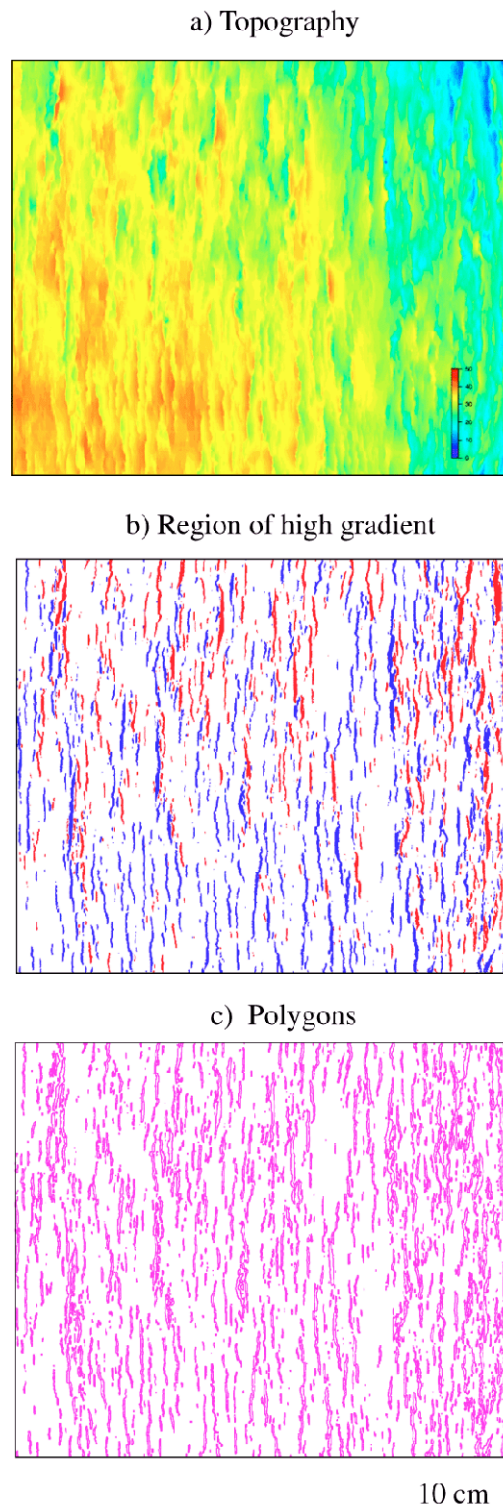


Fig. 4: Steps of the data processing. a) Digital topography of the model. b) Fault surfaces obtained from a gradient map and using a threshold on slopes (high gradients). c) Map of the faults represented by their outline (polygons) which contains all the geometrical information (azimuth, length, throw and dip).

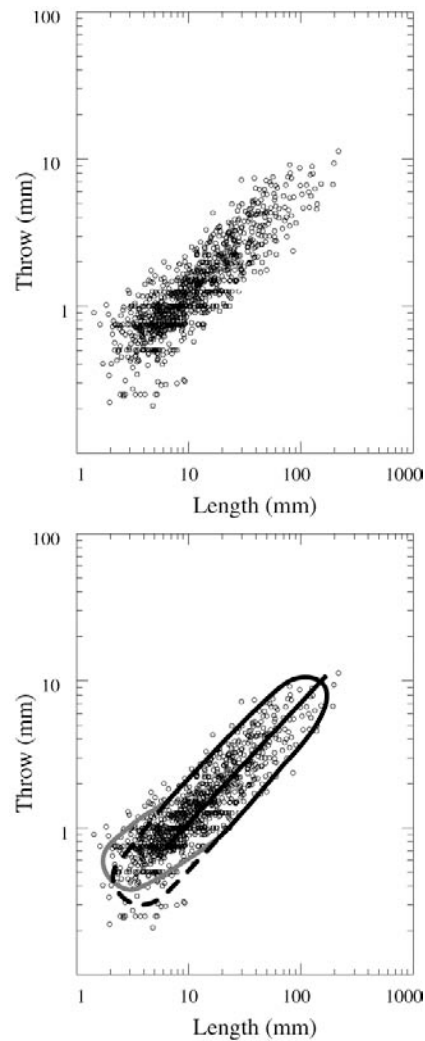


Fig. 5: Calculation of displacement-length relationship and effect of resolution. In log-log representation, the scatter of data is similar to the scatter of natural data. We see also the scatter linked to the resolution of the experimental system (multiples of $\frac{1}{4}$ mm). The continuous envelope is the data envelope. The black one (continuous and dashed) is the envelope that we would have obtained without resolution problems: at small throws, the length is underestimated. The displacement-length relationship is computed only with the data in the continuous black envelope.

4.2.2.3. Deformation map and participation ratio

From the map of fault polygons and measured throw, “deformation” maps can be computed to study the spatial organization of deformation associated with faulting. A cell of these deformation maps can contain several fault segments. In each cell, we calculate the product of the length of each small segment of the faults (see section 2.2.1. Fault detection) with the associated throw. The value d of each cell of the deformation map is then the sum of all these products. This measure is linearly related to strain, under the assumption that faults are dip-slip and have a more-or-less constant dip. Several deformation maps are computed changing the cell size. An increase of the cell size corresponds to a resolution decrease. These deformation maps are then used to estimate the

distribution of the deformation and its localization. The localization is the capacity of the deformation to be distributed heterogeneously in system (Davy et al. 1995). A participation ratio P is used to quantify the localization (Davy et al. 1995, Sornette et al. 1993). This ratio is defined as:

$$P = \frac{1}{S} \frac{(\sum d)^2}{\sum d^2} \quad (5)$$

where S is the total number of pixels in the map, d the value of each cell of the deformation map (see above). P compares areas affected by deformation to the total area; a lower ratio indicates greater localization (Davy et al. 1995). P is computed for three experiments with basal silicone putty and two experiments without basal silicone putty, from deformation maps that have been computed with various resolutions (**Fig. 6**).

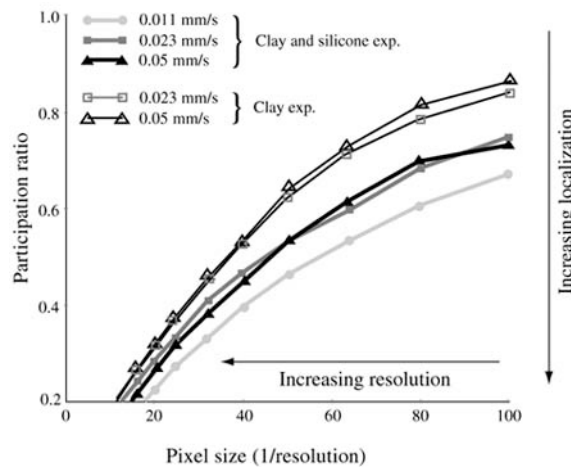


Fig. 6: Participation ratio P as a function of the resolution. This ratio is calculated for different sizes (0.25 to 100 mm) of pixel of the deformation map. A large pixel means a low resolution. The deformation is localized (low value of P) when this ratio is small. Here the ratio is smaller in the case of a low extension velocity. The deformation is then particularly localized with low strength.

When the resolution decreases (large size of cell), the participation ratio increases because a low resolution has the effect of diffusing the measure of the deformation. On **Fig. 6**, we see that two curves cross at certain resolutions. These crossings are artifacts due to measurement inaccuracy. In this case, we consider that the curves are identical.

4.2.2.4. Measured extension vs. applied extension

Due to the resolution dependency of P , a second quantitative method is used, where the ratio E between the measured extension and the applied extension is calculated. Heaves are summed along cross sections in the extension direction and a ratio is calculated with these heave sums over the extension applied. This ratio E is plotted versus the extension applied (**Fig. 7**) for the five experiments.

As expected, this ratio is smaller than 1 because the applied extension is accommodated by continuous deformation of the wet clay layer (Ackermann et al. 2001) and by small faults not detected by the laser (throws below 0.25 mm). Thus, this ratio is an indicator of the relative importance the deformation accommodated small scale features: a higher ratio indicates a larger the contribution of the large faults on deformation. As explained above in the case of the participation ratio, some curves cross. These crossing are not significant and crossing curves can be considered as identical.

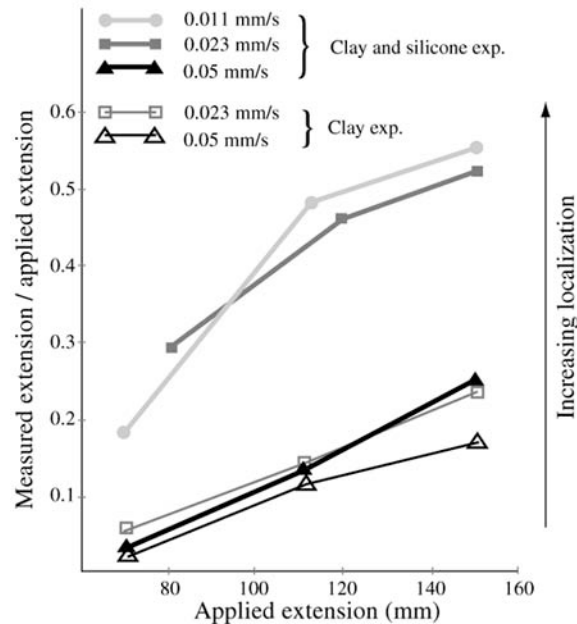


Fig. 7: Measured extension / applied extension ratio E as a function of the extension. This ratio is higher when the extension is accommodated by faults above the laser resolution. When the extension velocity is high, very small faults are numerous and E is low. When E is high, the extension is accommodated by large faults; the deformation is more localized, as in the low velocity case.

4.3. Results

4.3.1 Fault network characteristics and scaling relationships

In the experiments, faults propagate by a combination of two mechanisms: (i) radial propagation (isolated growth by tip propagation) and (ii) segment linkage (**Fig. 8**). The radial propagation is the most important mechanism during the early stages of extension (**Fig. 8a**). Faults grow separately, their displacement and length are increasing simultaneously to produce quite symmetric throw profiles. Faults then start to interact when their length is sufficiently large to create overlap (**Fig. 8b**). In this case propagation is disturbed, throw profiles become asymmetric and throw increases faster than length. After this period of interaction, the two segments frequently link (**Fig. 3** and **8c**). Connections

can also occur before the formation of a relay zone when the segments turn toward each other before propagating faults tip overlap (**Fig. 3**). The resulting fault shows typical undulations and an irregular throw profile (**Fig. 8c**). As already reported by Clifton et al. (2000) and Ackermann et al. (2001), the propagation sequence of faults in the wet clay is closely similar to the propagation sequence of natural faults.

Quantitatively, the maximum displacement (D) – length (L) relationship has been computed for three steps of extension of each experiment and is characterized by the relation expressed by eq. 1. The scatter exhibited by the data (**Fig. 5**) has been frequently observed and explained by the mechanism of segment linkage both in natural fault networks (Cartwright et al. 1995) and other analogue models (Mansfield & Cartwright 2001). The scatter at low displacement values is also due to the resolution of the laser beam (0.25 mm) and the related inaccuracy of throw and length measurements. The scaling exponent n of the different fault networks varies between 0.6 and 1 (Table 1). These values are consistent with those obtained by Ackermann et al. (2001) and in some natural cases (Ackermann & Schlische 1999, Fossen & Hesthammer 1997, Gross et al. 1997).

	Ext. 13%	Ext. 20%	Ext. 28%
0.05 mm/s		0.59	0.68
0.023 mm/s		0.64	0.66
Sil. 0.05mm/s		0.80	0.76
Sil. 0.023mm/s	0.83	0.87	0.85
Sil. 0.011mm/s	0.77	0.89	0.97

Table1: List of scaling exponent of displacement-length relationship for each experiment. The three steps of extension are computed (Ext.: amount of extension). Sil.: two-layers experiments (sand and silicone putty). Three exponents are not given because regression was not satisfactory.

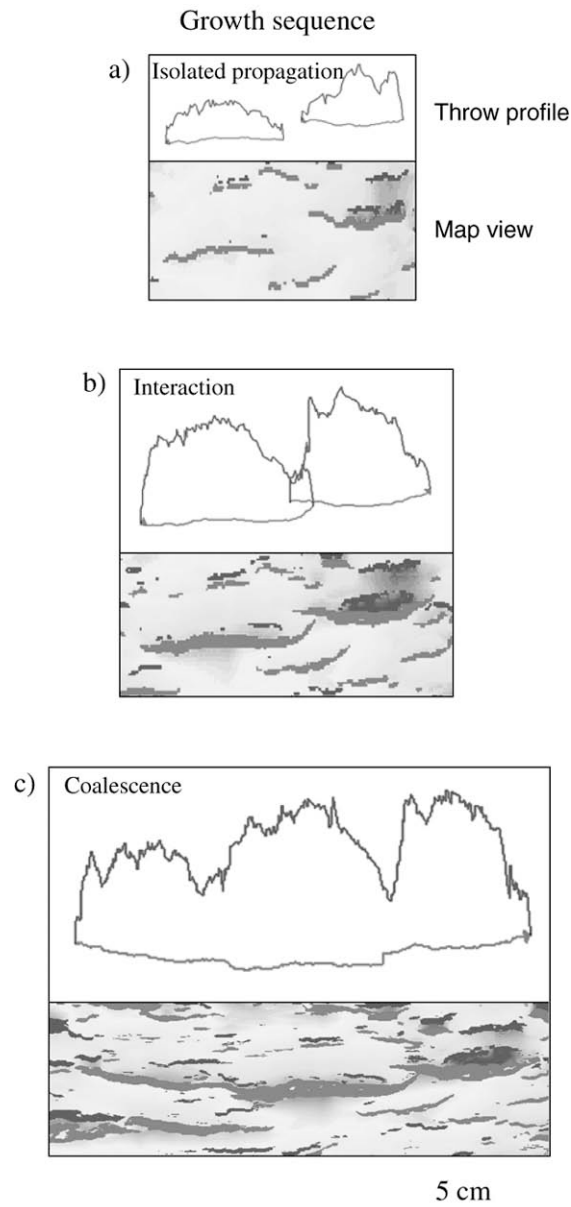


Fig. 8: Growth sequence observed in the clay models. Topography map and throw profiles are shown. a) Two faults grow by tip propagation. The maximum throw is about 4 mm. b) The faults start to interact and a segment turns toward the other one. The maximum throw is about 7 mm. c) Both the segments are connected and form a single fault (another is connected on the left of the map). At this last step, the maximum throw is 10 mm.

4.3.2. Localization of deformation

Even though the effects of mechanical properties and thickness of a brittle layer on fault patterns are well known, the effects of a viscous layer underlying a brittle layer are still not well documented. Therefore, we compare the distribution of deformation on one-layer wet clay and two-layer wet clay / silicone models (**Fig. 9**).

The first stages of extension (less than 7 %) are difficult to analyze because the size of the faults is commonly below the resolution of the laser beam, and also because some extension may be accommodated by continuous deformation. Even though the networks are quite similar, the distribution of the deformation is clearly more heterogeneous and the maximum displacements are more important with a basal viscous layer.

When extension values are larger than 15 %, the evolution of the two fault networks is very different. Without the silicone layer, new faults initiate and grow continuously, resulting in a relatively homogeneous fault pattern. In contrast, in presence of a basal silicone layer, few faults initiate and develop, accommodating the major part of the applied extension. This style of deformation produces non-deformed zones bounded by faults with large displacement. The participation ratio P (**Fig. 6**) quantifies the difference between clay and clay/silicone models. At a fixed resolution, the ratio P calculated for clay experiments is systematically higher than in clay/silicone experiments, whatever the velocity (see for example $v=0.023$ mm/s of the experiment displayed in **Fig. 9**). The ratio E of measured extension over applied extension (**Fig. 7**) allows us to study how the model accommodates the extension. Large ratios (close to 1) indicate that large fault develop. Low ratios indicate that the extension is accommodated by smaller faults (and very small faults not well detected). The ratio E for experiments with basal silicone layer is systematically higher than in experiments without basal silicone. Fault networks in clay/silicone models are composed by faults with statistically larger displacement than in clay models. This observation, combined with qualitative comparison of networks and results of participation ratio calculation, highlights that the deformation is more localized in models with a basal silicone layer.

In wet clay / silicone models, an important parameter is the extension velocity as it controls the strength of the viscous layer (eq. 4). Its effects on the fault network are studied comparing the networks generated in clay and silicone models with various velocities (**Fig. 10**). The experiments demonstrate that lower velocities result in larger fault throws with large undeformed zones. This mean that at low extension velocities or low silicone strength deformation is more localized. This is also demonstrated by the participation ratio decrease at low velocity. At velocities of 0.05 and 0.023 mm/s, the curves are very close, while the curve for the velocity 0.011 mm/s is lower, illustrating the localization of the deformation. P is a normalized ratio that measures the spatial distribution of the deformation and not its intensity. Looking at the fault network, the spatial distribution of the deformation is similar in the experiments performed at 0,05 and 0,023 mm/s (**Fig. 9** and **10**). This explains why the two corresponding participation ratios are very close.

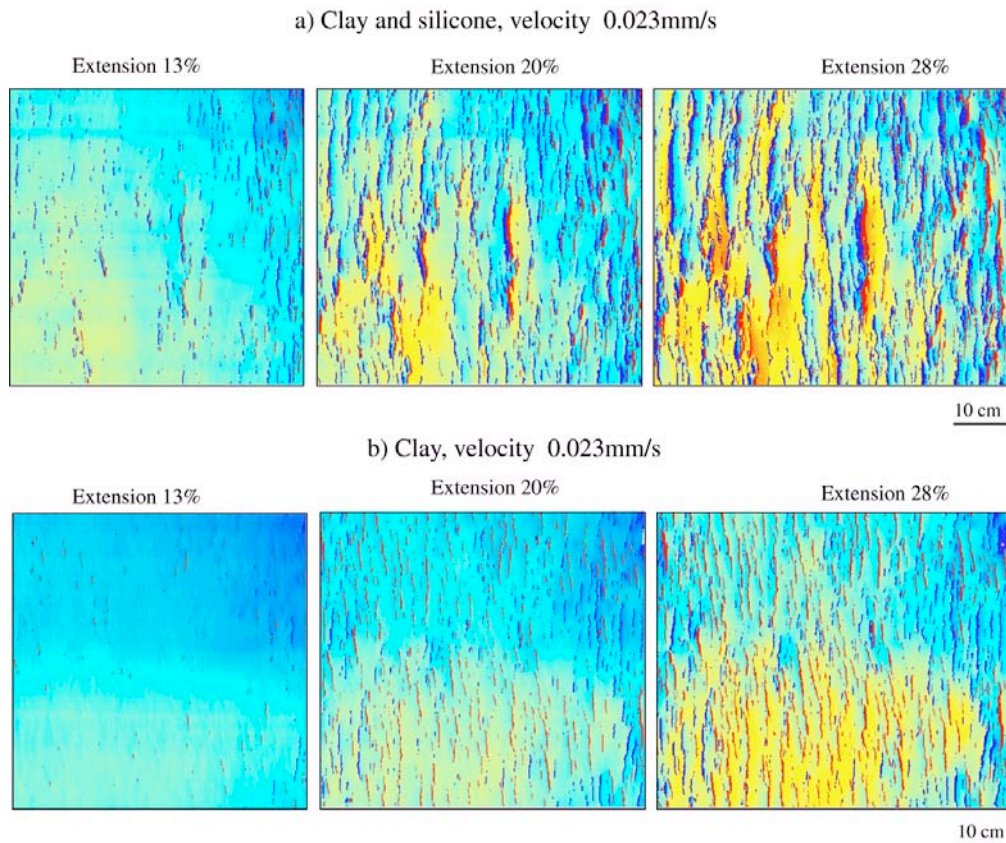


Fig. 9: Comparison between fault networks generated in clay with and without basal silicone. In models with basal silicon, the spatial distribution of the faults is more heterogeneous and the displacements are larger. Large zones are not deformed; few small faults exist, except in the vicinity of large faults. In clay experiments, unfortunately, an initial topography gradient of few millimeters is due to initial deposition of the wet clay. However, this gradient is perpendicular to the extension direction and tends to disappear with increasing extension. This gradient is then assumed not to influence the evolution of the experiments and not to alter the results.

For the model with low extension velocity (0.011 mm/s), the ratio E (measured over applied extension) is large (**Fig. 7**). Most of the extension is accommodated by large faults, localizing the deformation. However, the curves for velocity 0.011 and 0.023 mm/s are very close compared to the curve of the 0.05 mm/s velocity experiment. The extension accommodated by large faults is effectively almost the same for the two experiments (0.011 and 0.023 mm/s). This result combined with that of the participation ratio provides interesting information. For fast extension velocity (i.e. 0.05 mm/s), the deformation is “homogeneously” distributed. For lower extension velocity (i.e. 0.023 mm/s), the deformation is also “homogeneously” distributed, but the extension is accommodated by larger faults. Finally, for the lowest extension velocity (i.e. 0.011 mm/s), the deformation is more heterogeneously distributed and the extension accommodated by large faults is similar to the one of the previous experiment. In summary, these experiments show that: (i) the presence of a basal viscous layer induces a localization of the deformation, and (ii) a low extension velocity, applied at the base of the model, enhanced this phenomenon.

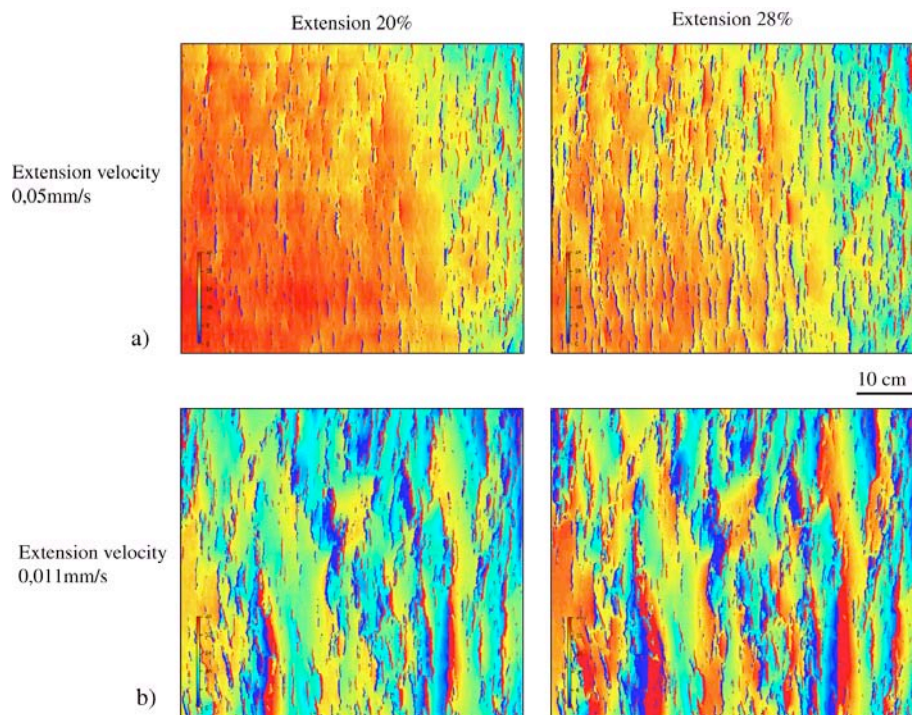


Fig. 10: Comparison between fault networks generated in clay with basal silicone for two different extension velocities. The slower the velocity, the more heterogeneous and localized the spatial distribution of faults. A slow extension velocity enhances the effect of presence of basal silicone as shown in Fig. 9.

4.3.3. Small faults

So far we have demonstrated that the characteristics of the viscous layer strongly influence the geometry of the fault pattern as a whole. This section demonstrates that its effect is also significant when describing the relationship between large and small faults.

Large faults generated in analogue models with strongly localized deformation accommodate most of the applied extension. In this case, the creation of new major faults is limited. Genetically there are essentially three kinds of small new faults (small length and throw) (**Fig. 11**); their number, position and orientation are now discussed.

a) The first population is generated by the extension applied at the base or at the lateral boundary of the model. Their initiation is limited in the case of strong localization because when the silicone layer is weak, few new faults initiate between the large faults. As in Gupta and Scholz (2000), the initiation of small faults is inhibited with increasing extension. This is particularly true with a weak basal layer. Thus, the position and creation of these small faults are controlled by the strength of the basal silicone. The early small faults became larger ones as they have coalesced (Ackermann & Schlische 1997, Cowie 1998).

b) The second population, antithetic faults, is genetically related to the presence of large displacement on faults, and thus initiate only in the vicinity of these large faults. In our models, the rheology influences their number as a weak silicone layer, producing large displacements, induces the creation of a large number of these faults. Meanwhile, their position and their orientation, which is parallel to the direction of the large faults, remain unchanged.

c) The third population is generated in zones of interaction between two faults. This last kind of small faults is the population of faults created particularly in case of relay ramp fracturing. The orientation of these faults is oblique to the average strike of the larger ones.

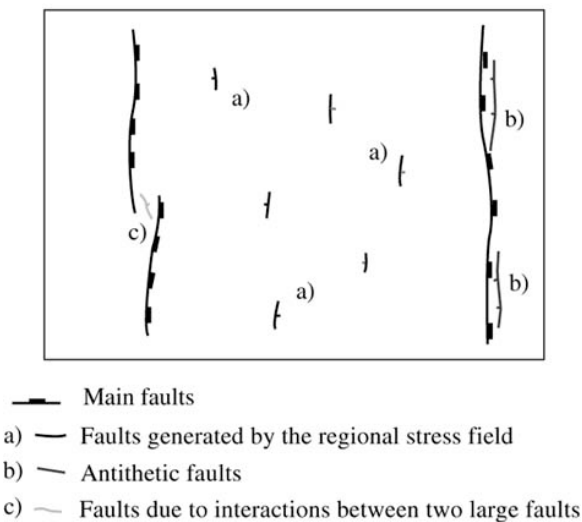


Fig. 11: The three main kinds of small new faults. a) Faults generated by the regional stress field. b) Faults due to large displacement accumulated on faults and block rotation. c) Relay faults due to interactions between two larger faults.

The measure of the dispersion of fault orientation (**Fig. 12**) gives two results. The first is a greater dispersion of small faults than larger ones. The activity of a large fault perturbs the stress field, in particular the directions of principal stresses around normal faults (Simon et al. 1999). Near the center of the fault, stress releases occur especially in the footwall block. At the fault tips, stress accumulations and perturbations (Kattenhorn et al. 2000) and interactions between faults (Crider & Pollard 1998) perturb the stress field in relay zones. The orientation of principal stresses is then changed and new small faults initiate according to this local stress field. These perturbations should be enhanced by the accumulation of displacement on large faults. Thus, the phenomenon is amplified with the evolution of the system, as an increase of total extension applied induces an increase of the throws and lengths of faults. The second result of Fig. 12 shows the increase of this dispersion with the decrease of silicone strength. This effect is explained by the increase of localization at low silicone strength that contributes to create large faults and then increases the role of relay zones, stress field perturbations, and dispersion of small fault directions.

From what we have seen so far, the position of small faults was influenced by the strength of the basal silicone layer and small faults are clustered around large faults when the basal layer is weak, as only small relay faults and antithetic faults are initiated. In other cases, as in Ackermann and Schlische (1997), small faults are anti-clustered around larger faults. This suggests that fault clustering must be approached as a function of the rheology.

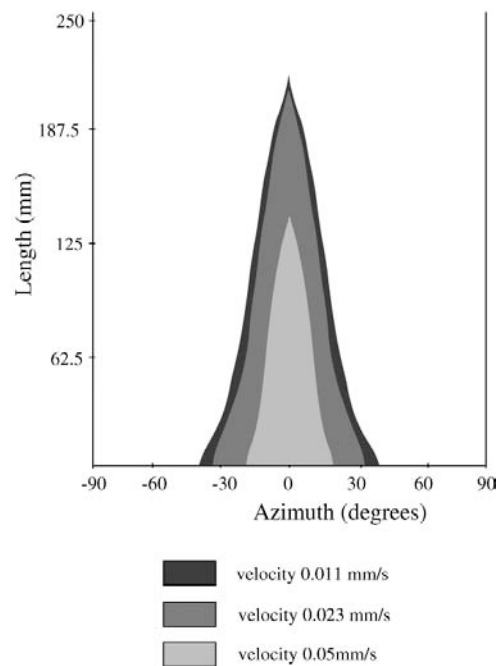


Fig. 12: Diagram of fault length as a function of orientation. The azimuth zero is perpendicular to the extension direction. The large faults are perpendicular to this extension direction, but the small have more dispersed orientations. This phenomenon is amplified by low silicone strength.

4.3.4. Numerical models

To complete and verify the results, the same experiments have been performed in mechanical simulations using a 2D numerical code (Paravoz, explicit hybrid finite-difference/finite element code) (Poliakov & Hermann 1994). In this code, based on the well-tested solver of the FLAC algorithm (Cundall, 1989), shear bands can develop spontaneously and thus can be assimilated to non-predefined faults. In the numerical experiments, the mechanical properties and boundary conditions have been reproduced as close as possible to those used in our analogue models (**Fig. 13**).

The Paravoz code is a fully explicit time-marching large-strain Lagrangian algorithm that solves the full Newtonian equation of motion:

$$\rho \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right) - \text{div} \sigma - \rho g = 0 \quad (6)$$

coupled with constitutive equations of kind:

$$\frac{D\sigma}{Dt} = F(\sigma(u, \nabla \frac{\partial u}{\partial t}, \dots, T \dots)) \quad (7)$$

and with those of heat transfer (not used in our experiments). In these equations, u , σ , g are the vector-matrix terms for the displacement, stress, and acceleration due body forces respectively. The terms t and ρ respectively designate the time and density. The terms $\partial / \partial t$, D / Dt , F denote a time derivative, an objective time derivative and a functional of the variables given in brackets, respectively.

Solution of the equations of motion provides velocities at mesh points, which permit calculation of element strains. These strains are used in the constitutive relations to calculate element stresses and equivalent forces, which form the basic input for the next calculation cycle. To solve explicitly the governing equations, the FLAC method uses a dynamic relaxation technique by introducing artificial masses in the inertial system. This technique is capable of modeling physically highly unstable processes and of handling strongly non-linear rock rheologies in their explicit form of the constitutive relationship between strain and stress. The code handles plastic and viscous strain localization, which allows simulation of formation of non-predefined shear bands. The brittle properties of the wet clay were simulated using Mohr-Coulomb plasticity with friction angle 30° and cohesion 50 Pa. The values of the elastic Lamé constants were equal to 0.02 Mpa. The silicone was simulated as a Maxwell fluid with effective viscosity of 5×10^4 Pa s (Newtonian viscous behavior with an elastic component, which can be schematically illustrated by a serial connection of an elastic spring and of a viscous dash pot damper).

The numerical grid was formed from 500×60 quadrilateral elements (respectively horizontally and vertically) composed of 2000×240 triangular sub-elements (each quadrilateral element consists of four triangular elements, to minimize mesh locking (Cundall, 1989). The resulting numerical resolution was very high (four triangular elements per square millimeter, which approaches the resolution of the laser scanner used in the experimental models). The upper boundary was set as a free surface, a horizontal velocity V was imposed on the right boundary and the left boundary was fixed horizontally, with a free slip condition in the vertical direction (**Fig. 13**). At the bottom boundary, a horizontal free-slip condition was used, whereas the vertical velocity was set to zero. No velocity field

was applied at the bottom, in contrast to the analogue models where the shear with the underlying rubber sheet induced a velocity field that linearly increased from the fixed side to the moving one.

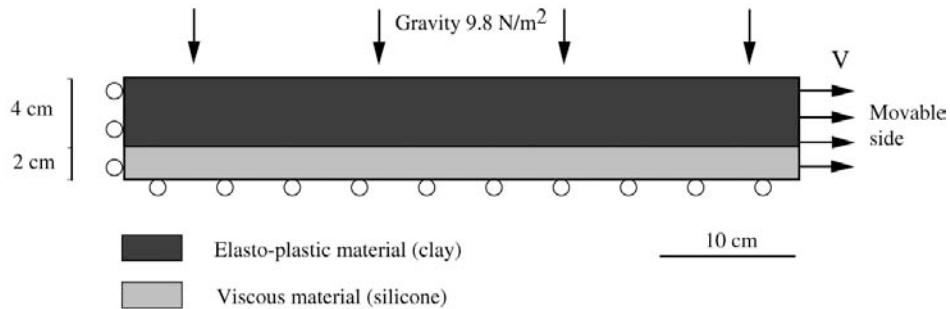


Fig. 13: Boundary conditions and mechanical properties of the numerical simulations. The conditions and mechanical properties are almost the same as in the analogue models. Elasto-plastic layer: the Lamé coefficients are equal to 0.02 MPa, the cohesion and the friction angle are 50 Pa and 30° respectively. Viscous layer: the viscosity is $5 \cdot 10^4$ Pas. The boundary conditions are identical except the bottom condition that, here, is a horizontal free-slip condition.

Two basic situations were tested using two different horizontal boundary velocities (0.011 mm/s and 0.05 mm/s). The cross-sections show the total plastic strain (**Fig. 14**) that develops through time and is expressed as synthetic and antithetic shear bands. At the beginning, single shear bands develop and secondary antithetic shear bands initiate, forming conjugate sets that merge generally close to the elasto-plastic/visco-elastic contact. In the first 8% of extension of the 0.05 mm/s experiment, approximately ten shear bands initiate. After 20% of extension, the number of shear bands has doubled. All shear bands, the earlier ones and the later ones, continue to be active.

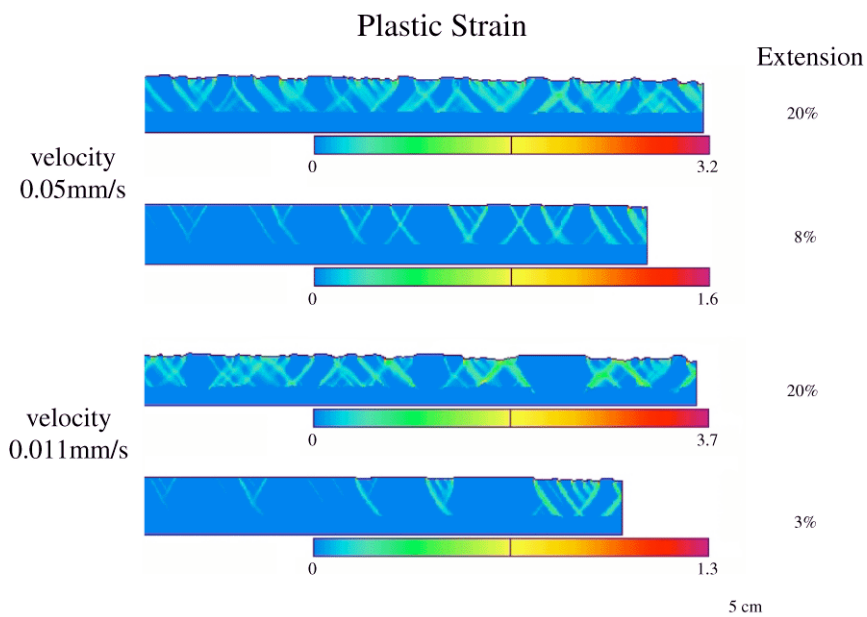


Fig. 14: Results of the numerical simulations. The total plastic strain accumulated in the model is shown. The deformation is more localized when the velocity is low: In this case, the shear bands are less numerous but each accommodates more extension.

In the 0.011 mm/s experiment, the shear bands are less numerous and accommodate a large part of the applied deformation. They become very complex with creation of new secondary shear bands, but no new deformed zone is created, and the plastic strain intensity in the shear bands is higher than in the 0.05 mm/s case. The deformation of the brittle layer is similar to boudinage, where some zones are intensively thinned while others are undeformed without significant rigid rotation. The comparison of these two simulations demonstrates remarkable similarity to the analogue models, where low extension velocity (i.e. low silicone strength) produces localization of the deformation.

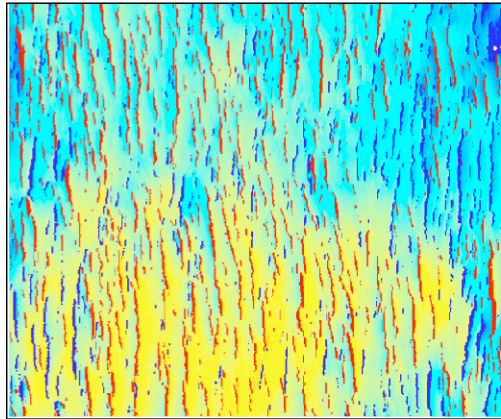
4.4. Discussion

4.4.1. Experimental conditions

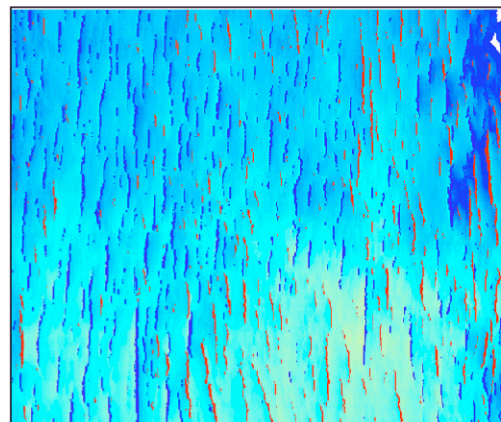
Before conclusion, several experimental conditions need to be discussed: the behavior of the wet clay, the coupling between the rubber sheet and the silicone layer and between the silicone layer and the brittle layer.

The behavior of the wet clay is not perfectly established and is known to be partly viscous. Ackermann (1997) showed that in 1-layer clay models, the velocity of extension has an effect on the fault network, in the sense that fast strain rate could generate localized models. In our models (Fig. 15), visual comparison between two networks generated at different velocities (0.023 and 0.05 mm/s) shows that the geometries of the fault networks are similar. In the same way, the values of P and E at velocities 0.023 and 0.05 mm/s are close (Fig. 6). The small differences that we can observe are much smaller than the difference between the two experiments with silicone with the corresponding velocities. The introduction of a basal viscous layer changes radically the deformation evolution. Thus, the velocity has a strong effect on the silicone layer strength (as expected) and this effect is much more important than the effect on the clay layer strength. This shows that the viscous behavior of the wet clay can be neglected under the conditions of the experiments described here.

a) Clay, velocity 0.05mm/s, extension 28%



b) Clay, velocity 0.023mm/s, extension 28%



10 cm

Fig. 15: Comparison between fault networks generated in clay without basal silicone for two different extension velocities. The extension velocity slightly affects spatial distribution of faults.

The question about coupling and boundary conditions can be approached through the numerical simulations. In these models, the extension is applied by moving a lateral vertical boundary and not through the base of the model. The phenomenon of localization highlighted in laboratory experiments should not be attributed to the basal conditions of extension, as we also observe this localization in numerical experiments.

Finally, in the numerical models, the interface between the brittle and the viscous layer is set “sticky”. The localization is not an artifact that is due to problems of coupling along interfaces; the variation of extension velocity only influences the rheology of the models and would have the same effect as a variation of the viscosity of the silicone layer. These results thus confirm that the viscous layer strength controls the localization of the deformation in the brittle layer, as observed in the wet clay/silicone models.

4.4.2. Evolution of the displacement-length relationship

The evolution with time of the displacement-length relationship is poorly constrained. We here show that its scaling exponent varies as a function of both the rheology and the amount of extension.

We observe that the scaling exponent (slope of the regression line in log-log space) depends on the rheology of the model. The presence of weak silicone induces higher values of n (Table 1) that indicate a more localized deformation as the viscous basal layer favors the creation of high displacement with respect to lengths. Moreover, the range of displacement (between large and small faults) is higher than in delocalized models, which induces higher displacement-length scaling exponent. Ackermann (2001) showed that a thick brittle layer favors steeper slopes (high value of n) than thinner models. Decrease of silicone strength and increase of brittle thickness have similar results: a higher scaling exponent n and a localized deformation. In other words, in presence of basal silicone, the brittle layer is stratigraphically unconfined (Schultz & Fossen 2002) and favors accumulation of displacement.

Furthermore, the rheology also controls the evolution with amount of extension of the scaling exponent. At high silicone strength (high velocity of extension), there is no evident evolution of n with increasing strain (Table 1). The scaling exponent seems to be more or less constant or to decrease. This last case would signify that length increases faster per unit of displacement and this result is consistent with Ackermann et al. (2001). Fault linkage and the associated increase of length explain this behavior well. However, at very low silicone strength (low extension velocity, 0.011 mm/s) the exponent increases with amount of extension (Table 1). In these localized models, the evolution suggests that displacements increase faster than length and shows that the presence of a weak silicone layer, favoring larger displacement, can change the time evolution of the scaling exponent. Such an increase was inferred in several works (Gupta & Scholz 2000, Morewood & Roberts 1999, Poulimenos 2000), which showed, that in high strain settings, displacement is accommodated on faults that are no longer growing in length. This can be due to lateral inhibition of tip propagation, because of the perturbed stress around other faults (Contreras et al. 2000, Gupta & Scholz 2000, Poulimenos 2000). As explained in the section 2.2.2, the scaling exponent of the displacement-length relationship is underestimated in the last stages of extension, because of fault rotation and decreasing fault dip. This underestimation supports our interpretation, as we should have obtained higher exponents, at high amount of extension and low viscous layer strength.

A stratigraphic confinement (that increases with the strength of the basal layer) influences fault growth in the sense that they grow in length more rapidly than in displacement. When the brittle layer is unconfined (for example when a low strength viscous layer is present at its base as in this study) or when the lateral propagation is inhibited, the displacement can increase more rapidly and the scaling exponent of the displacement-length relationship is higher and increases with time.

4.4.3. Role of viscous layers at various scales

The localization of the deformation in our experiments occurs when the extension is accommodated along large faults and induces an increase of the displacement-length relation exponent. The localization of the deformation occurs because the weak viscous layer allows the blocks between main faults to sink in this viscous layer. Hence, large accumulations of displacement along the faults are possible. Then the faults that exist at a given time (or a given amount of extension) can accommodate most of the applied extension during an increment of deformation. No faults will initiate in the non-deformed regions, as the stresses are completely released by accumulation of displacement on the existing faults. Moreover, the low strength of the silicone allows this material to flow from the subsiding block toward the elevated block. This silicone flow tends to enhance the displacement along the faults as a feedback mechanism. When the lower layer has a high strength (strong viscous layer or another brittle layer), the faults must deform or break a harder material at the base of the brittle layer to accumulate further displacement. In this case, less energy is necessary to initiate new faults and to accommodate the increasing extension.

At lithospheric scale, the lower crust is embedded between two brittle layers, the brittle crust and the brittle lithospheric mantle. Crustal extension might be controlled by failure in the brittle mantle and by the lower crust, which transmits stresses vertically but distributes them horizontally (Allemand & Brun 1991). Different laboratory experiments (Allemand 1988, Brun 1999, Brun & Beslier 1996, Michon & Merle 2000) showed that the geometry of the deformation in the analogue upper crust is controlled by the rheology of the ductile lower crust. In these studies, low strain rates (i.e. low ductile strength) produce a localized deformation. This type of deformation is characterized by a narrow zone (single graben) or by tilted blocks separated by faults with large displacements. Such a deformation pattern is found in the Gulf of Suez, for example, where blocks between major faults are almost non-deformed (Colletta et al. 1988).

It is also noteworthy that natural rocks have strongly strain-rate dependent ductile rheology. For such rheology, the interaction between the brittle and ductile layers in asymmetric lateral boundary velocity settings (extension from one side) necessarily results in lateral variations in the effective viscosity of the lower ductile crustal layer. The faults forming in the vicinity of the moving boundary are characterized with higher slip and strain rates than those located at the stable side (e.g., middle of a rift basin). Consequently, the brittle-ductile boundary at the moving side experiences faster vertical strains than that at its stable side. If the viscosity of the underlying ductile layer is stress and strain-rate dependent, we would infer additional reduction of the effective viscosity of the ductile layer in the vicinity of the moving side of the system. Though we are conscious of the importance of such behaviors, we choose to ignore them, as the strain-dependence behavior of rocks is not yet well calibrated.

In other analogue and numerical models, deformation above reactivated basement faults is influenced by the presence of a viscous layer between the basement fault and the cover sequence (Schultz-Ela 1994, Withjack & Callaway 2000). Even though the basal conditions are different than in the present work, some similar conclusions are obtained.

In our experiments, under homogeneous basal boundary conditions, the deformation in the brittle layers can be localized in presence of low strength viscous layers. These homogeneous basal conditions simulate the conditions at upper crustal scale in a rifted continental area. In these tectonic environments, the conditions at the base of the brittle layers are difficult to establish. Is the extension transmitted from deeper level in a homogeneous way or in localized area (velocity discontinuity) or transmitted only by a far field stress state? We have shown that in all these cases the presence of a weak basal viscous layer could produce localization of deformation, even under homogeneous basal conditions. Furthermore, the stress state could be intermediary between these different solutions. The basal condition may be between the two end-members: a homogeneous and a localized transmission.

4.5. Conclusions

This work is based on detailed analysis of wet clay/silicone experiments evolution in extension. In these experiments, the growth sequence of the normal faults is a combination of two mechanisms: the radial propagation and the connection of segments. The displacement-length relationship exhibits a power-law form. This study shows that:

(i) The presence of a basal viscous layer and its strength has a strong influence on the deformation pattern in the brittle layer. It produces a localization of the deformation, i.e. a heterogeneous distribution of faults. In this case, the deformation is accommodated by large faults in few areas while other areas are almost undeformed. This phenomenon is amplified by a low strength of the silicone. The localization of the deformation influences the small scale faulting in terms of spatial organization and fault orientations (clustering their position in the vicinity of large faults and scattering their orientation). A characterization of the rheology of the deformed system is then very important when studying the evolution of a fault network.

(ii) The scaling exponent of the displacement-length relationship increases with the decrease of silicone strength. It is due to a strong localization of the deformation. In this case large faults are very important and grow faster than smaller. An increase of the exponent is also found with increasing extension at low silicone strength, while a decrease of the exponent through time is found at high silicone strength. Because of this time- and rheology- dependence, it seems fruitless to search for universal statistical parameters describing natural fault networks. To validate the evolution through time of a scaling exponent, we have now to find direct links between this evolution and the growth

sequence. In any case, an estimate of the amount of extension accommodated by the system is then necessary.

The understanding of the geometry of a complete fault network and the prediction of sub-seismic faults must therefore take into account both the rheology of the entire deformed system and the amount of extension.

Acknowledgements

The two first authors of the code Paravoz, Y. Podladchikov and A. Poliakov, are deeply thanked for their continuous help in further development and modifications of the code. B. Colletta is particularly thanked for a detailed reading of an early version of the manuscript. The constructive reviews made by R. V. Ackermann and J. Crider strongly improved the first version of the manuscript.

References

Ackermann, R. V. 1997. Spatial distribution of rift related fractures: field observations, experimental modeling, and influence on drainage networks. Unpublished PhD thesis, Rutgers University.

Ackermann, R. V. & Schlische, R. W. 1997. Anticlustering of small normal faults around larger normal faults. *Geology* 25(12), 1127-1130.

Ackermann, R. V. & Schlische, R. W. 1999. Uh-Oh! $n < 1$: Dynamic length-displacement scaling. *Eos* 80, S328.

Ackermann, R. V., Schlische, R. W. & Withjack, M. O. 2001. The geometric and statistical evolution of normal fault systems: an experimental study of the effects of mechanical layer thickness on scaling laws. *Journal of Structural Geology* 23, 1803-1819.

Allemand, P. 1988. Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. Unpublished Ph.D. thesis, Université de Rennes I.

Allemand, P. & Brun, J. P. 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. *Tectonophysics* 188, 63-69.

Brun, J. P. 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences of rifting from laboratory experiments. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London* 357, 695-712.

Brun, J. P. & Beslier, M. O. 1996. Mantle exhumation at passive continental margin. *Earth and Planetary Science Letters* 142, 161-173.

Buck, W. R., Lavier, L. L. & Poliakov, A. N. B. 1999. How to make a rift wide. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London* 357, 671-693.

Cartwright, J. A., Mansfield, C. & Trudgill, B. 1996. The growth of normal faults by segment linkage. In: *Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling* (edited by Buchanan, P. G. & Nieuwland, D. A.) 99. Geological Society of London Special Publication, 163-177.

Cartwright, J. A., Trudgill, B. D. & Mansfield, C. S. 1995. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology* 17(9), 1319-1326.

Clark, R. M. & Cox, S. J. D. 1996. A modern regression approach to determining fault displacement-length scaling relationships. *Journal of Structural Geology* 18(2/3), 147-152.

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.

Cloos, E. 1968. Experimental analysis of gulf coast fracture patterns. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52(3), 420-444.

Colletta, B., Le Quellec, P., Letouzey, J. & Moretti, I. 1988. Longitudinal evolution of the Suez rift structure (Egypt). *Tectonophysics* 153, 221-233.

Contreras, J., Anders, M. H. & Scholz, C. H. 2000. Kinematics of normal fault growth and fault interaction in the central part of Lake Malawi Rift. *Journal of Structural Geology* 22, 159-168.

Cowie, P. A. 1998. A healing-reloading feedback control on the growth rate of seismogenic faults. *Journal of Structural Geology* 20(8), 1075-1087.

Cowie, P. A. & Scholz, C. H. 1992a. Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion. *Journal of Structural Geology* 14(10), 1149-1156.

Cowie, P. A. & Scholz, C. H. 1992b. Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model. *Journal of Structural Geology* 14(10), 1133-1148.

Cowie, P. A., Vanneste, C. & Sornette, D. 1993. Statistical physics model for the spatio-temporal evolution of faults. *Journal of Geophysical Research* 98, 21809-21821.

Crider, J. G. & Pollard, D. D. 1998. Fault linkage: Three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults. *Journal of Geophysical Research* 103(B10), 24373-24391.

Cundall, P. A. 1989. Numerical experiments on localization in frictional materials. *Ingenieur-Archiv* 59, 148-159.

Davy, P., Hansen, A., Bonnet, E. & Zhang, S. Z. 1995. Localization and fault growth in layered brittle-ductile systems: Implications for deformations of the continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 100(B4), 6281-6294.

Dawers, N. H., Anders, M. H. & Scholz, C. H. 1993. Growth of normal faults: displacement-length scaling. *Geology* 21, 1107-1110.

Fossen, H. & Hesthammer, J. 1997. Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstones. *Journal of Structural Geology* 19(2).

Gillespie, P. A., Walsh, J. J. & Watterson, J. 1992. Limitations of dimension and displacement data from single faults and the consequences for data analysis and interpretation. *Journal of Structural Geology* 14(10), 1157-1172.

Gross, M. R., Gutiérrez-Alonso, G., Bai, T., Wacker, M. A., Collinsworth, K. B. & Behl, R. J. 1997. Influence of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations. *Journal of Structural Geology* 19(2), 171-183.

Gupta, S. & Scholz, C. H. 2000. Brittle strain regime transition in the Afar depression: Implications for fault growth and sea-floor spreading. *Geology* 28(12), 1087-1090.

Hubbert, M. K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 48, 1459-1520.

Kattenhorn, S. A., Aydin, A. & Pollard, D. D. 2000. Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3-D numerical models of fault-perturbed stress fields. *Journal of Structural Geology* 22, 1-23.

Lavier, L. L., Buck, W. R. & Poliakov, A. N. B. 1999. Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults. *Geology* 27(12), 1127-1130.

Mansfield, C. & Cartwright, J. 2001. Fault growth by linkage: observations and implications from analogue models. *Journal of Structural Geology* 23(5), 745-763.

Marchal, D., Guiraud, M., Rives, T. & Van den Driessche, J. 1998. Space and time propagation processes of normal faults. In: *Faulting, Fault sealing and fluid flow in hydrocarbon reservoirs* (edited by Jones, G., Fisher, Q. J. & Knipe, R. J.) 147. Geological Society of London Special Publication, 51-70.

Marrett, R. & Allmendinger, R. W. 1991. Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations. *Journal of Structural Geology* 13, 735-738.

Michon, L. & Merle, O. 2000. Crustal structures of the Rhine graben and the Massif Central grabens: An experimental approach. *Tectonics* 19(5), 896-904.

Morewood, N. C. & Roberts, G. P. 1999. Lateral propagation of the surface trace of the South Alkyonides normal fault segment, central Greece: its impact on models of fault growth and displacement-length relationships. *Journal of Structural Geology* 21, 635-652.

Nicol, A., Walsch, J. J., Watterson, J. & Gillespie, P. A. 1996. Fault size distributions - are they really power-law? *Journal of Structural Geology* 18(2/3), 191-197.

Peacock, D. C. P. & Sanderson, D. J. 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology* 13(6), 721-733.

Pickering, G., Peacock, D. C. P., Sanderson, D. J. & Bull, J. M. 1997. Modeling tip zones to predict the throw and length characteristics of faults. *AAPG Bulletin* 81(1), 82-99.

Poliakov, A. N. B. & Hermann, H. J. 1994. Self-organized criticality in plastic shear bands. *Geophysical Research letter* 21, 2143-2146.

Poulimenos, G. 2000. Scaling properties of normal fault populations in the western Corinth Graben, Greece: implications for fault growth in large strain settings. *Journal of Structural Geology* 22, 307-322.

Schlische, R. W., Young, S. S., Ackermann, R. V. & Gupta, A. 1996. Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. *Geology* 24(8), 683-686.

Scholz, C. H., Dawers, N. H., Yu, J. Z., Anders, M. H. & Cowie, P. A. 1993. Fault growth and fault scaling laws: preliminary results. *Journal of Geophysical Research* 98(B12), 21951-21961.

Schultz, R. A. & Fossen, H. 2002. Displacement-length scaling in three dimensions: the importance of aspect ratio and application to deformation bands. *Journal of Structural Geology* 24, 1389-1411.

Schultz-Ela, D. D. 1994. Overburden structures related to extensional faulting beneath an intervening viscous layer. *Eos, Transactions, American Geophysical Union 1994 Fall Meeting* 75(44), 678.

Segal, P. & Pollard, D. D. 1980. Mechanics of discontinuous faults. *Journal of Geophysical Research* 85(B8), 4337-4350.

Simon, J. L., Arlegui, L. E., Liesa, C. L. & Maestro, A. 1999. Stress perturbations registered by jointing near strike-slip, normal, and reverse faults: Examples from the Ebro Basin, Spain. *Journal of Geophysical Research* 104(B7), 15141-15153.

Sims, D. 1993. The rheology of clay: A modelling material for geologic structures. *EOS, Transactions, American Geophysical Union 1993 Fall Meeting* 74(43), 569.

Sornette, A., Davy, P. & Sornette, D. 1993. Fault growth in brittle-ductile experiments and the mechanics of continental collisions. *Journal of Geophysical Research* 98(B7), 12111-12139.

Vendeville, B., Cobbold, P. R., Davy, P., Brun, J. P. & Choukroune, P. 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: *Continental extensional tectonics* (edited by Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L.) 28. Geological Society of London Special Publication, 95-107.

Walsh, J. J. & Watterson, J. 1988. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology* 10, 239-247.

Watterson, J. 1986. Fault dimensions, displacements and growth. *Pure and Applied Geophysics* 124, 365-373.

Weijermars, R. 1986. Flow behavior and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics* 124, 325-328.

Withjack, M. O. & Callaway, S. 2000. Active normal faulting beneath a salt layer: An experimental study of deformation patterns in the cover sequence. *AAPG Bulletin* 84(5), 627-651.

Withjack, M. O. & Jamison, W. R. 1986. Deformation produced by oblique rifting. *Tectonophysics* 126, 99-124.

Yielding, G., Needham, T. & Jones, H. 1996. Sampling of fault populations using sub-surface data: a review. *Journal of Structural Geology* 18(135-146).

4.6 Discussion complémentaire

Dans l'article présenté dans ce chapitre, il est montré que la relation rejet-longueur semble évoluer au cours du temps, par l'augmentation ou la diminution de l'exposant de sa loi puissance. Ce changement dépend en premier lieu de la rhéologie de l'ensemble du système déformé. Cette conclusion semble être confirmée par des publications récentes, notamment Ackermann et al. (2001). L'évolution de la distribution de longueur est aussi sujette à débat. Certains suggèrent que l'exposant de cette relation décroisse au cours du temps (Cladouhos & Marrett 1996), tandis que d'autres le considère comme fixe (Sornette & Davy 1991). Cowie (1998a) explique que ces problèmes viennent du fait que les modèles prennent encore mal en compte l'initiation de nouvelles (petites) failles. Dans nos modèles nous avons observé que la rhéologie du système influe fortement sur l'initiation de nouvelles failles. Dans les modèles dont le niveau visqueux basal est faiblement résistant, peu de nouvelles failles s'initient. Les failles précoces accommodent donc l'extension appliquée. De plus, dans ce cas, le confinement stratigraphique est faible, ce qui permet une augmentation du rejet importante. L'exposant de la relation rejet-longueur augmente. Dans les modèles de Ackermann et al. (2001), le niveau cassant est stratigraphiquement confiné, de par l'absence de niveau visqueux sous-jacent, et l'exposant de la relation rejet-longueur semble décroître au cours du temps. Ces observations sont en accord avec les résultats de Schultz et Fossen (2002).

D'autre part, il reste à faire le lien entre cette (ou ces) évolution(s) à l'échelle du réseau de failles et la croissance des failles elle-même. La variation au cours du temps de l'exposant de la loi rejet-longueur implique une croissance différente pendant une période de temps dt , suivant la taille de la faille, à partir d'un instant t . Dans le cas où l'exposant n décroît, il semblerait nécessaire que les grandes failles, à un instant t , croissent plus en longueur, pendant une période dt , que les failles plus petites (**Figure 62**). Dans le cas où l'exposant croîtrait au cours du temps, les grandes failles à un instant t « doivent » croître en rejet plus vite que les petites failles.

Récemment, quelques travaux ont suggéré des croissances de failles complexes. La croissance des failles semble non « self-similaire » si les failles sont disposées en échelon (Montes et al. submitted) ou si elles sont des failles réactivées (Walsh et al. 2002). Ces croissances de failles se traduisent par une augmentation du rejet plus importante que l'augmentation de la longueur.

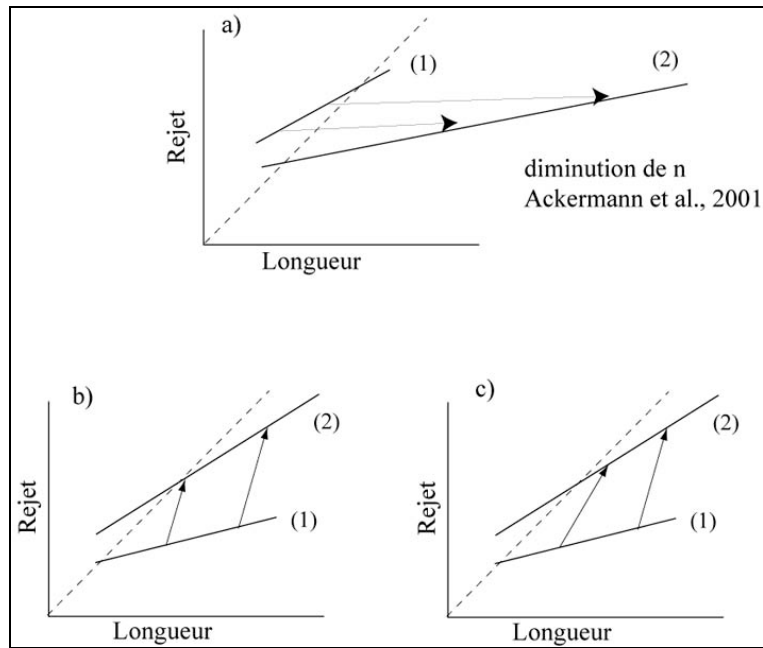


Figure 62 : Evolution de la relation rejet-longueur. a) la pente de la relation décroît au cours du temps. La longueur des failles croît plus vite que le rejet. b) et c) la pente de la relation croît au cours du temps. Le rejet augmente plus vite que la longueur. Voir texte pour les explications.

5. Quels modèles pour le Golfe d'Aden ?

Les modèles de croissance de failles normales présentés dans ce chapitre prédisent une distribution d'orientation de failles unimodale (**Figure 63**). Les failles majeures ont une orientation proche de la perpendiculaire à la direction d'extension. Cependant, les études de terrain (chapitre 2) montrent une distribution d'orientation beaucoup plus complexe avec des failles dont les directions varient sur plus de 100° (**Figure 63**).

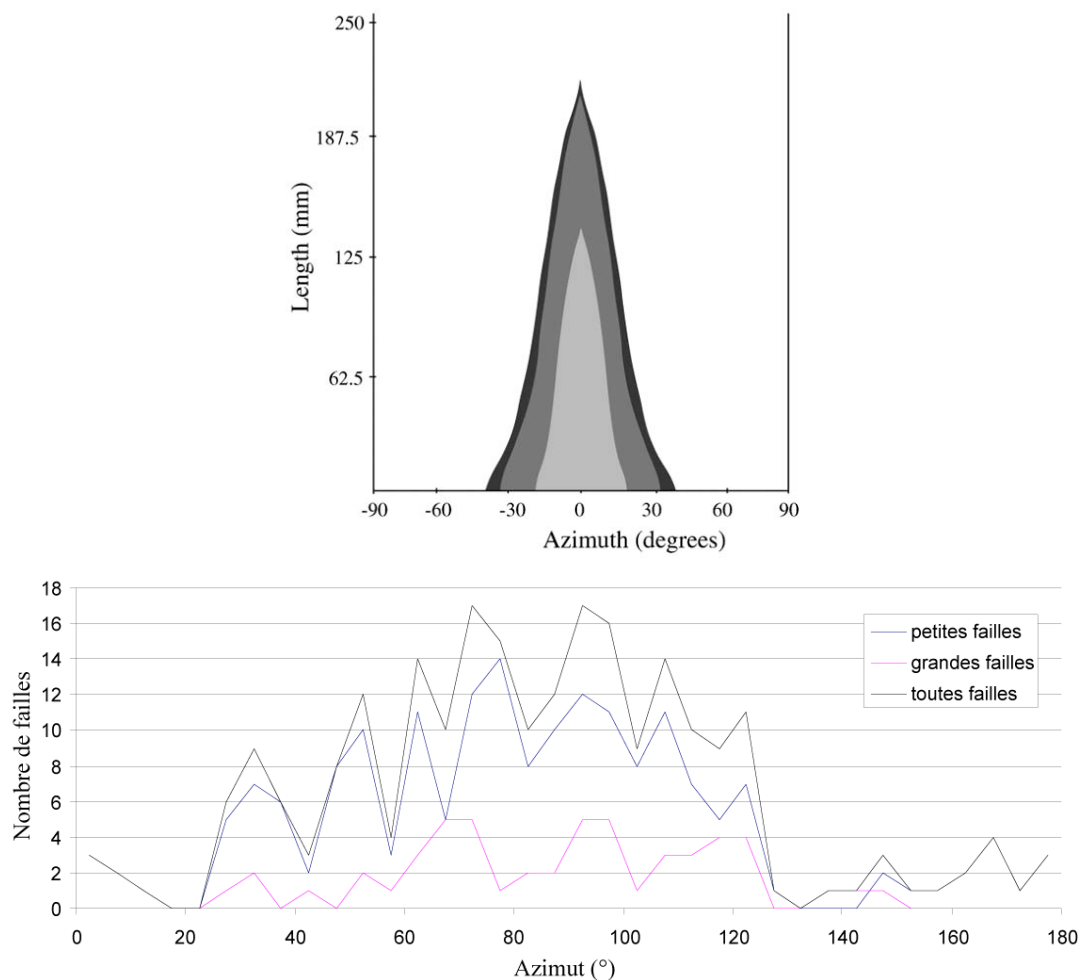


Figure 63 : Distributions d'orientation. En haut, la distribution de longueur en fonction de l'orientation des failles dans les modèles analogiques de l'article précédemment présenté (la direction d'extension a un azimut de 90°). En bas, la distribution d'orientation sur la marge omanaise du Golfe d'Aden (voir chapitre 2).

Il est donc nécessaire de prendre en compte d'autres paramètres. Cette dispersion d'orientation peut être due à un rifting oblique ou à des phénomènes de réactivation de failles. La réactivation, phénomène illustré par de nombreuses études de terrain, semble notamment devoir être pris en compte dans le Golfe d'Aden. Toutefois, l'influence de la réactivation est mal caractérisée et souvent négligée

dans les travaux de modélisation. Elle fait donc l'objet du chapitre 4 où nous étudions, par modélisation analogique, l'influence de la réactivation sur la propagation des failles normales. Nous verrons comment se propagent les discontinuités réactivées, et quelles sont les conséquences à l'échelle de la faille et du réseau de failles résultant. L'influence de la réactivation sur les petites failles (secondaires) est aussi étudiée, de même que l'influence sur les dépocentres.

CHAPITRE 4

ROLE

DE L'HERITAGE STRUCTURAL ET DE

LA REACTIVATION

1. Introduction

2. Rifting oblique, réactivation oblique, exemples de terrain

2.1 Le Golfe de Suez

2.2 Le Viking Graben

2.3 Synthèse, rifting oblique, réactivation oblique

3. Expériences analogiques et calculs mécaniques

3.1 Dispositif expérimental et dimensionnement

3.2 Aperçu des expériences réalisées

3.3 Calculs mécaniques

4. Résultats

4.1 Article : Influence de la réactivation oblique de failles normales : cas du Golfe de Suez

Fault reactivation control on normal fault growth : an experimental study

4.2 Expériences complémentaires

5. Discussion et applications

5.1 Application au Viking Graben

5.2 Application au Golfe d'Aden

5.3 Discussion générale des modèles

6. Conclusions

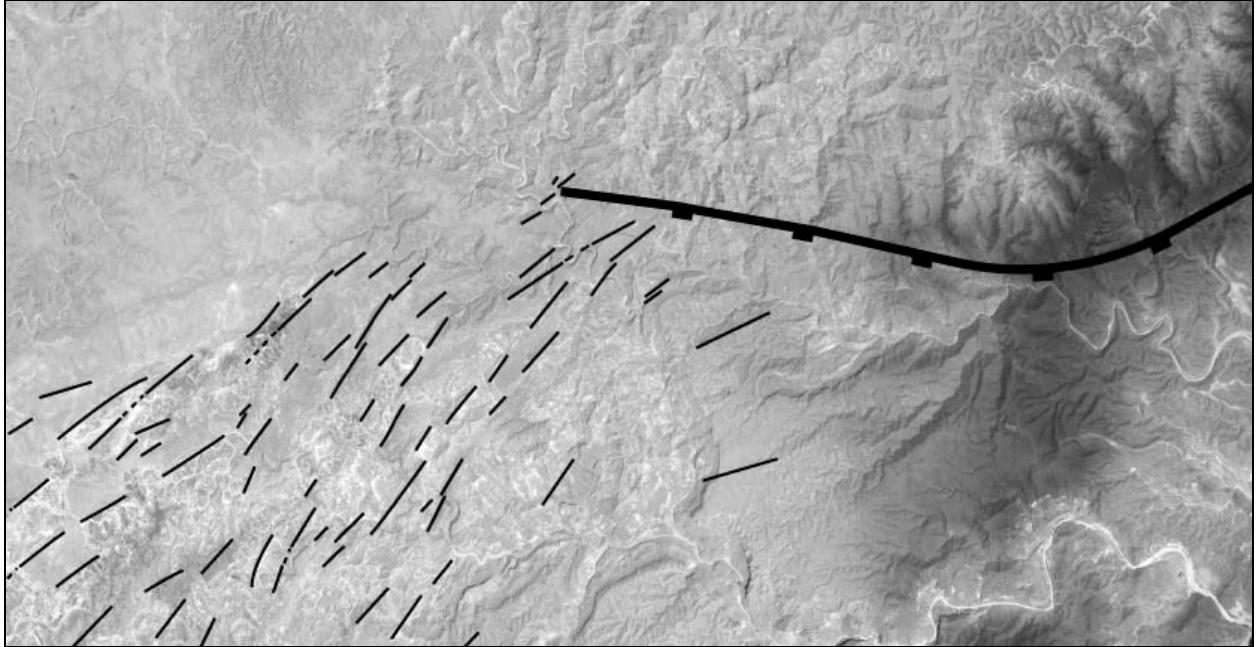


Figure 64 : Failles des marges du Golfe d'Aden. Image SPOT. Réactivation possible d'une faille N110°E par une extension oblique N160°E et petites failles associées, en forme de queue de cheval.

Dans le Golfe d'Aden, le réseau de failles est complexe. Les directions de failles sont variées et les géométries assez irrégulières. Dans ce chapitre, nous explorons l'effet que peuvent avoir deux phénomènes : le rifting oblique et la réactivation oblique. Le rifting oblique permet d'expliquer une partie des géométries observées. Toutefois, des indices de réactivation oblique (**Figure 64**) peuvent être trouvés. Les expériences présentées dans ce chapitre sont réalisées pour étudier l'impact de la réactivation oblique d'un réseau de failles préexistantes.

1. Introduction

En fin de chapitres 3, nous avons vu que les modèles de croissance des réseaux de failles normales dans les couches cassantes homogènes ne permettent pas d'expliquer les distributions complexes d'orientations de failles, telles que celle du Golfe d'Aden. Ces types de distributions peuvent être prédits si l'on prend en compte deux types de d'hétérogénéité. Le premier est une hétérogénéité lithosphérique, qui peut être des variations d'épaisseur, un déséquilibre thermique et/ou une discontinuité mécanique, qui peut localiser la déformation lors d'événements tectoniques successifs (Dunbar & Sawyer 1989). C'est notamment ce qui se produit dans les cas de rifting oblique. Le rift se localise le long d'une zone de direction non perpendiculaire à l'extension. De tels rifts ont été reconnus dans la nature et seront présentés dans la partie suivante. Des modèles analogiques (Tron & Brun 1991), réalisés afin d'imager la déformation et la géométrie du réseau de failles dans de telles conditions, sont synthétisés dans la partie suivante.

Le deuxième type d'hétérogénéité est une discontinuité dans la croûte cassante, héritée d'épisodes tectoniques plus anciens. Ces discontinuités peuvent être réactivées pendant l'événement étudié, en l'occurrence le rifting. Ce phénomène a été illustré de nombreuses fois sur le terrain et quelques exemples sont donnés dans la partie suivante. Des études analytiques ont été menées sur ce sujet afin de déterminer les conditions de réactivation. Toutefois, ces mécanismes sont rarement pris en compte dans la modélisation de la croissance des réseaux de failles normales. Ce chapitre (partie 3 et 4) est donc constitué de modélisations analogiques où des discontinuités sont introduites dans la couche cassante avant l'extension.

La dernière partie de ce chapitre est une discussion des modèles effectués avec les exemples naturels présentés en début de chapitre. Enfin, les modèles de rifting oblique, issus de la littérature, et les modèles de réactivation oblique, réalisés pendant cette thèse, sont appliqués au Golfe d'Aden.

2. Rifting oblique, réactivation oblique, exemples naturels

Deux exemples (ainsi que le cas du Golfe d'Aden) sont présentés ici : le Golfe de Suez et le Viking Graben en Mer du Nord. Ces deux rifts présentent certaines caractéristiques communes et certaines différences. Il est admis que la réactivation de failles a joué un rôle important durant leur structuration. Ils permettent donc des comparaisons intéressantes avec les modèles analogiques présentés plus loin. Ils permettent aussi une validation des modèles analogiques avant leur application au Golfe d'Aden.

2.1 Le Golfe de Suez

Les grandes lignes de l'histoire géologique du rift du Golfe de Suez ont été exposées dans le chapitre 1. Les caractéristiques particulières du rift sont ici repris en termes de réactivation. Le Golfe de Suez présente une série de demi-grabens contrôlés par des failles normales NW-SE (**Figure 65**). Au Miocène, la direction d'extension est N60°E (Colletta et al. 1988, Lyberis 1988). Longitudinalement, les blocs qui constituent ces bassins sont alternativement basculés vers le sud-ouest (partie nord et sud) ou vers le nord-est (partie centrale) (Colletta et al. 1988). Ces trois zones sont séparées par des zones d'accommodation. Au nord, le transfert de la déformation est accommodée par une « twist-zone », c'est à dire une zone où le bassin change de vergence de manière continue. Au sud, c'est une zone mixte de type transfert/twist-zone, c'est à dire qui possède des failles transverses (N20°E) (Colletta et al. 1988).

Le réseau de failles est constitué de plusieurs types de failles :

- des failles normales perpendiculaires à l'extension (dites longitudinales de direction N150°E) constituent la majeure partie des failles (**Figure 65**). Leur pendage est en moyenne de 60°.
- des failles normales obliques (direction N20°E). Leur pendage est de l'ordre de 65° (**Figure 65**).

Toutes les failles jouent de manière synchrone et les failles obliques ne semblent pas avoir de continuité dans le rift (Chenet et al. 1987). Elles joignent, en général, deux segments de failles néoformées longitudinales et ont une composante décrochante.

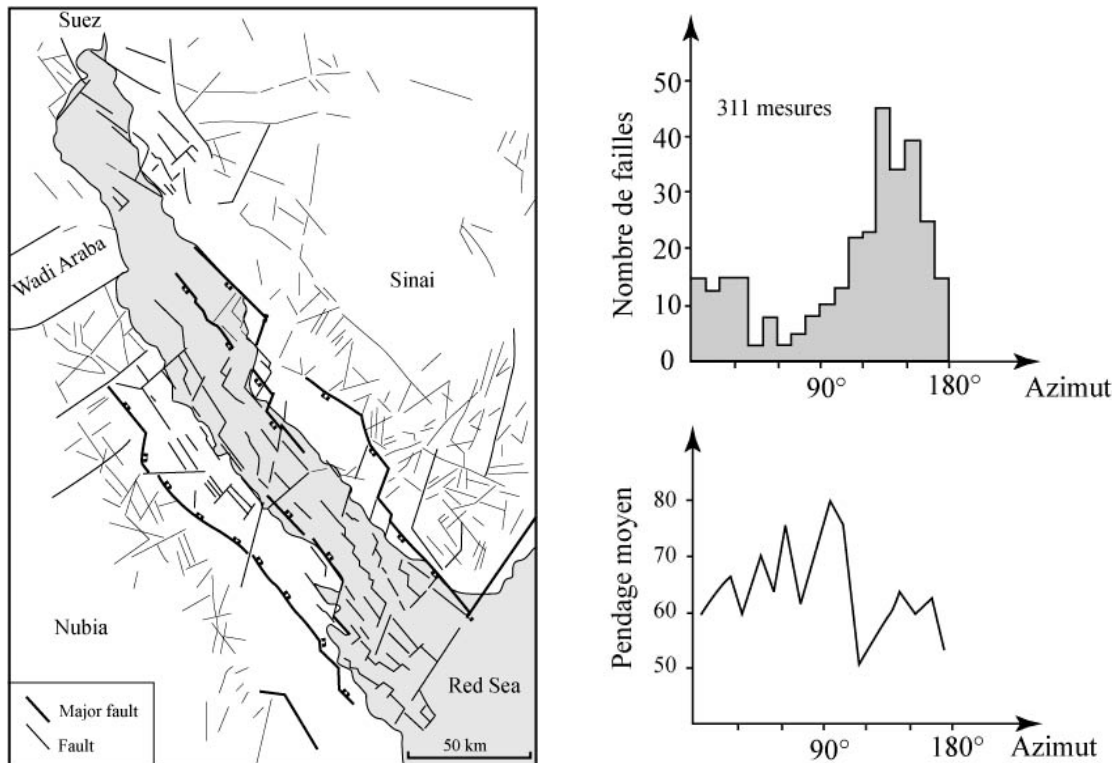


Figure 65 : A gauche, schéma structural du Golfe de Suez d'après Schütz (1994). A droite, caractéristiques du réseau de failles du Golfe de Suez (Colletta et al. 1988). Le réseau de failles a donc une distribution d'orientation clairement bimodale avec deux pics à N20°E et N150°E, respectivement oblique et parallèle à la direction du rift N150°E.

2.2 Viking Graben, Mer du Nord

Les rifts de Mer du Nord ont une histoire qui commence après la mise en place des massifs calédoniens, à partir du Dévonien. Au niveau du Viking Graben, une première phase d'extension est enregistrée à cette époque (Fossen 1992). Les Vieux Grès Rouges se mettent en place dans de larges bassins, dont la naissance peut être reliée à une extension post-orogénique (Séguret et al. 1989). Des grandes zones de cisaillement se mettent en place dans la croûte pendant cette extension avec une direction environ Nord-Est. Deux phases de rifting mésozoïques sont ensuite reconnues en Mer du Nord. La première est Permo-Triasique, la seconde Jurassique.

La phase d'extension Permo-Triasique se caractérise par des failles majeures N-S (**Figure 66**). Des chevauchements calédoniens et détachements dévoniens sont aussi très certainement réactivés. Dans le Viking Graben, de direction N-S à N20°E, l'extension est décrite de direction E-W (Gabrielsen et al. 1999). L'extension Jurassique se caractérise par une direction d'extension NW-SE ou E-W, qui est discutée plus loin.

Le réseau de failles jurassique est constitué majoritairement (**Figure 67**) :

- de failles NE-SW (N20°E à N45°E)
- de failles N-S

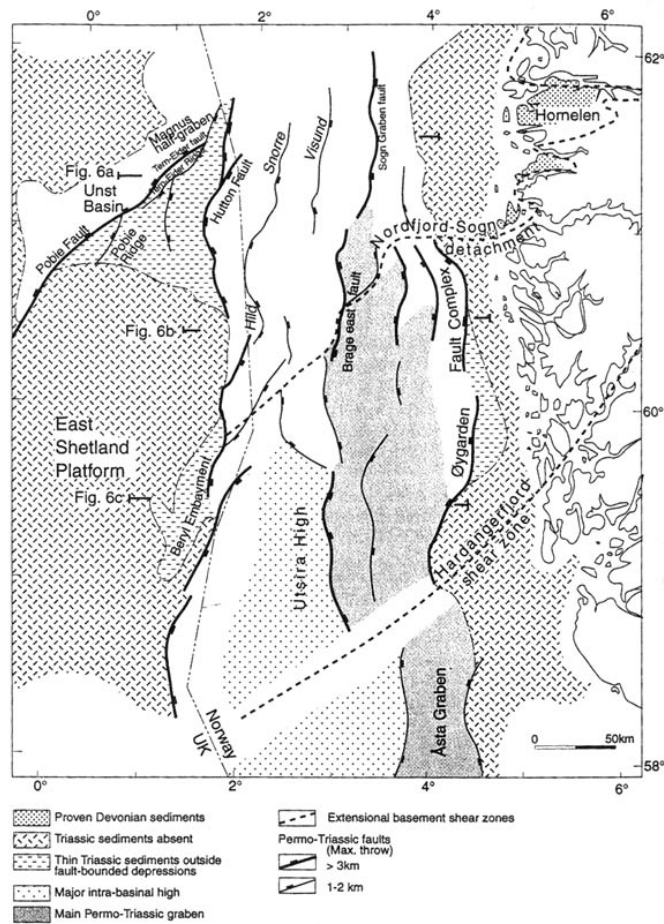


Figure 66 : Réseau de failles après le rifting Permo-Triasique (Faerseth 1996). Les failles sont de direction N-S

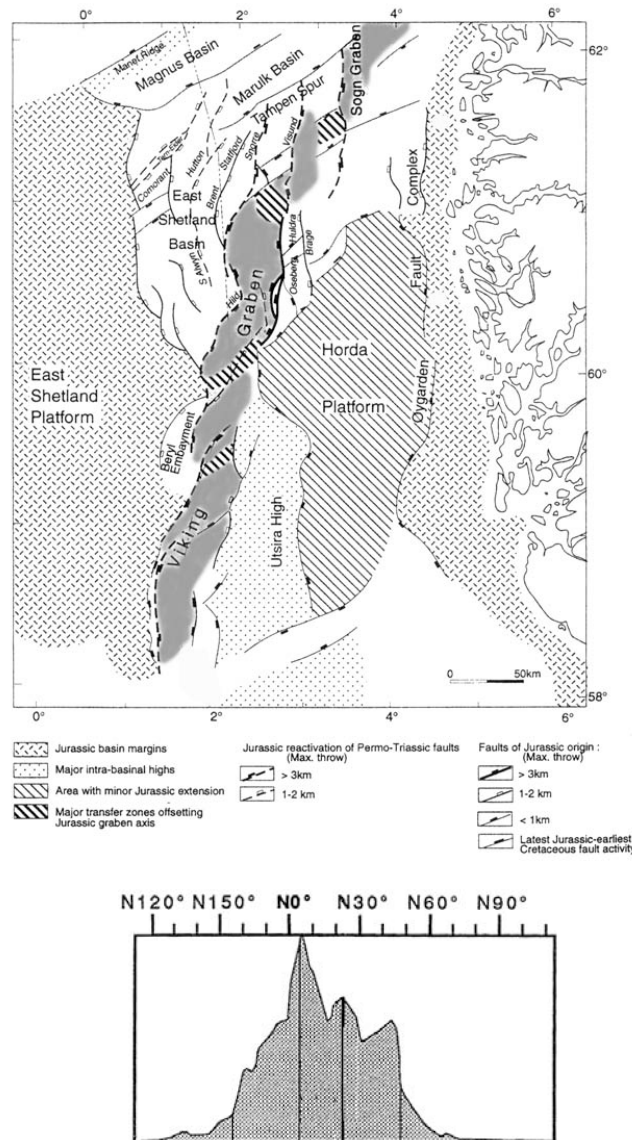


Figure 67 : Schéma structural Viking Graben après le rifting Jurassique (Faerseth 1996). Les failles sont N-S à N50°E (distribution de Brun et Tron (1993) pour le Nord du Viking Graben), et réactivent souvent des failles permo-triasiques (en pointillé).

2.3 Synthèse, rifting oblique, réactivation oblique

Dans le Golfe de Suez et dans le Viking Graben, les réseaux de failles possèdent des caractéristiques communes. La distribution d'orientation des failles est au moins bimodale (ou plus complexe). Des failles sont parallèles à la direction du rift, d'autre de direction jusqu'à 45° de celle-ci.

Pour expliquer ces géométries, on peut invoquer deux mécanismes : une réactivation oblique de failles préexistantes et/ou un rifting oblique (c'est à dire où l'axe et la direction d'extension ne sont pas perpendiculaires). Ces deux phénomènes sont maintenant détaillés.

2.3.1 Obliquité du rift

2.3.1.1 Modèles de rifting oblique

Plusieurs rides océaniques se déforiment en contexte d'accrétion oblique, telles que la ride de Mohns, la ride de Reykjanes (**Figure 68**) ou la ride SW indienne par exemple (Tuckwell et al. 1998).

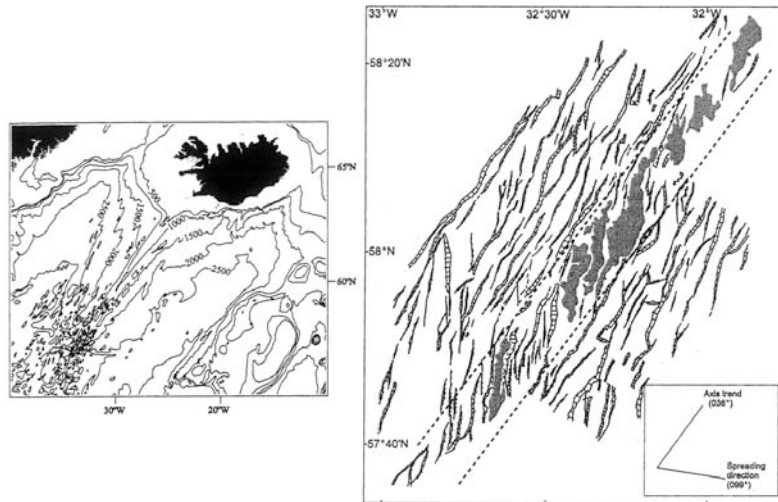


Figure 68 : Accrétion oblique au niveau de la ride de Reykjanes d'après Murton et Parson (1993) dans Tuckwell et al. (1998). Les failles au niveau de l'axe de la dorsale sont sub-perpendiculaires à la direction d'écartement des plaques. Hors-axe, les failles sont parallèles à l'axe de la dorsale.

Ces rides sont caractérisées par deux populations de failles aux caractéristiques différentes en termes de position et de géométrie. Les failles situées à l'axe de la dorsale ont une direction sub-perpendiculaire à la direction d'écartement. Les failles hors de l'axe, sur les épaules de la dorsale, sont parallèles à la ride. Ces caractéristiques montrent que l'état de contrainte est différent suivant la position par rapport à la dorsale. Tuckwell et al. (1998) interprète les structures externes comme des structures formées à l'axe et translitées vers les zones externes, puis subissant un état de contrainte différent dans cette zone (extension perpendiculaire à l'axe). Les failles parallèles à l'axe de la dorsale sont donc des failles sub-perpendiculaires à l'écartement qui par leur connexion évoluent en faille parallèle à l'axe.

Dans les expériences analogiques de rifting oblique (Clifton et al. 2000, McClay & White 1995, Tron & Brun 1991, Withjack & Jamison 1986), le réseau de failles est caractérisé par une large distribution d'orientation de failles. Cette distribution est très dépendante de l'obliquité entre la direction de divergence et l'axe du rift.

Dans les expériences de Clifton et al. (2000), la couche cassante est modélisée par de l'argile humide, déformée par l'étirement d'un caoutchouc basal. Lorsque l'obliquité est faible ($\alpha = 30^\circ$), la distribution est unimodale et plus étalée que dans le cas d'un rift orthogonal. La majorité des failles est de direction

intermédiaire entre la direction de divergence et l'axe du rift (**Figure 69**). Peu de failles ont une direction parallèle à celle du rift. L'obliquité augmentant, le réseau de failles change. Quand $\alpha = 45^\circ$, la distribution est toujours unimodale mais beaucoup plus étalée. Le pic de cette distribution s'éloigne de la perpendiculaire à la divergence (les failles ont une direction intermédiaire entre l'axe et la perpendiculaire à la divergence). Dans ces modèles avec une faible obliquité ($\alpha \geq 45^\circ$), les failles ont un jeu normal. Pour une forte obliquité ($\alpha = 30^\circ$), la distribution devient bimodale. Une famille est parallèle à l'axe, l'autre intermédiaire entre la perpendiculaire à la divergence et l'axe. Dans ces derniers modèles, les failles ont un jeu normal, normal-décrochant ou décrochant.

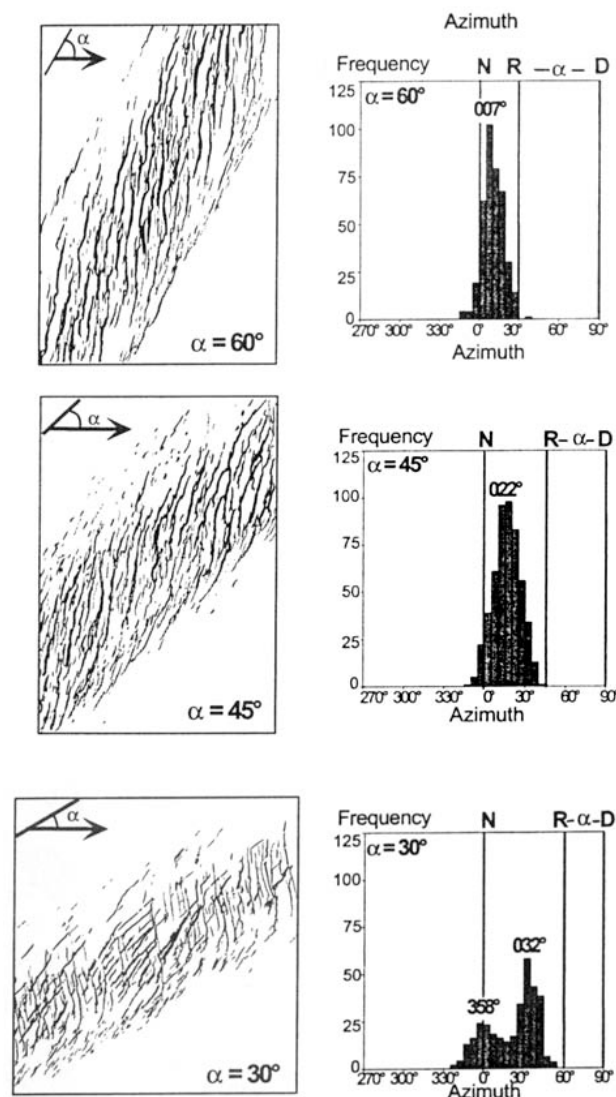


Figure 69 : Expériences analogiques en argile de rifting oblique (Clifton et al. 2000). La distribution d'orientation des failles est fonction de l'angle entre l'axe du rift et la direction de divergence.

Ces expériences sont en accord avec les expériences analogiques et les calculs analytiques de Withjack et Jamison (1986). Ils montrent que, pour des obliquités modérées ($\alpha > 30^\circ$), des failles normales se

forment avec une direction intermédiaire entre l'axe du rift et la perpendiculaire à la divergence. Le grand axe de l'ellipse de déformation (en extension), dans ces modèles, est aussi légèrement différent de la direction de divergence.

Dans les expériences de Tron et Brun (1991), la couche cassante est du sable, qui surmonte une couche ductile déformée à sa base par une discontinuité de vitesse. Les résultats sont un peu différents. Lorsque l'obliquité est faible ($\alpha = 60^\circ$), la distribution d'orientation de failles est bimodale, avec une population de faille parallèle à l'axe et une population de direction intermédiaire comme précédemment (**Figure 70**). Les failles parallèles au rift sont donc mieux exprimées, plus nombreuses avec des rejets plus grands. Lorsque l'obliquité est de 45° , la distribution n'est pas non plus unimodale, la population majeure est de direction intermédiaire entre la perpendiculaire à la divergence et l'axe ; une population mineure est parallèle à l'axe.

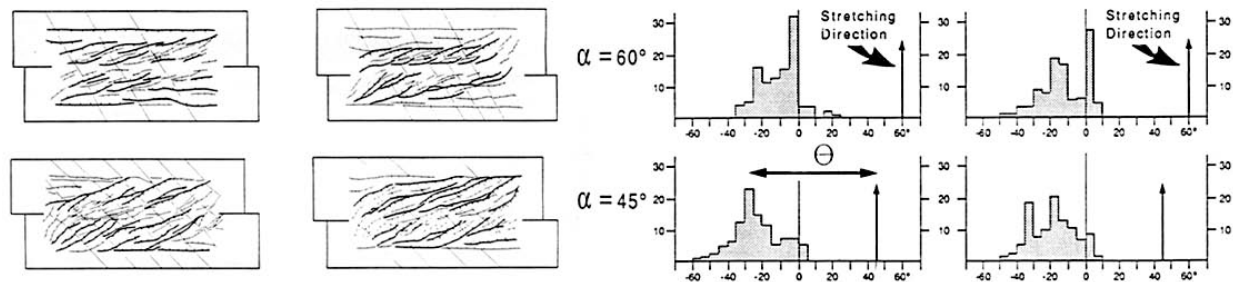


Figure 70 : Expériences analogiques sable-silicone de rifting oblique (Tron & Brun 1991). De même que sur la figure 16, la distribution d'orientation est fonction de l'angle entre l'axe du rift et la direction de divergence. (Les expériences symétriques (à gauche) et asymétriques (à droite) sont montrées).

En résumé, en rifting orthogonal, les failles sont majoritairement perpendiculaires à la divergence et parallèles à l'axe. Lorsque l'obliquité du rifting augmente, deux populations se distinguent progressivement. L'une devient oblique et intermédiaire entre la perpendiculaire à la divergence et l'axe du rift, l'autre reste parallèle à l'axe. Cette dernière famille est plus importante dans le cas des modélisations avec du sable et de la silicone par rapport aux modèles en argile seulement. De plus, les failles décrochantes apparaissent à une obliquité de 30° pour Clifton et al. (2000) et à une obliquité de 45° pour Tron et Brun (1991). Ces différences peuvent donc provenir du comportement différent entre sable et argile ou de la condition basale de vitesse (Tron & Brun 1991). L'influence de la silicone semble aussi importante. En sa présence (dans les expériences de Tron et Brun (1991)) et à mesure que l'extension augmente, des failles normales se forment au niveau de la limite de la silicone (qui est parallèle à l'axe du rift).

Dans les expériences de rifting oblique de McClay et White (1995), presque toutes les failles sont sub-perpendiculaires à la divergence (**Figure 71**). Quelques failles seulement sont parallèles au rift. Ce qui concorde avec l'interprétation ci-dessus, puisque ces expériences sont effectuées sans silicone.

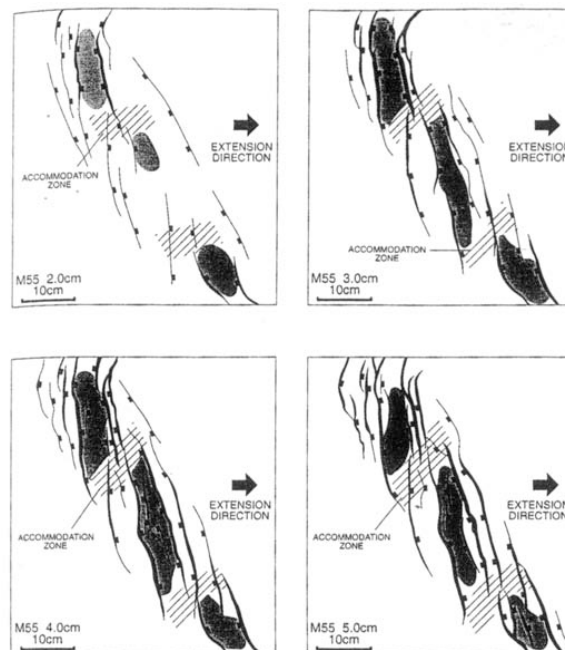


Figure 71 : Expérience de rifting oblique en sable (McClay & White 1995). Dans ces expériences, les bassins sont sub-perpendiculaires à l'extension appliquée et sont limités latéralement par des zones de transfert ou d'accommodation

Toutefois, une caractéristique est commune à ces expériences : la position des failles parallèles au rift, quand elles sont présentes, sont systématiquement des failles bordières. De plus, les failles ne sont que rarement perpendiculaires à la divergence, mais intermédiaires entre cette direction et l'axe.

2.3.1.2 Application au Golfe d'Aden

Dans le Golfe d'Aden, le rift est de direction N70-N75°E tandis que l'extension majeure (la première) est de direction N20°E. L'angle entre la direction du rift et la direction d'extension est donc d'environ 50 à 55°. Une partie des failles a une direction d'environ E-W, c'est à dire de direction intermédiaire entre la perpendiculaire à la divergence et l'axe du rift. D'autres failles sont de direction parallèle à l'axe (N75°E) et en position externe. De plus, les failles ont une géométrie sigmoïdale. Comme le montre la **Figure 72** et Lepvrier et al. (2002), ces caractéristiques sont en accord avec les modèles de rifting oblique.



Figure 72 : Modèle analogique de rifting oblique de Tron et Brun (1991) appliqués au Golfe d'Aden. Les modèles ont été placés de manière à avoir la discontinuité de vitesse à N75°E. Deux modèles sont présentés : à gauche, le modèle d'extension symétrique à $\alpha = 45^\circ$, à droite le modèle symétrique à $\alpha = 60^\circ$. Le Golfe d'Aden (extension à environ 55° de l'axe du golfe) est intermédiaire entre les deux.

Dans le Golfe d'Aden il semble y avoir un héritage structural important, notamment de structures N110°E. Des phénomènes de réactivation orthogonale (par l'extension N20°E) et éventuellement oblique (par l'extension N160°E) sont donc aussi à prendre en compte et doivent modifier le modèle de rifting oblique sur une croûte homogène, comme cela est suggéré par Tron et Brun (1991). De plus, les failles N70°E (failles externes) semblent plus importantes (en termes de rejet) que dans la majorité des modèles de rifting oblique.

2.3.1.3 Application au Viking Graben

Dans le Viking Graben, plusieurs épisodes tectoniques se succèdent, la formation de la chaîne calédonienne suivie de son effondrement, puis une phase d'extension au Permo-Trias et une autre au Jurassique. Cette succession est naturellement favorable à une structuration de la lithosphère qui peut influencer les événements successifs. Il semble donc naturel d'essayer d'expliquer le rifting jurassique en termes de rifting oblique. Brun et Tron (1993), considérant que l'amincissement lithosphérique préexistant est de direction N20°E, ont suggéré que l'extension soit E-W, en se basant sur la comparaison de la distribution d'orientation mesurée (**Figure 73**) à celles obtenues en modèles analogiques (Tron & Brun 1991).

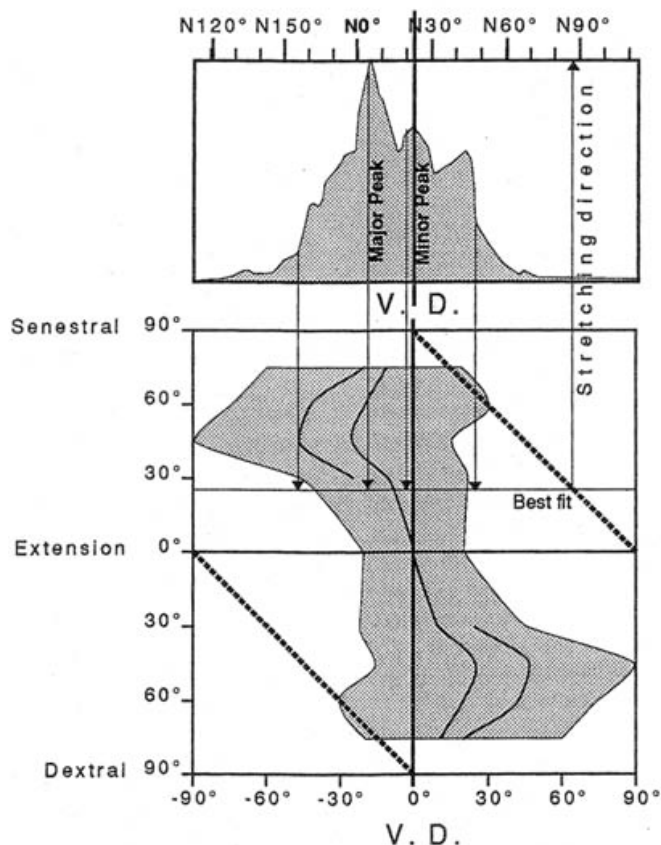


Figure 73 : Interprétation du réseau de failles en termes de rifting oblique (Brun & Tron 1993). Le réseau de faille et la discontinuité lithosphérique considérée indique une extension E-W.

L'étude de ces failles montre que le rifting jurassique peut être divisé en deux phases (Faerseth et al. 1997). Au Jurassique moyen (Dogger), une extension NW-SE (N120°E) réactive les failles N-S permotriassiques et, de manière contemporaine, des failles néoformés NE-SW s'initie perpendiculairement à l'extension (Faerseth et al. 1997). Ces deux familles de failles sont actives simultanément ; la famille de failles N-S constitue les failles bordières des bassins, tandis que la famille NE-SW constitue des failles plus petites internes aux blocs. Au Jurassique supérieur (Malm), les failles NE-SW continuent d'accommoder l'extension, tandis que de nombreuses failles N-S deviennent inactives et/ou sont recoupées par les failles NE-SW. La direction d'extension déduite de cette analyse est donc différente de celle déduite de l'interprétation des schémas structuraux de Brun et Tron (1993).

Dans le domaine océanique, les interprétations basées sur ces modèles sont très performantes, car la croûte océanique est par définition homogène lorsqu'elle subit ces déformations. De plus, la discontinuité de vitesse caractérisée par l'axe d'accrétion est comparable à celle des modèles analogiques. On peut, cependant, légitimement se poser la question de l'applicabilité de ces modèles en domaine continental où la croûte est « pré-faillée ».

En résumé, si les modèles de rifting oblique expliquent en partie les géométries des failles dans les rifts décrits, il semble que des phénomènes de réactivation oblique viennent aussi influencer la croissance des réseaux de failles normales. Par exemple, dans le Golfe de Suez, l'extension syn-rift est perpendiculaire au rift et les orientations de failles sont assez dispersées. Le phénomène de rifting oblique étant à écarter (dans le cas du Golfe de Suez), la distribution d'orientation bimodale doit s'expliquer en termes de réactivation oblique de failles. La partie suivante synthétise les connaissances sur la réactivation de failles.

2.3.2 Réactivation de faille

La réactivation se produit lorsque, sous l'action de contraintes, une discontinuité préexistante est activée pour accommoder la déformation au lieu de créer une nouvelle discontinuité. Les conditions de réactivation peuvent être déterminées par un critère semblable à celui de la néoformation, par exemple le critère de Mohr-Coulomb. La différence importante est que la réactivation doit être examinée en 3-D, tandis que la néoformation est généralement abordée en 2-D puisqu'elle se produit souvent dans un plan orthogonal au plan formé par les contraintes principales maximale et minimale.

Si la cohésion des roches est assez variable (pour les roches sédimentaires, 1 à quelques dizaines de MPa (Jaeger & Cook 1979)), l'angle de friction est généralement compris entre 30 et 40°, pour un matériau homogène. Il est généralement admis que, sur les plans de discontinuités, la cohésion et le coefficient de friction sont plus faible que pour le matériau intact équivalent (Sibson, 1985).

En 2-D, le critère est donc similaire que l'on parle de néoformation ou de réactivation (d'une discontinuité qui passe par la contrainte principale intermédiaire). Seuls les paramètres de cohésion et de friction varient (**Figure 74**). La valeur du pendage contrôle la valeur de contrainte cisailante effective. On peut montrer simplement que, dans un système de contrainte extensif, le pendage optimal de réactivation est évidemment le pendage de néoformation.

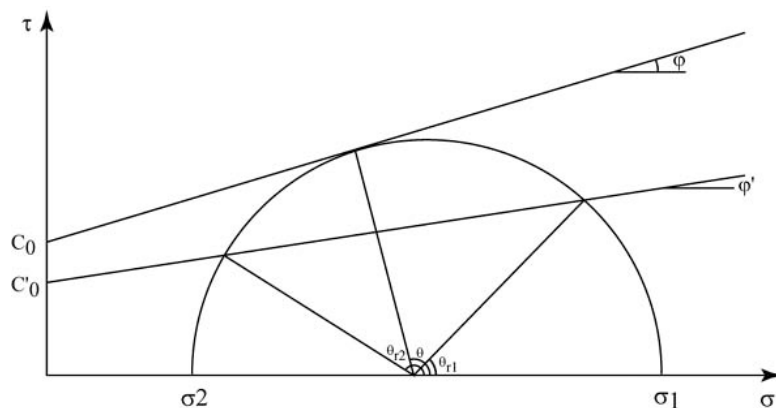


Figure 74 : Diagramme de Mohr. φ et φ' sont les angles de friction pour le matériau homogène et préfracturé, respectivement. C_0 et C'_0 sont les cohésions, θ , θ_1 et θ_2 sont les angles avec la contrainte σ_1 .

En 3-D, le critère de réactivation dépend de la cohésion et de la friction, des angles entre la discontinuité et les contraintes principales et du rapport de forme de celles-ci (Jaeger & Cook 1979, Ranalli & Yin 1990, Sassi et al. 1993, Yin & Ranalli 1992). On peut ainsi calculer la contrainte effective sur le plan de discontinuité (connaissant son orientation et l'état de contrainte).

Les modèles analytiques ont donc permis d'offrir des bases théoriques à la réactivation de failles. Cependant, ces modèles ne permettent qu'une vue restreinte de ce phénomène dans le sens où ils traitent des glissements potentiels sur une discontinuité et ne peuvent « imager » les déformations associées à la réactivation. Ces déformations associées sont notamment la propagation de la discontinuité réactivée, les failles secondaires liées à cette propagation... En ce sens les modélisations numériques et analogiques apportent de nombreuses informations sur la réactivation.

De plus, les modèles analogiques apportent des informations sur la validité des critères théoriques utilisés. Il semble que le critère de Mohr-Coulomb ne décrive que partiellement la réalité du phénomène de réactivation (Küntz 1994, Sassi et al. 1993). Küntz (1994) montre que la cinématique de la déformation peut être incompatible avec les conditions aux limites. Lorsqu'une discontinuité est réactivée, elle contraint la cinématique à l'intérieur du modèle et peut ainsi largement influencer la néoformation. Des failles peuvent se néoformer de manière très oblique à leur direction de néoformation dans un matériau homogène. Sassi et al. (1993) montrent que, au premier ordre, le critère de Mohr-Coulomb peut être vérifié. L'ensemble des discontinuités réactivées pointées dans un diagramme stéréographique correspond bien à un espace de réactivation défini par le critère, en ajustant l'angle de friction. Cela permet d'ailleurs de calculer l'angle de friction des discontinuités préexistantes dans le sable (20°). Toutefois, au deuxième ordre certaines différences apparaissent. Les failles à très faible pendage sont réactivées bien que le critère ne le prédise pas.

Krantz (1991b) et Faccenna et al. (1995) illustrent la réactivation de failles inverses en failles normales lors d'une extension post-orogénique. Ils montrent que cette réactivation dépend du pendage de la faille inverse et que, dans la gamme de pendage qui permet la réactivation, un changement de ce pendage peut induire de grandes différences dans la géométrie des failles inverses.

Beaucoup de modèles analogiques (Higgins & Harris 1997, Richard 1991, Withjack & Callaway 2000) ont étudié la déformation au-dessus d'une faille de socle. Ces séries de modèles se rattachent à celles concernant la réactivation dans le sens où l'on considère que la faille de socle peut être préexistante. Ces travaux montrent alors que la propagation de la faille de socle dans la série sus-jacente dépend notamment de la rhéologie de celle-ci. Lorsque des niveaux ductiles sont présents à la base de la

couverture, la déformation se trouve plus largement répartie et déplacé en direction du bloc soulevé. Toutefois, par définition, la propagation latérale ne peut être étudiée.

Des modèles analogiques d'extension successives (Bonini et al. 1997, Dubois et al. 2002, Keep & McClay 1997) montrent l'effet d'une extension précoce sur une deuxième extension oblique à la première. Un réseau de faille est donc formé pendant la première extension et devient préexistant à la deuxième. Ces modèles montrent comment les failles formées pendant la phase précoce contrôlent la géométrie des failles de la deuxième phase. Quand la première phase d'extension est orthogonale, lors de la seconde phase (extension oblique) les failles obliques se forment dans les grabens formés pendant la première phase. Quand la première phase est une extension oblique, lors de la seconde phase (orthogonale), les failles précoces continuent de se développer en se connectant, formant une géométrie sigmoïdale. Ces résultats sont assez similaires au modèle d'accrétion oblique de Tuckwell et al. (1998) (voir partie précédente). Cependant, dans le sable, les failles se propagent vite latéralement et à la fin de la première extension de ces modèles les failles majeures ont souvent traversé la (presque) totalité du modèle. Ainsi, la propagation de ces discontinuités ne peut être étudiée. De plus, lorsqu'une faille traverse tout le modèle, son contrôle sur la cinématique est très important et l'influence des conditions aux limites (direction de divergence) est d'autant moins important.

Les phénomènes de réactivation (oblique notamment) doivent donc être intégrés aux modèles de croissance des failles normales. Les parties suivantes décrivent des modélisations analogiques (complétées par des modèles numériques) où un réseau de failles préexistantes est réactivé de manière oblique avec la possibilité de se propager latéralement. Ce type de modèle permet une étude 3-D des phénomènes de réactivation et complète les modèles présentés dans cette synthèse.

3. Expériences analogiques et calculs mécaniques

Dans cette partie, les méthodes expérimentales et numériques sont décrites. Pour les modèles analogiques, le dispositif expérimental et les matériaux utilisés sont détaillés. Les modèles analogiques réalisés et présentés dans la partie suivante sont introduits. Pour les modèles mécaniques, la méthode numérique et la rhéologie sont brièvement décrites.

3.1 Dispositif expérimental et dimensionnement

Les matériaux analogues utilisés sont du sable et de la silicone. Ces matériaux sont classiquement utilisés pour les expériences analogiques et représentent respectivement les matériaux cassants et ductiles (Davy & Cobbold 1991). Dans ces expériences, sable et silicone représentent les matériaux de la croûte supérieure, les couches sédimentaires cassantes et les niveaux ductiles, tels que les couches d'évaporites. C'est dans la couche cassante que sont introduites les discontinuités préexistantes.

Le sable est un matériau frictionnel dont l'angle de friction est estimé à environ 30° (Krantz 1991a), valeur très similaire à celle des matériaux terrestres. La cohésion de ce matériau granulaire est naturellement très faible, d'environ 30 Pa (Dubois et al. 2002) à 300 Pa (Krantz 1991a). La déformation du sable 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. Les discontinuités sont fabriquées à la main, par l'introduction d'une fine lamelle de carton rigide dans le sable après son dépôt. Ces discontinuités sont très similaires à une faille néoformée dans le sable, en termes de dilatance observée. Cette dilatance crée une chute de l'angle de friction à 25° (Sassi et al. 1993) et une chute de la cohésion de moitié (Krantz 1991a). La silicone (SMG36, production Rhône-Poulenc) est un matériau visqueux Newtonien aux conditions de déformation du laboratoire (Weijermars 1986, Weijermars & Scmeling 1986). Sa viscosité est de $5 \cdot 10^4$ Pa s.

Les modèles analogiques doivent répondre à des critères de similitude entre le modèle et l'original d'après la théorie des modèles réduits de Hubbert (1937). Cette théorie quantifie diverses grandeurs physiques et mécaniques des systèmes déformés.

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 :

$$\sigma^* = \delta^* \gamma^* \lambda^* \quad (1)$$

où σ^* , δ^* , γ^* et λ^* sont les rapports de contrainte, de densité, de gravité et de longueur respectivement. Le rapport de gravité est égal à 1, puisque les conditions de gravité sont les mêmes. Le

rapport de densité est égal à 0,55 (le sable a une densité de 1,4 g/cm³ et les sédiments dans la nature ont une densité de 2,7 g/cm³ approximativement). La cohésion des matériaux cassants de la croûte supérieure est assez variable (et difficile à estimer) entre 1 et 100 MPa. Le rapport de cohésion est donc d'environ 10⁻⁴ à 10⁻⁶. Ainsi, le rapport de longueur entre le modèle et la nature est de 2.10⁻⁴ à 2.10⁻⁶ (1 cm du modèle représente 50 à 5000 m dans la nature).

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 :

$$\eta^* = \delta^* \gamma^* \lambda^* \tau^* \quad (2)$$

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 10²¹ Pa s, celle des couches ductiles de la croûte supérieure (évacuées par exemple) de l'ordre de 10¹⁸ Pa s. Le rapport de viscosité est de 5.10⁻¹⁴ à 5.10⁻¹⁷. A l'échelle de la croûte supérieure, le rapport de temps est donc de l'ordre de 5.10⁻¹⁰ (une heure des expériences représente environ 0,2 Ma dans la nature). A l'échelle la croûte entière, le rapport de temps est de l'ordre de 5.10⁻¹¹ (une heure représente environ 2 Ma).

La question des conditions aux limites à adopter est un problème important dans les modélisations analogiques car il va conditionner le mode de transmission des contraintes dans les modèles. Il est difficile d'appliquer une vraie extension aux limites (« far-field stress state »). En d'autres termes, on ne peut tirer un côté de la couche de sable. La solution adoptée dans les modèles, en général, est une transmission par la base du modèle. Se pose donc déjà la question de la validité d'un tel dispositif. Ce problème peut être résolu en argumentant que l'on considère souvent que les déformations de la croûte se développent en réponse à la déformation du manteau supérieur (Allemand 1988, Allemand & Brun 1991, Allemand et al. 1989, Brun 1999, Brun & Beslier 1996, Michon & Merle 2000). Les contraintes sont donc, en (grande) partie, transmises par la base. Toutefois, il reste le problème du mode d'application de l'extension. Deux types de modèles sont classiquement réalisés : des modèles d'extension sur un caoutchouc, garantissant une extension presque homogène sur la longueur du modèle, et des modèles d'extension sur discontinuités de vitesse (**Figure 75**).

Toutefois, dans la nature les conditions aux limites doivent être plus proches de celui illustré sur la **Figure 75 b**. Les gradients de vitesse, au niveau des bords du rift, sont plus faibles qu'au niveau de la discontinuité de vitesse. L'extension homogène représente assez bien la zone à gradient presque nul au centre du rift mais néglige les zones externes où des gradients de vitesse sont certainement présents. Ces deux types de modèles sont, en fait, deux cas extrêmes et représentent deux échelles d'observation. Dans le cas des modèles sur discontinuité de vitesse, on s'intéresse à l'évolution du rift de manière globale. Le rift est, en effet, une zone de déformation localisée. Dans le cas de l'extension homogène, la déformation étudiée est celle qui se produit à l'intérieur du rift.

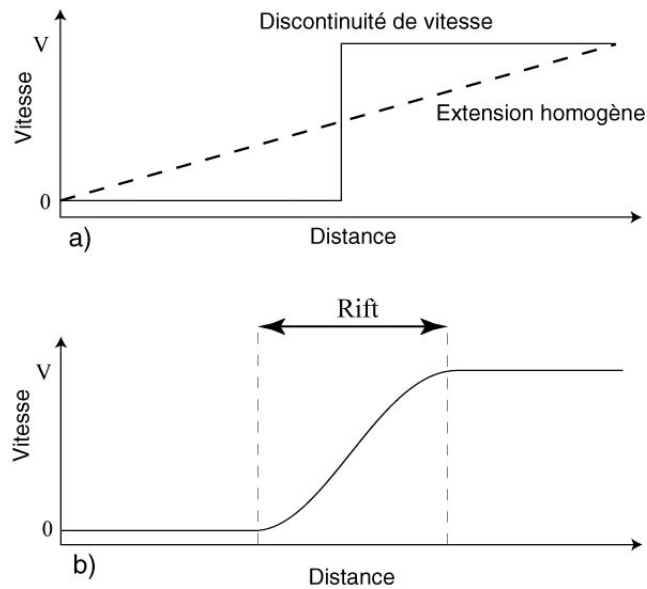


Figure 75 : Conditions basales de vitesse dans un rift. a) deux types de conditions couramment utilisées dans les modèles analogiques. L'une est une discontinuité de vitesse où le gradient de vitesse est infini au niveau de la discontinuité. L'autre est une extension homogène garantie par l'extension d'un caoutchouc. b) Conditions probablement plus réalistes dans un rift naturel. La vitesse augmente depuis un bord du rift puis diminue vers l'autre bord du rift.

Ces deux types de modèles, imparfaits tous les deux, sont donc à priori complémentaires et sont réalisés dans cette thèse. Le premier type d'expérience est réalisé dans un boîtier de déformation dont un bord est mobile. A ce bord mobile, est attaché un caoutchouc basal qui induit une extension homogène dans le modèle sus-jacent. Deux caoutchoucs supplémentaires sont disposés latéralement pour éviter au mieux les effets de bord (**Figure 76**). Les résultats de ces expériences sont présentés dans les parties 4.1 et 4.2. Elles sont analysées grâce à l'acquisition à haute résolution (0,25 mm dans les trois directions de l'espace) de la topographie par le passage d'un laser dont l'éclairage du modèle est enregistré par deux caméras obliques (ce qui permet de reconstruire la topographie). De plus, des photos sont prises à intervalle de temps fixe.

Le second type d'expérience est une extension localisée au niveau d'une discontinuité basale de vitesse. Deux tapis roulant s'écartent et entraînent les matériaux (**Figure 76**). Les résultats de ces expériences sont aussi présentés dans la partie 4.2. Dans ces expériences, des images 3-D au cours du temps sont acquises par un scanner médical. Ces images permettent, via un travail d'interprétation et d'extraction de surfaces, de modéliser le réseau de faille et son évolution au cours du temps.

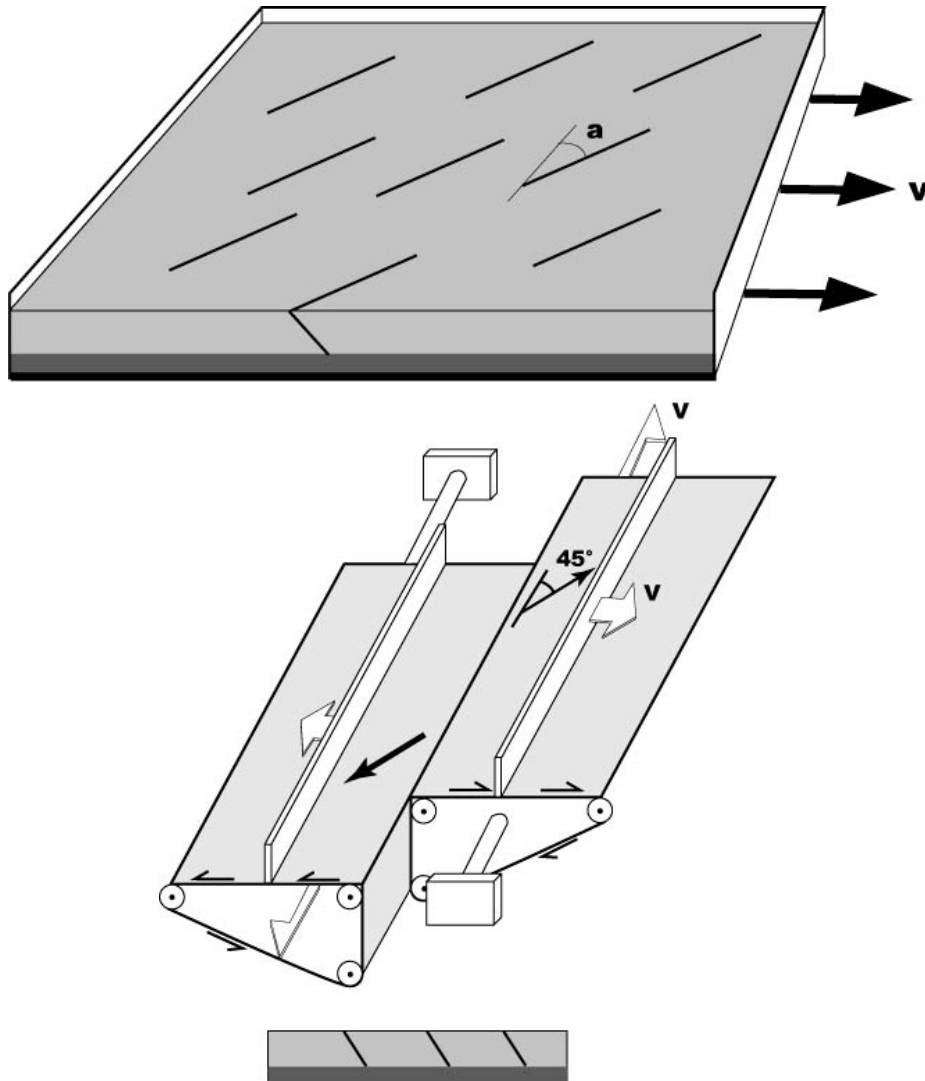


Figure 76 : Boîtes de déformation. En haut, la boîte d'extension homogène. En bas, la boîte de transtension avec une discontinuité de vitesse

3.2 Aperçu des expériences réalisées

Les paramètres, à priori influant, que nous avons fait varier, sont de trois types :

- de type géométrique, en l'occurrence la direction des discontinuités. Des expériences avec des discontinuités de direction à 45° et à $60-70^\circ$ de la direction de divergence, avec un pendage de 60° et une longueur de 10 cm, sont présentées. Des expériences avec des discontinuités à un angle plus important et avec un pendage vertical ont été réalisées. Cependant, elles n'étaient pas réactivées et ne sont donc pas présentées.

- de type spatial, c'est à dire leur répartition dans le modèle. Les modèles ont été réalisés avec une densité de discontinuités faible et forte. De plus, d'autres ont été réalisés avec des discontinuités très proches afin d'étudier leurs interactions.
- de type condition au limite, c'est à dire présence d'une discontinuité basale de vitesse ou d'extension homogène. Les expériences en extension homogène sont réalisées pour étudier l'effet propre de discontinuités obliques, considérant une échelle de travail similaire aux zones internes d'un rift. Les expériences réalisées avec une discontinuité basale de vitesse sont menées afin d'étudier la combinaison de deux obliquités : l'obliquité de structures sous-jacentes (rifting oblique) et intra couche cassante.

3.3 Calculs mécaniques

Le code utilisé pour compléter les modèles analogiques, Poly3d, est un code 3D aux éléments frontières (Thomas 1993). Il est basé sur les équations de l'élasticité linéaire. Une discontinuité est formée par un ensemble de surface de dislocations angulaires (**Figure 77**). Sur chacun de ces éléments, est appliquée une pression due aux conditions aux limites ou imposée directement sur l'élément. Ainsi, en tous points de la discontinuité, les deux contraintes tangentielles et la contrainte normale peuvent être calculées. D'autre part, les mouvements ne sont autorisés, au niveau de la discontinuité, que dans son propre plan. Ainsi, l'ouverture et l'interpénétration sont évitées.

Deux constantes suffisent à caractériser le comportement d'un matériau élastique : nous avons choisi 0,25 pour le coefficient de Poisson et 10 GPa pour le module d'Young. Ce code simule un événement de glissement unique ou une série de glissements sans relaxation des contraintes. Tout comportement viscoplastique est négligé. Ce modèle produit des singularités aux extrémités des discontinuités réactivées. En effet, une concentration infinie de contrainte produit des gradients de déplacement forts à proximité des extrémités alors que les gradients de déplacement montrent en général une forme plus adoucie en forme de cloche ou linéaire. De plus, l'absence de friction sur les failles interdit l'analyse quantitative des contraintes. Ainsi, les problèmes sont importants à proximité des failles là où ces modes de déformations inélastiques se produisent. En revanche, loin des failles les contraintes peuvent être interprétées qualitativement avec plus de confiance.

On pourra interpréter les zones de fortes accumulations de contraintes élastiques comme étant des zones où le matériau doit se failler ou se fracturer, les inconnues étant quand et comment cela peut se produire, en fonction des caractéristiques rhéologiques des matériaux. Toutefois, ces calculs numériques, même très simplifiés du point de vue rhéologique, apportent des informations intéressantes sur les contraintes qui règnent dans le système. Les directions des contraintes principales et l'accumulation de contrainte cisailante seront comparées aux failles néoformées autour des discontinuités.

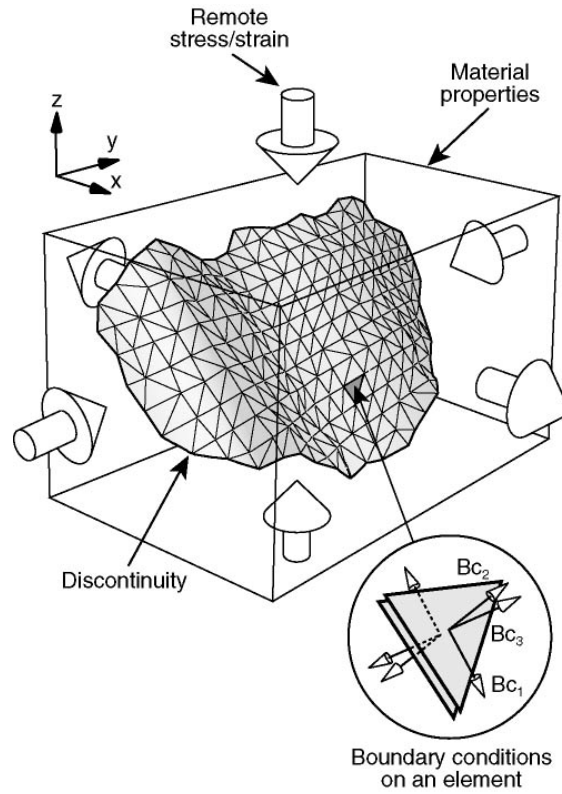


Figure 77 : Dispositif du code Poly3d. Sur les discontinuités, les conditions aux limites (contraintes ou déformations) sont résolues sur chaque élément afin d'y calculer les contraintes.

4. Résultats

Les résultats sont présentés sous la forme d'un article soumis et d'expériences complémentaires. Cet ensemble d'expérience permet d'explorer divers paramètres susceptibles d'influencer la réactivation et la géométrie des failles normales.

Dans l'article, la réactivation de discontinuités préexistantes obliques à l'extension (à 45° et à 70°) influe sur la géométrie des failles en général et sur les zones de relais en particulier. Les implications des zones de relais où les failles préexistantes influent sont montrées. La connexion de segments de failles est totalement différente d'un cas où la couche cassante est homogène (sans discontinuité préexistante). Cela influence en particulier la répartition des failles secondaires et des dépocentres associés aux grandes failles. Les résultats sont comparés avec le réseau de failles du Golfe de Suez.

Dans la deuxième partie, deux paramètres sont étudiés. Le premier est l'espacement entre les failles réactivées. Nous comparons deux modèles où la densité de discontinuités est différente. Celle-ci induit une forte réactivation dans le cas où la densité est importante, et une faible réactivation dans le cas contraire.

Ensuite, en se plaçant dans un cas où les failles sont proches et la réactivation est importante, nous étudions la propagation, l'interaction et la connexion de discontinuités disposées en échelon. Pour cela, nous comparons l'orientation des contraintes dans une zone de relais dans les modèles numériques à la géométrie des failles des zones de relais dans les modèles analogiques. Nous montrons que la disposition initiale des discontinuités joue un rôle important sur le réseau de failles final.

Enfin, la combinaison de discontinuités obliques et d'une discontinuité basale de vitesse de même direction est étudiée.

4.1 Article : Influence de la réactivation oblique de failles normales : cas du Golfe de Suez.

Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study

N. Bellahsen et J.M. Daniel

Soumis à *Geology*

Résumé de l'article : Les études de terrain montrent très fréquemment l'importance de la réactivation de faille dans la déformation de la croûte supérieure. Pourtant, ce phénomène est généralement négligé dans les modèles analogiques et numériques réalisés pour comprendre la croissance des réseaux de failles. A partir de modèles sable/silicone, nous montrons comment des discontinuités préexistantes peuvent contrôler la géométrie et l'évolution d'un réseau de failles plus jeune. Nos modèles montrent que la réactivation de discontinuités et leur propagation contrôlent : (i) la géométrie des failles principales et leur distribution d'orientation, (ii) la géométrie des failles de relais, (iii) la géométrie des failles secondaires et (iv) la géométrie et la situation des bassins et dépo-centres. Ces résultats sont en accord avec des réseaux de failles naturelles comme le Golfe de Suez et montrent que les hétérogénéités, telles que les failles préexistantes, devraient être incluses dans les modèles visant à comprendre l'évolution des bassins sédimentaires.

Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study

N. Bellahsen and J.M. Daniel

Submitted to *Geology*

Abstract

Field studies frequently emphasize how fault reactivation is involved in the deformation of the upper crust. However this phenomenon is generally neglected in analogue and numerical models performed to study fault network growth. Using sand / silicon analogue models, we show how pre-existing discontinuities can control the geometry and evolution of a younger fault network. Our models show that the reactivation of preexisting discontinuities and their orientation control: (i) the geometry of the main faults and the orientation distribution, (ii) the geometry of relay fault, (iii) the geometry of small scale faulting, and (iv) the geometry and location of fault-controlled basins and depocenters. These results are in good agreement with natural fault networks such as Gulf of Suez and demonstrate that heterogeneities such as preexisting faults should be included in models designed to understand the behavior and the tectonic evolution of sedimentary basins.

4.1.1 Introduction

Fault propagation is classically studied through field data, analogue and numerical models. These methods have been used to define a growth sequence at the scale of an isolated fault and at the scale of the whole fault network. This growth sequence explains the evolution of throw and length by two main mechanisms, radial propagation and segment connection (Cartwright et al., 1995; Cowie and Scholz, 1992; Marchal et al., 1998; Peacock and Sanderson, 1991). The parameters put forward to capture the characteristics of fault networks are mainly the characteristics of the brittle layer such as thickness and mechanical behavior (Cowie and Scholz, 1992; Lavier et al., 1999; Vendeville et al., 1987). However others controlling parameters such as fault reactivation are known to be important, as shown by several field evidences (see Morley (1999) for a review).

In the Gulf of Suez rift, consequences of oblique reactivation can be illustrated. This Oligo-Miocene rift (**Fig. 1**) is controlled by N150°E striking longitudinal faults (called clysmic faults) and created by an N60°E direction of extension (Lyberis, 1988). The global rift orientation is N150°E and its half graben geometry is separated along strike by N20E transfer faults (Colletta et al., 1988). These transfer faults are interpreted as basement discontinuities (Moustafa and Abd-Allah, 1992). The rift, the major faults and the fault-controlled basins are perpendicular to the extension direction, and defined an orthogonal rift.

However, at smaller scale, the fault network is also composed by N-S to N20 striking faults. These faults seem to be reactivated oblique pre-existing discontinuities (Jarrigue et al., 1990).

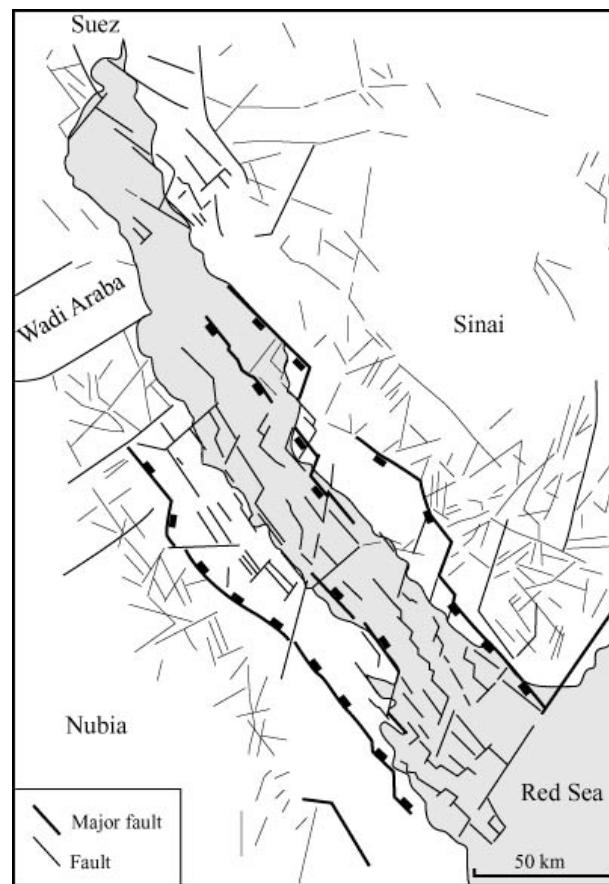


Fig. 1: Structural map of the Gulf of Suez modified from Schütz (1994). The main faults are black. Note the bimodal fault orientation distribution, faults strike N150 and parallel to the rift trend, others strike N20. Large main faults are composed by N150 striking segments and by N20 striking segments.

Despite these evidences, fault reactivation and presence of pre-existing heterogeneities are generally neglected in analogue and numerical models of crustal extension. Analytical studies on reactivation (Ranalli and Yin, 1990; Yin and Ranalli, 1992) highlighted the importance of pre-existing fault orientation in the stress field. They do not take into account the entire fault population and can not predict the features associated to reactivation, and for example the geometry of the small scale faulting around the reactivated faults. Experiments of oblique rifting on velocity discontinuity show the influence of an underlying oblique pre-existing zone of weakness (Clifton et al., 2000; McClay and White, 1995; Tron and Brun, 1991). As underlined by Morley (1999), such studies neglect the effect of pre-existing zones of weakness inside the brittle layer. Only few analogue and numerical models have included the pre-existing faults in a brittle layer. These models deal with basin inversion, thrust tectonics (Sassi et al., 1993) and post-compression extension (Faccenna et al., 1995) but not with reactivation of normal faults in

extension. These studies show that reactivation depends not only on dip and strike of the pre-existing faults, but also on the spatial organization on the heterogeneities.

The aim of the experiments described in this paper is to define the influence of a pre-existing fault network on the geometry of the resulting normal fault network. The features associated with oblique reactivation, such as small faults, depocenters and fault-controlled basins are highlighted.

4.1.2 Experimental procedure

The analogue models are made of sand representing brittle layers (2 cm) and silicone putty representing ductile layers (1 cm). They are deformed in a box, which initial dimensions are 40*50*10 cm³. The dry sand obeys the Coulomb failure criterion, with a negligible cohesion and a friction angle of about 30°. The silicon putty is a Newtonian fluid which viscosity is about 5*10⁴ Pa.s at room temperatures and strain rates (Weijermars, 1986). These materials have been repeatedly used for modeling the brittle and ductile deformation of the crust (Davy and Cobbold, 1991; Hubbert, 1937). The discontinuities are created by the introduction of a 0.5 mm thick piece of metal, inside the sand layer down to the top of the silicone layer. In map view, their length is 10 cm. Their dip is about 60° and their strike ranges between 45° to 70° to the direction of extension. The introduction of the object creates a zone of dilation as a result of grain re-arrangements. This zone acts as a zone of weakness and obeys a Coulomb's frictional slip criterion. The coefficient of friction (0.4) of this zone is lower than the internal friction (0.6) of the undisturbed sand (Sassi et al., 1993). In this study, a rubber sheet transmits the extension to the overlying materials. The rubber sheet induces a homogeneous extension, chosen here for its similarity for the inside rift conditions, while at the scale of the whole rift, the basal conditions are often considered as a velocity discontinuity (Allemand and Brun, 1991; Brun, 1999; Michon and Merle, 2000). Furthermore it allows us to catch the intrinsic role of discontinuities inside the brittle layer without influence of underlying discontinuities. The experiments are then analyzed using photographs and time lapse topography of the models (laser acquisition with a resolution of 0.25*0.25*0.25 mm³). The topographic information are used to compute fault throw at the surface.

4.1.3 Results and discussion

Reactivation criterion in analytical studies (Ranalli and Yin, 1990; Yin and Ranalli, 1992) shows that reactivation, at the scale of a unique fault, depends on the discontinuity strike and dip with respect to the principal stresses. The three experiments described below have been selected from a set of 20 experiments to highlight the role of the pre-existing discontinuity orientation and the structural consequences of reactivation at the scale of the complete fault network. The experiments performed without discontinuities reproduce a fault growth sequence described in many papers (Cartwright et al.,

1995; Cowie and Scholz, 1992; Marchal et al., 1998; Peacock and Sanderson, 1991): the segment connection occurs after interaction between two segments: one (or both) turns to connect to the other one or secondary faulting occurs in the relay ramp. In each case, the young relay segment fault has a throw smaller than the two older segments, which produces irregular throw profiles. These throw minima can be about 50% of maximum throw and are located at the linkage point (Childs et al., 1995; Peacock and Sanderson, 1991; Trudgill and Cartwright, 1994; Willemsse et al., 1996).

Experiment 1

In this experiment, the angle between the discontinuities and the direction of extension is 70° . The pre-existing faults are reactivated and propagate at their extremities perpendicularly to the extension (**Fig. 2a**). With increasing extension, they continue to accommodate a large part of the applied extension. The reactivated fault and their propagation constitute the main faults of the network. Reactivated faults, during their propagation, can connect to each other through a segment perpendicular to the extension or by an oblique segment if they are close enough (**Fig. 2a**). Newly created faults are mainly antithetic faults. Because these faults are strongly controlled by the synthetic faults, their orientation can be slightly oblique to the extension direction.

The basins are strongly influenced by the reactivation process. The orientation of the basins is parallel to the main faults, therefore oblique to the extension direction. Furthermore their geometry is also controlled by the way the faults connect to each other. If the connection is made by a perpendicular fault, their axis is undulant. If the connection occurs by oblique propagation of the pre-existing faults the basins are more linear.

Experiment 2

The angle between the discontinuities and the extension is 45° . Due to this angle, the preexisting discontinuities are less prone to reactivation than those of experiment 1. However, as in the previous experiment, the first deformation features are located at the pre-existing fault extremities (**Fig. 2b**). During the early stages, they show a significant throw and propagate perpendicularly to the applied extension, but due to their orientation, they cannot accommodate the whole applied extension and new faults initiate. With increasing extension, these newly created faults and the propagated segments of the reactivated discontinuities accommodate a great part of the applied extension.

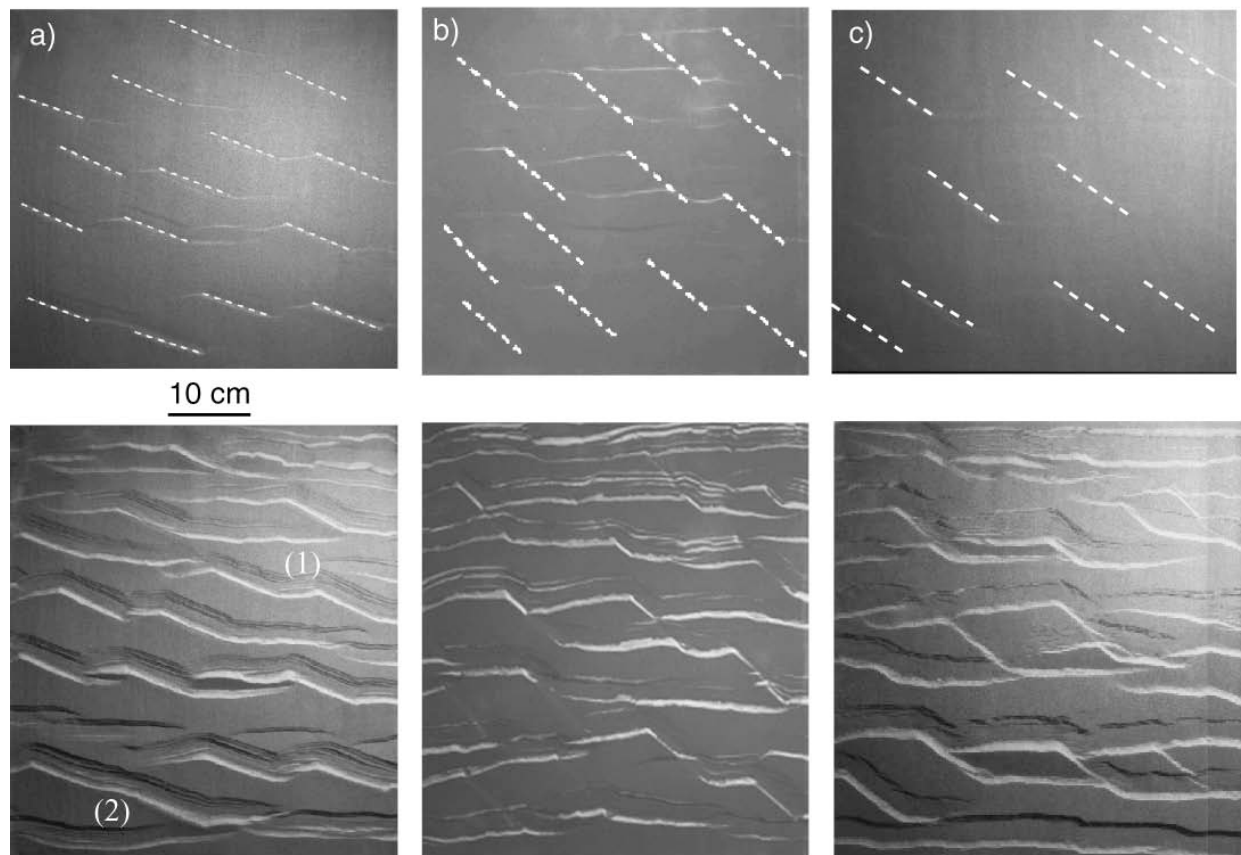


Fig. 2: Surface photographs of the three experiments. The two-layer models (sand/silicone) are submitted to homogeneous extension through a basal rubber sheet. The initial and final (30 % of extension) stages of each experiment are shown. a) Experiment 1: the pre-existing faults are at 70° to the extension direction. The faults are reactivated and accommodate a great part of the applied extension. Most of the main faults, secondary faults, and grabens are oblique to the extension direction. The reactivated faults propagate through a segment perpendicular to the applied extension (1) or through an oblique segment (2). b) Experiment 2: the pre-existing faults are at 45° to the extension direction. The faults are reactivated but are used as relay faults. The resulting fault pattern present typical undulations and characteristic throw profile (see text and figure 3). c) Experiment 3: the pre-existing faults are at 45° to the extension direction, but a “post-discontinuities and pre-rift” sand layer is added. The final fault network is very similar to one of the experiment 2.

The preexisting discontinuities form relay faults in the final fault network (**Fig. 2b**). They are perfectly oriented to transfer deformation between newly created faults. The resulting faults are undulating and the orientation distribution of faults segments is bimodal; reactivated segments, at 45° of the extension direction, compose one population, newly created faults, perpendicular to the extension, compose the other population. This distribution is very similar to the one of the Gulf of Suez (**Fig. 1**). Bimodal distributions frequently characterize oblique rifting. This kind of orientation distribution has been used to determine the amount obliquity between the rift axe and the extension direction. On natural example, assuming the rift trend and calculating the orientation distribution, Brun et al. (1993) deduced the

direction of extension. The analogue models described here show that a bimodal distribution can occur even in an orthogonal rift. These relations between orientation distribution and rift obliquity have then to take into account the structural inheritance or have to be applied on a fault network growing in a homogeneous brittle layer. In continental crust, such brittle layers are certainly non-existent and it would maybe better to suppress the reactivated populations before applying the described method. In the contrary, it can successfully be applied to the oceanic crust (Dauteuil and Brun, 1993), which is newly created and homogeneous.

In this experiment, the distribution of throw along faults formed by reactivated relay faults is very regular (**Fig. 3b**). Along these faults, topographic lows are present at one of the intersection of relay fault and newly created fault associated to a relative displacement minimum. At the other intersection, the footwall presents a high, associated to the maximum displacement (**Fig. 3b**). The quite regular show profile represents the fact that there is no linkage event, because new faults initiate at the extremities of their future relay fault. The (future) relay ramp has been active since the beginning of the extensional event. In the Gulf of Suez, at intersections between oblique and longitudinal faults, outcrops of older basement are found, which implies significant uplift and intensive erosion and then a structural high, similarly to the faults in experiment 2. The throw profile of these faults present minima (**Fig. 3a**) (McClay and Khalil, 1998), located at the intersection between relay oblique faults and longitudinal faults. However these minima are a decrease of less than 10-20% of displacement, which is significantly lower than classical throw minima (50%) as noted above. The relay fault also presents a local maximum throw, of the same order than the neighbor newly created segments. This shows that the relay faults have been active since the beginning of the extensional event. They accommodate extension and grow isolately. Newly created faults also initiate in the same time. When the reactivated faults and the newly created faults connect, small minima subsist at connection point. The only difference between our models and the fault network in the Gulf of Suez is that in our models the new faults initiate at reactivated fault extremities, and as a consequence the throw profile are a bit different. However, in the two cases, large throws are located at the relay faults and it has important implications for the location of the depocenters. They will be located at one of the intersection between reactivated relay faults and newly created faults, as described in the Gulf of Suez (Fig. 17 in Gawthorpe and Hurst (1993)). Conversely, in a homogeneous brittle layer, the maxima of throw and low topography zones are located in the center of active faults. Gawthorpe and Leeder (2000) showed that the depocenters and syn-rift sediments are located in such zones considering an isolated growing fault. Even if the final geometry of faults in plane view is almost similar, the location of depocenters will be different whether the brittle layer is pre-structured or not (**Fig. 4**).

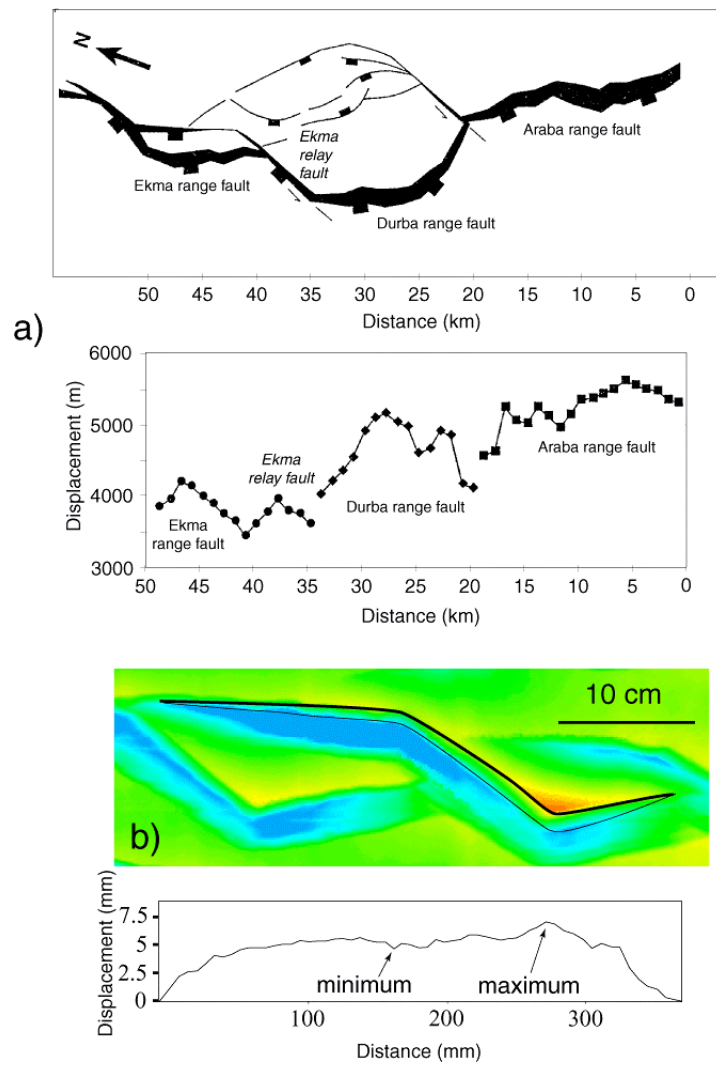


Fig. 3: Normal fault geometries and depocenters in nature and in laboratory experiments. a) Geometry and throw profile of a fault composed by reactivated relay faults in the Gulf of Suez, from McClay (1998). b) Topography and throw profile of an inherited relay fault in analogue model: the topography low is located in the hanging-wall at the intersection of the relay fault and the main fault. The topography high is located in the footwall at the other intersection. The throw profile is very regular, with maximum and minimum at segment intersection (see text).

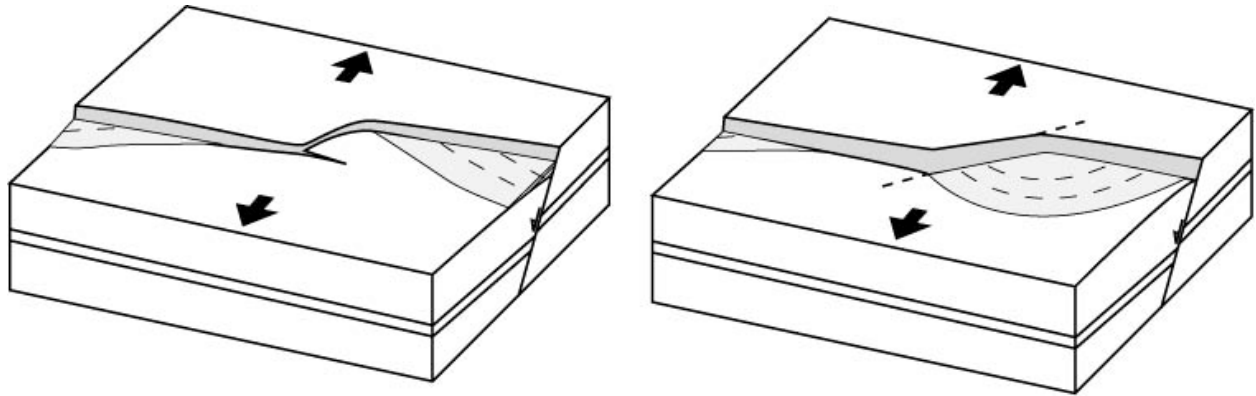


Fig. 4: Idealized fault propagation and associated depocenters in homogeneous and heterogeneous layers. a) Classical geometry of two connecting segments. The depocenters are located at the center of each segment. They correspond to maxima in the throw profile and minima of the topography. b) Geometry in the case of a deformed layer with oblique pre-existing discontinuities. The pre-existing fault (dashed line) is used as relay fault. The depocenters are located in the vicinity of the relay zone.

Experiment 3

In this experiment, after the structuration and before the extension, a 2 cm thick sand layer is added to the model. The preexisting discontinuities are at 45° of the extension direction, as in experiment 2 (**Fig. 2c**). This model allows us to study not only the lateral propagation but also the vertical propagation of the reactivated faults. In the Gulf of Suez, reactivation occurs in the basement and these faults propagate laterally and vertically toward younger sedimentary layers. Between the basement and the sedimentary cover, ductile layers can induce decoupling, such that the vertical propagation is strongly influenced by the rheology of the system (Higgins and Harris, 1997; Withjack and Callaway, 2000). This decoupling produces strong obliquities between the fault strikes in the basement and fault strikes in the cover. While reactivated basement faults are oblique, the faults in the sedimentary cover are closer to the perpendicular to the extension direction. In some area, where a strong decoupling occurs, the influence of reactivation on faulting in the sedimentary cover is then reduced. However, in lots of areas, the deformation in the basement and the sedimentary cover is strongly coupled, such that we observe fault strikes that are parallel to the strike of the oblique basement faults (for example, Abu Durba fault system in the Gulf of Suez, (McClay and Khalil, 1998)). This experiment shows the propagation of reactivated oblique basement fault in the sedimentary cover in the case of strong coupling (**Fig. 2c**). The fault pattern is very similar to the one of experiment 2. The reactivated faults are used as relay faults. In the first stages of extension, they are more segmented and the segment strikes are closer to the extension direction. With increasing extension, these segments connect to each other to form a relay fault parallel to the underlying basement fault. The final fault network is very similar to the one of the experiment 2.

4.1.4 Conclusions

This work is the first attempt to investigate the effect of a pre-existing oblique normal fault network on the geometry of the younger normal faults, an effect generally neglected in analogue and numerical models. The analogue brittle material (sand) used in our experiments strongly promotes reactivation (low friction coefficient along the pre-existing faults). Therefore, these experiments cannot properly be used to define in which natural conditions reactivation can occur. Nevertheless, the results presented here demonstrate the influence of reactivation when it occurs on fault network growth. They provide some guidelines to detect if oblique fault reactivation was effective during fault growth. In particular, fault reactivation and the orientation of the preexisting discontinuities strongly influence: (i) the geometry of the main faults and the fault orientation distribution, (ii) the geometry of relay faults, (iii) the secondary faulting associated to the main faults, and (iv) and the location of fault-controlled depocenters.

These results demonstrate that tectonic models should take into account, more systematically, the role of pre-existing heterogeneities. Further experimental work is still required to characterize the role the spatial organization of these discontinuities on the final geometry of fault network. Such work, performed in conjunction with the use of theoretical reactivation criteria in numerical models, should provide a better understanding of deformation mechanisms and tectonic history at various scales, from the rift localization and the major zones of tectonic subsidence to the small scale faulting and geometry of depocenters.

References

Allemand, P., and Brun, J.P., 1991, Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere: *Tectonophysics*, v. 188, p. 63-69.

Brun, J.P., 1999, Narrow rifts versus wide rifts: inferences of rifting from laboratory experiments: *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, v. 357, p. 695-712.

Brun, J.P., and Tron, V., 1993, Development of the North Viking Graben: Inferences from laboratory modelling: *Sedimentary Geology*, v. 86, p. 31-51.

Cartwright, J.A., Trudgill, B.D., and Mansfield, C.S., 1995, Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1319-1326.

Childs, C., Watterson, J., and Walsh, J., 1995, Fault overlap zones within developing normal fault systems: *Journal of the Geological Society, London*, v. 152, p. 535-549.

Clifton, A.E., Schlische, R.W., Withjack, M.O., and Ackermann, R.V., 2000, Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1491-1509.

Colletta, B., Le Quellec, P., Letouzey, J., and Moretti, I., 1988, Longitudinal evolution of the Suez rift structure (Egypt): *Tectonophysics*, v. 153, p. 221-233.

Cowie, P.A., and Scholz, C.H., 1992, Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 1133-1148.

Dauteuil, O., and Brun, J.P., 1993, Oblique rifting in a slow-spreading ridge: *Nature*, v. 361, p. 145-148.

Davy, P., and Cobbold, P.R., 1991, Experiments on shortening of a 4-layer model on the continental lithosphere: *Tectonophysics*, v. 188, p. 1-25.

Faccenna, C., Nalpas, T., Brun, J.P., and Davy, P., 1995, The influence of pre-existing thrust fault on normal fault geometry in nature and in experiments: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1995.

Gawthorpe, R.L., and Hurst, J.M., 1993, Transfer zones in extensional basins: their structural style and influence on drainage development and stratigraphy: *Journal of the Geological Society, London*, v. 750, p. 1137-1152.

Gawthorpe, R.L., and Leeder, M.R., 2000, Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins: *Basin Research*, v. 12, p. 195-218.

Higgins, R.I., and 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*, v. 19, p. 89-98.

Hubbert, M.K., 1937, Theory of scale models as applied to the study of geologic structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 48, p. 1459-1520.

Jarrigue, J.J., d'Estevou, P.O., Burollet, P.F., Montenat, C., Prat, P., Richert, J.P., and Thiriet, J.P., 1990, The multistage tectonic evolution of the Gulf of Suez and northern Red Sea continental rifting from field observations: *Tectonics*, v. 9, p. 441-465.

Lavier, L.L., Buck, W.R., and Poliakov, A.N.B., 1999, Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults: *Geology*, v. 27, p. 1127-1130.

Lyberis, N., 1988, Tectonic evolution of the Gulf of Suez and the Gulf of Aqaba: *Tectonophysics*, v. 153, p. 209-220.

Marchal, D., Guiraud, M., Rives, T., and Van den Driessche, J., 1998, Space and time propagation processes of normal faults, in Jones, G., Fisher, Q.J., and Knipe, R.J., eds., *Faulting, Fault sealing and fluid flow in hydrocarbon reservoirs*, Volume 147, Geological Society of London Special Publication, p. 51-70.

McClay, K., and Khalil, S., 1998, Extensional hard linkage, eastern Gulf of Suez, Egypt: *Geology*, v. 26, p. 563-566.

McClay, K.R., and White, M.J., 1995, Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting: *Marine and Petroleum Geology*, v. 12, p. 137-151.

Michon, L., and Merle, O., 2000, Crustal structures of the Rhine graben and the Massif Central grabens: An experimental approach: *Tectonics*, v. 19, p. 896-904.

Morley, C.K., 1999, How successful are analogue models in addressing the influence of pre-existing fabrics on rift structure?: *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1267-1274.

Moustafa, A.R., and Abd-Allah, A.M., 1992, Transfer zones with en echelon faulting at the northern end of the Suez rift: *Tectonics*, v. 11, p. 499-506.

Peacock, D.C.P., and Sanderson, D.J., 1991, Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones: *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 721-733.

Ranalli, G., and Yin, Z.M., 1990, Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: the two-dimensional case: *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 1067-1071.

Sassi, W., Colletta, B., Balé, P., and Pacquereau, T., 1993, Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics: *Tectonophysics*, v. 226, p. 97-112.

Schütz, K.I., 1994, Structure and stratigraphy of the Gulf of Suez, Egypt, in Landon, S.M., ed., *AAPG Memoir: Interior Rift Basins, Volume 59*: Tulsa, The American Association of Petroleum Geology, p. 57-96.

Tron, V., and Brun, J.P., 1991, Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems: *Tectonophysics*, v. 188, p. 71-84.

Trudgill, B., and Cartwright, J.A., 1994, Relay-ramp forms and normal-fault linkage, Canyonlands National Parks, Utah: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 1143-1157.

Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P., and Choukroune, P., 1987, Physical models of extensional tectonics at various scales, in Coward, M.P., Dewey, J.F., and Hancock, P.L., eds., *Continental extensional tectonics, Volume 28*, Geological Society of London Special Publication, p. 95-107.

Weijermars, R., 1986, Flow behavior and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications: *Tectonophysics*, v. 124, p. 325-328.

Willemsse, E.J.M., Pollard, D.D., and Aydin, A., 1996, Three-dimensional analysis of slip distributions on normal fault arrays with consequences for fault scaling: *Journal of Structural Geology*, v. 18.

Withjack, M.O., and Callaway, S., 2000, Active normal faulting beneath a salt layer: An experimental study of deformation patterns in the cover sequence: *AAPG Bulletin*, v. 84, p. 627-651.

Yin, Z.M., and Ranalli, G., 1992, Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under non-Andersonian stress systems: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 237-244.

4.2 Expériences complémentaires

Les expériences précédentes étaient réalisées avec une densité moyenne de discontinuités. Elles sont réactivées et utilisées en tant que failles de relais (lorsqu'elles sont à 45° de la direction d'extension). Des expériences sont maintenant réalisées avec une densité de discontinuités plus forte et plus faible. Ce changement de densité induit un changement de statut de ces discontinuités. Lorsque la densité est importante (partie 4.2.1), les interactions entre les failles réactivées deviennent un élément important dans l'évolution des contraintes dans le système. Lorsque la densité est faible (partie 4.2.2), les failles sont très faiblement réactivées et mais peuvent toujours jouer un rôle de perturbateur de contraintes.

Ensuite, nous étudions la réactivation oblique de failles dans le cas où une discontinuité basale de vitesse serait aussi présente (partie 4.2.3). Ces expériences permettent d'étudier la combinaison d'un rifting et d'une réactivation oblique.

4.2.1 Forte densité

Les expériences présentées ici sont réalisées avec des discontinuités dont la direction est à 60° de l'extension, l'espacement est faible et la disposition disposée en échelon. Les discontinuités sont réactivées et constituent des failles majeures, et non des failles de relais comme précédemment, ce qui est dû notamment à leur direction. Dans cette partie, leur propagation et les interactions sont étudiées à partir des modèles analogiques contraints par des modèles numériques élastiques 3-D.

Ces modèles élastiques sont à priori peu aisément comparables aux modèles analogiques dans le sens où la composante élastique du sable est considérée comme négligeable. Toutefois, on considérera que chaque glissement le long des failles perturbe le champ de contrainte. Ce sont ces perturbations de contraintes que l'on analysera et comparera aux structures secondaires du réseau de failles dans le sable.

L'interaction et la connexion de segments de failles réactivés obliquement dépendent fortement de leur arrangement spatial. Crider (2001) a montré que de larges recouvrements et de faibles espacements favorisent, comme on pouvait s'y attendre, la connexion des segments. De plus, par l'analyse couplée de données de terrain et de résultats de modèles numériques, elle montre que la combinaison du sens de glissement sur les segments et de la polarité de leur arrangement (**Figure 78**) contrôle le lieu de fracturation de la zone de relais.

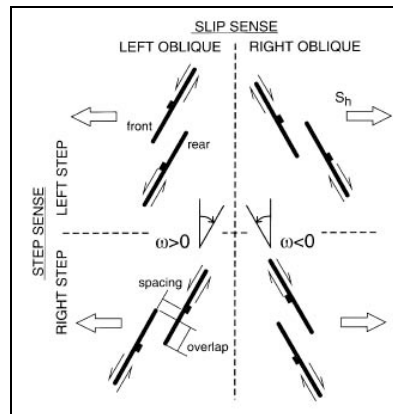


Figure 78 : Combinaison du sens de glissement sur les failles et du sens de disposition en échelon (Crider 2001).

Quand le sens de glissement (dextre ou senestre) et le sens de décalage (en échelon dextre ou senestre) sont identiques, les segments de failles se connectent par la fracturation de la partie inférieure de la rampe (Crider 2001) (**Figure 79**). A l'inverse (sens opposés), les failles se lient par le haut de la rampe (**Figure 80**). Ces résultats sont ici complétés et discutés à la lumière des modèles analogiques réalisés avec une géométrie similaire et à la lumière des modèles numériques (similaires à ceux réalisés par Crider (2001)).

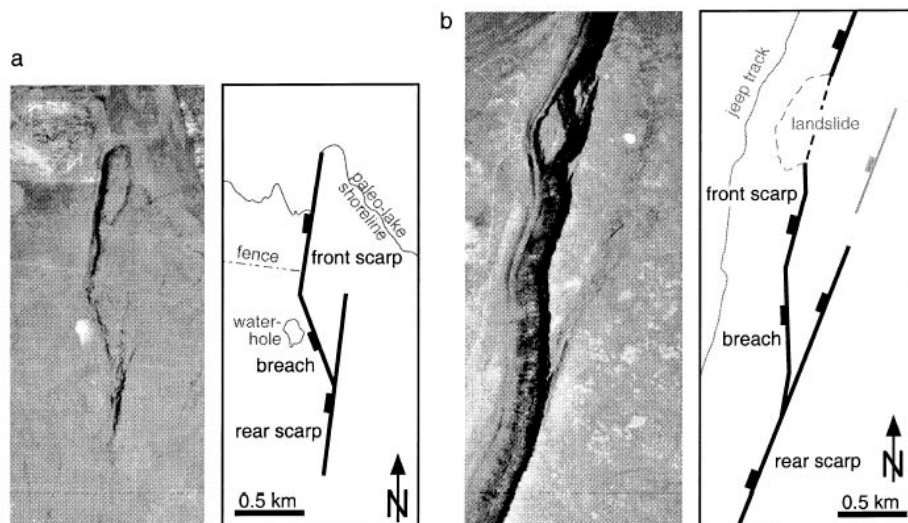


Figure 79 : Exemple de connexion de deux segments de failles par la fracturation de la rampe dans la zone inférieure de celle-ci (Crider 2001). L'extension est E-W, le glissement sur les failles est donc senestre, de même que l'arrangement en échelon des segments.

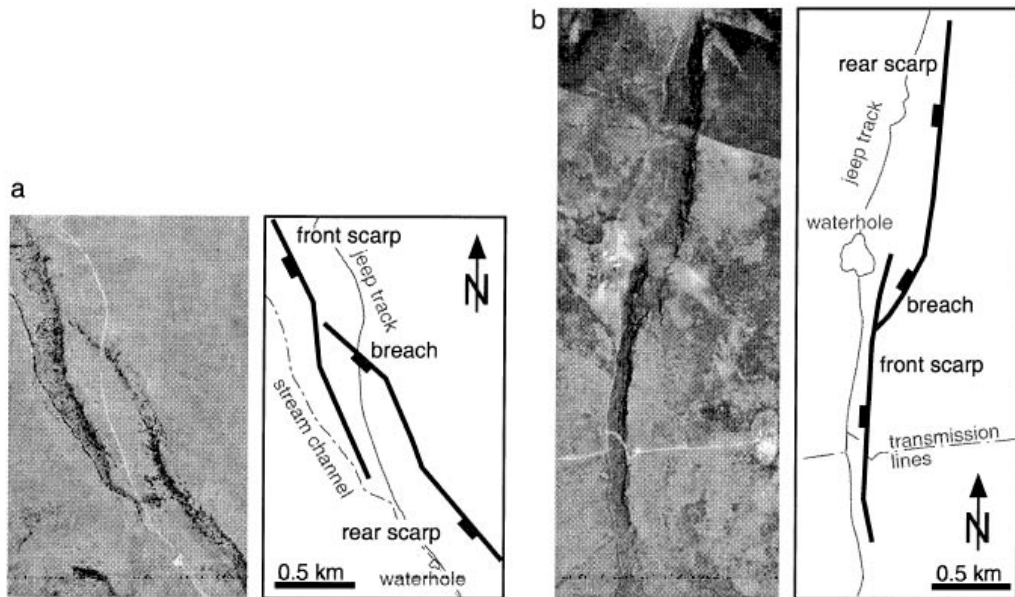


Figure 80 : Exemple de connexion de deux segments de failles par la fracturation de la rampe dans la zone supérieure de celle-ci (Crider 2001). L'extension est E-W, a) le glissement sur les failles est donc dextre, l'arrangement en échelon des segments est senestre, b) le glissement est senestre, l'arrangement dextre.

La première expérience est réalisée de la manière suivante : les sens de glissement et de disposition en échelon sont identiques : les failles sont réactivées de manière normale-dextre et l'arrangement est en échelon dextre (**Figure 81**).

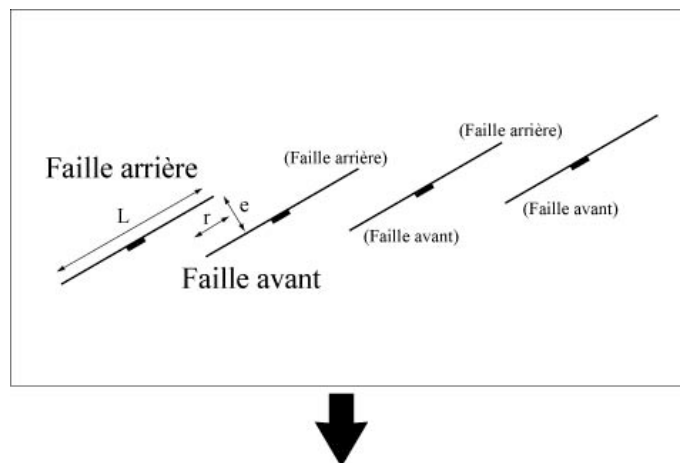


Figure 81 : Dispositif de la première expérience. Les discontinuités sont disposées en échelon dextre, leur rejet sera normal-dextre. La longueur des discontinuités L est de 10 cm, le recouvrement et l'espacement sont égaux au quart de la longueur.

Dans les modèles analogiques, les premiers mouvements sont enregistrés aux extrémités de failles comme cela a été montré dans le paragraphe précédent. Les discontinuités réactivées se propagent

perpendiculairement à l'extension appliquée. De par l'arrangement spatial des discontinuités préexistantes, elles se propagent les unes vers les autres (**Figure 82** et **Figure 83**).

La faille avant se propage dans le bloc effondré de la faille arrière (**Figure 82** et **Figure 83**). Si celle-ci est active, le faille avant ne peut pas se propager très longtemps. Dans les modèles numériques, dans le bloc effondré de la faille arrière, les directions de la contrainte intermédiaire principale sont parallèles à la faille. La faille avant ne peut donc se propager vers la faille arrière et tend à ne plus se propager du tout. Si la faille arrière devient inactive, la faille avant peut alors se propager, et recoupe la faille arrière. La faille arrière active joue donc un rôle de barrière de contrainte. Elle réoriente celles-ci et rend le champ de contrainte peut compatible avec la propagation de la faille avant.

La faille arrière se propage aussi en direction de la faille avant, dans son bloc soulevé. Dans les modèles analogiques la connexion est systématique. Dans les modèles numériques, dans le bloc soulevé d'une faille, les contraintes sont faibles mais la direction de la contrainte intermédiaire tend à se perpendiculariser à la faille. Cette direction est favorable à la connexion de segments.

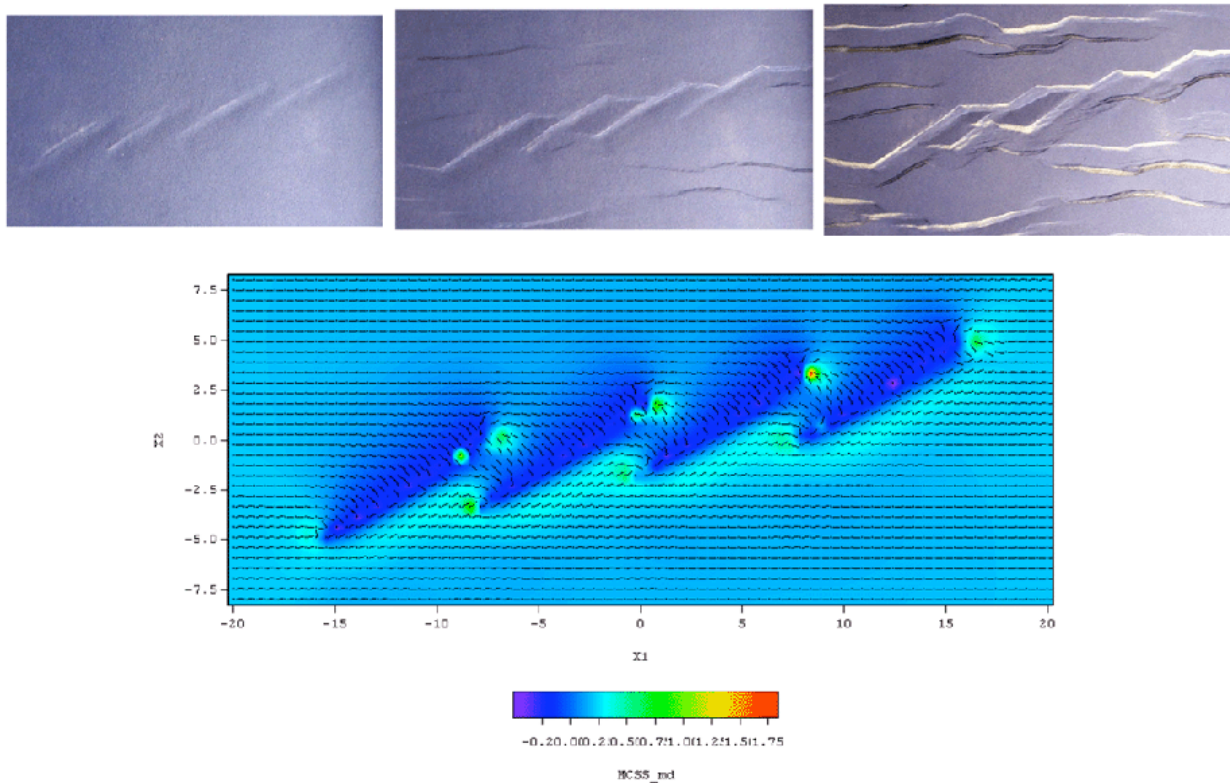


Figure 82 : Sens de glissement et de décalage identiques : failles réactivées de manière dextre et arrangement en échelon dextre.

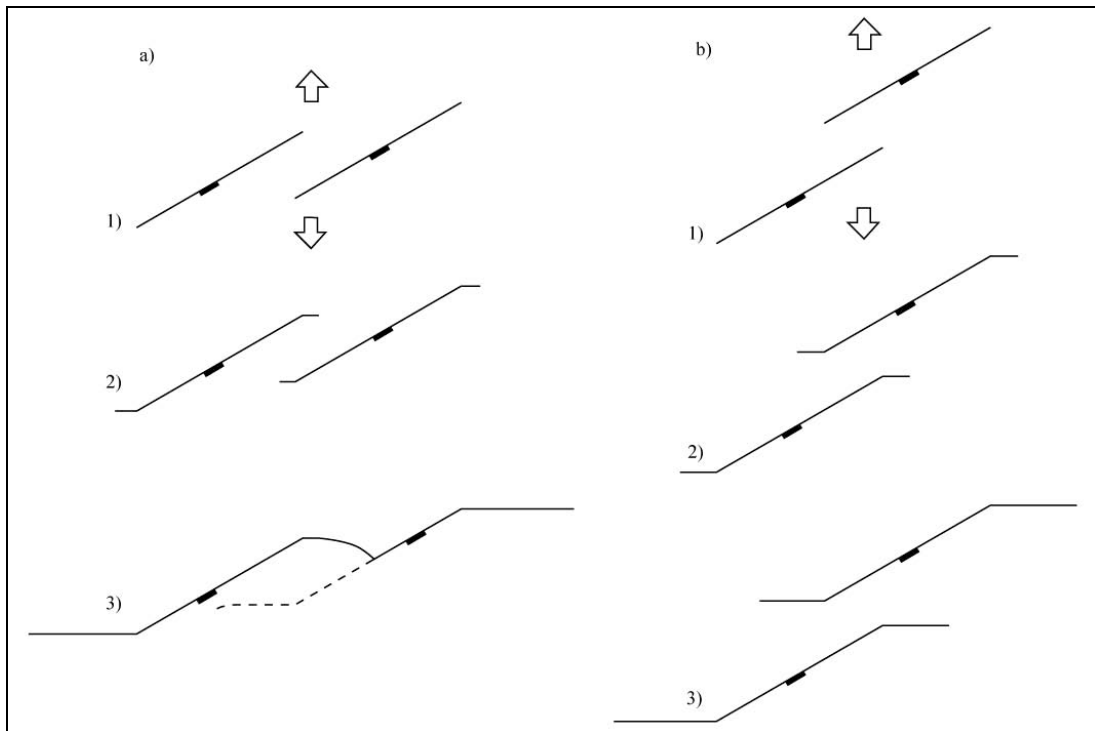


Figure 83 : Synthèse des deux expériences où les discontinuités sont disposées en échelon. a) Les discontinuités se propagent l'une vers l'autre et peuvent se connecter, par fracturation du haut de la rampe. b) Les discontinuités se propagent sans se connecter.

La deuxième expérience est réalisée avec une disposition un peu différente : le sens de glissement et de disposition en échelon sont opposés : les failles sont réactivées de manière dextre et l'arrangement en échelon est senestre (**Figure 84**).

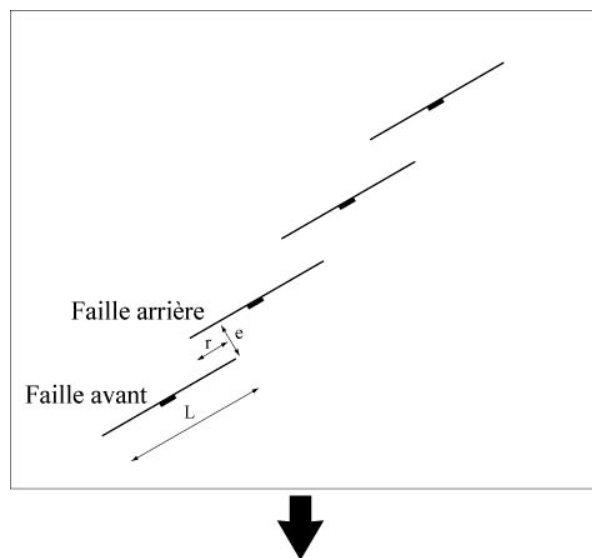


Figure 84 : Dispositif de la deuxième expérience. Les discontinuités sont disposées en échelon senestre, leur rejet sera normal-dextre. La longueur des discontinuités L est de 10 cm, le recouvrement et l'espacement sont égaux au tiers et au quart de la longueur, respectivement.

Comme précédemment, les discontinuités sont réactivées et se propagent perpendiculairement à l'extension appliquée (**Figure 83** et **Figure 85**). Dans ce cas, dans les modèles analogiques, du fait de la disposition, les failles ne se propagent pas les unes vers les autres. Dans les modèles numériques, les contraintes suggèrent aussi que les failles ne se propagent pas les unes vers les autres. La connexion n'est donc pas possible et les failles évoluent isolément, composées d'un segment de faille réactivée et de segments néoformés.

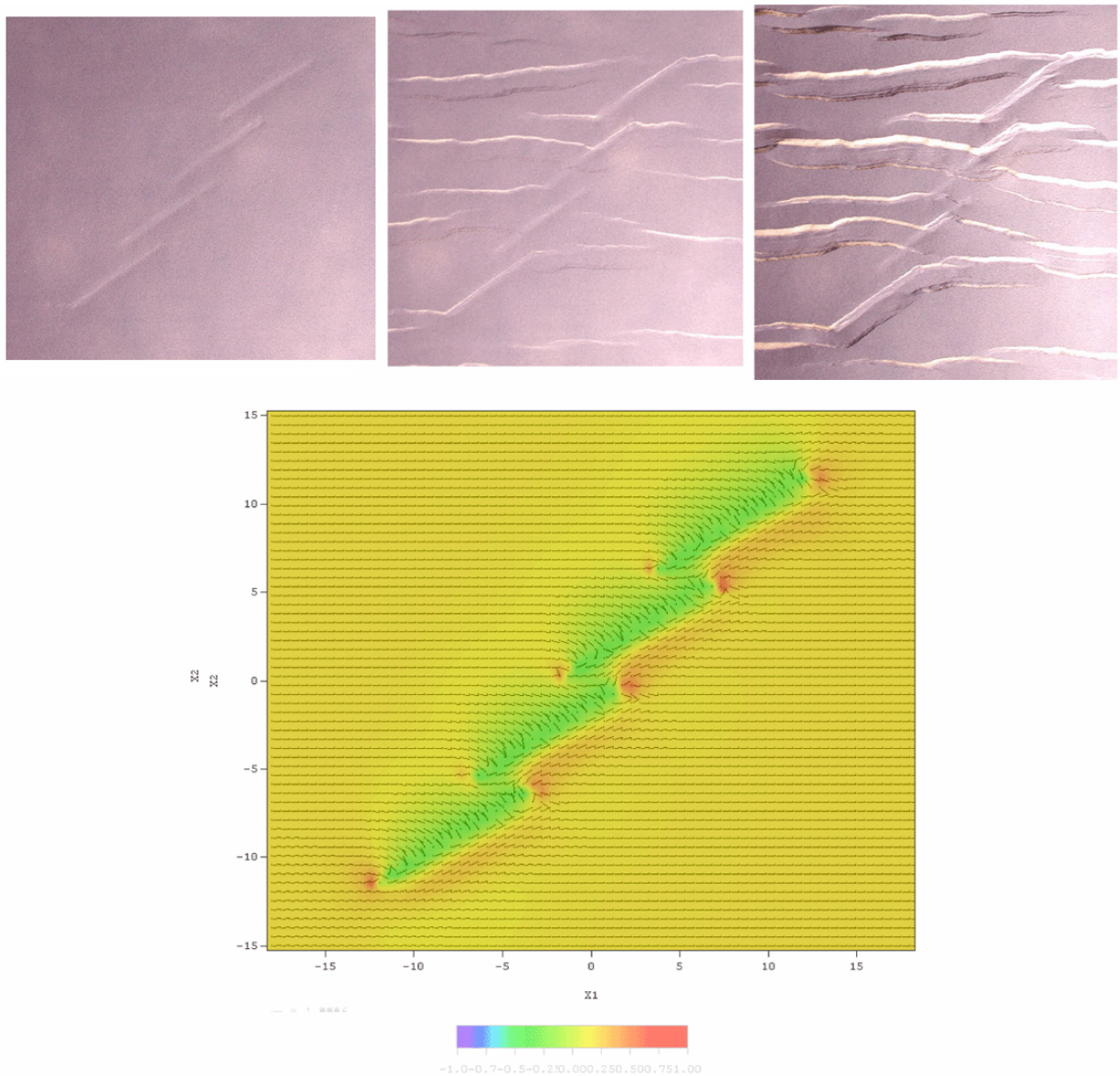


Figure 85 : Sens de glissement et de décalage opposés : failles réactivées de manière dextre et arrangement en échelon senestre.

Dans les cas où les sens de glissement et d'arrangement sont identiques, les résultats sont différents de ceux de Crider (2001). Dans les modèles présentés ici, les failles réactivées se connectent entre elles, après interaction, par fracturation de la partie supérieure de la rampe, tandis que Crider (2001) montre qu'elles se connectent par fracturation de la partie inférieure de la rampe, car le maximum de contrainte est accumulé à l'extrémité de la faille avant (donc dans la partie inférieure de la rampe). Pourtant les directions de contraintes semblent peu favorables à la connexion à cet endroit. Dans les modèles analogiques, les deux failles (avant et arrière) se propagent mais la faille avant ne peut pas se connecter à la faille arrière. Lorsque la faille avant arrive à proximité sa propagation latérale est inhibée par la présence de la faille arrière qui a modifié le champ de contrainte.

Dans le cas où les sens sont différents, les modèles semblent prédire que la connexion ne s'effectue pas. Les résultats sont encore différents de ceux de Crider (2001). Pourtant, des connexions dans ce type de situation ont été observées sur le terrain. Un des paramètres, qui est déterminant ici, est l'espacement entre les segments réactivés. Si les segments introduits dans les modèles analogiques avaient été plus proches, la connexion aurait peut-être pu avoir lieu. Le problème est que dans les modèles analogiques, il est délicat d'introduire des discontinuités trop proches. En effet, lors de l'introduction de l'outil qui sert à créer les discontinuités, le réarrangement des grains peut perturber celui des grains d'une discontinuité trop proche, et ainsi réarranger les grains jusqu'à « effacer » la discontinuité.

Ces résultats semblent donc en désaccord avec les exemples de terrain montrés par Crider (2001). Il doit y avoir un problème dans l'orientation des contraintes dans les modèles analogiques et numériques. Une façon de modifier les contraintes est l'introduction de la friction sur les failles, qui doit modifier la direction des contraintes. Dans les modèles numériques, il n'y a en effet pas de friction sur les discontinuités. Dans les modèles analogiques, celle-ci chute significativement. De manière générale, les discontinuités réalisées sont peut-être des faiblesses trop importantes par rapport à la nature.

Il demeure qu'on observe une bonne corrélation entre les contraintes prédites par un code élastique 3-D et les petites failles néoformées, dans les modèles analogiques, autour des failles réactivées. De la même manière, Maerten et al. (2002) ont montré, à partir d'un code élastique 3-D (celui utilisé dans cette partie), que les caractéristiques des failles secondaires pouvaient être contraintes à partir de l'activité des failles majeures et des perturbations de contraintes qu'elles induisent.

4.2.2 Faible densité

Comme cela a été illustré dans ce chapitre, la disposition spatiale des discontinuités joue un rôle quant à leur réactivation (Sassi et al. 1993). Ces auteurs montrent que lorsque les discontinuités ont un

espacement inférieur à celui défini par une extension dans une couche homogène d'épaisseur similaire, toutes les discontinuités ne sont pas réactivées. Dans cette partie, l'approche est un peu similaire dans le sens où nous montrons l'influence de la densité de discontinuités sur leur réactivation.

Deux expériences sont réalisées, la première avec une faible densité de discontinuités et l'autre avec une forte densité (l'expérience avec une forte densité est celle utilisée dans l'article de la partie 4.1). L'analyse des réseaux de failles montre que, dans le cas d'une forte densité, la réactivation est plus importante que dans le cas d'une faible densité (**Figure 86**).

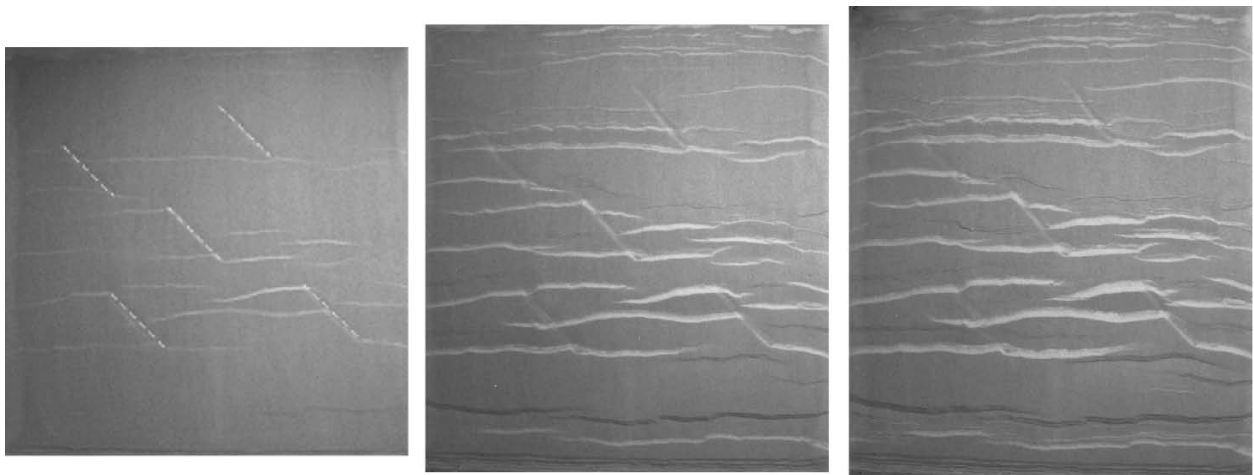


Figure 86 : Expérience où l'espacement entre les discontinuités initiales est grand. Les discontinuités sont faiblement réactivées.

Une interprétation simple de ce phénomène est que les discontinuités à 45° sont en fait assez mal orientées en vue de la réactivation, qui n'est possible que dans le cas de forte densité. Lorsqu'une couche contenant des discontinuités est soumise à l'extension, la présence des discontinuités crée des réajustements de contraintes (notamment en direction) dus au très léger rejeu. Les contraintes, lors de cette activation, ont tendance à se paralléliser aux failles, tout du moins dans le bloc effondré. Plus les discontinuités sont nombreuses, plus ces rotations de contrainte sont importantes et se généralisent. Ainsi, par un phénomène de rétroaction le réseau de failles préexistantes se retrouve mieux orienté par rapport à ce « nouvel » état de contrainte. Cette hypothèse est uniquement qualitative et ne peut être vérifiée avec les modèles numériques dont nous disposons. Comme précédemment, les discontinuités sont, peut-être, des plans de faiblesse plus importante que dans la nature, ce qui influence les directions de contraintes et donc ne permet pas de conclure sur l'interprétation donnée ci-dessus quant à l'influence précise de la densité de discontinuités.

Toutefois, ces expériences montrent que la disposition spatiale des discontinuités est importante et peut largement influencer l'occurrence de la réactivation et ainsi compléter les prédictions analytiques.

4.2.3 Influence d'un rifting oblique sur une croûte pré-structurée

Le dernier modèle analogique présenté a pour but d'étudier la combinaison de l'obliquité de la discontinuité basale de vitesse et des discontinuités dans la couche cassante. Des modèles analogiques sont donc réalisés avec la configuration suivante (**Figure 87**) : une transtension dextre est réalisée avec une extension orientée à 60° de la discontinuité de vitesse. Des discontinuités sont introduites parallèlement à la discontinuité de vitesse.

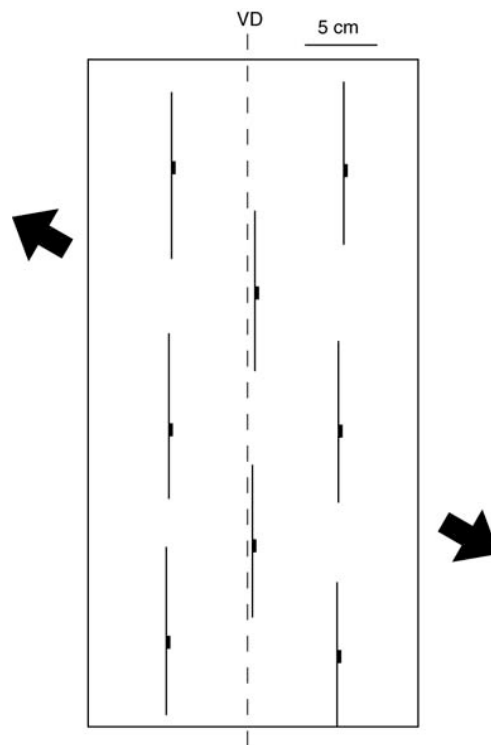


Figure 87 : Dispositif de l'expérience analogique présentée dans la partie suivante. L'extension est de direction N120°E (à 30° de la discontinuité de vitesse) et les failles préexistantes sont parallèles à celle-ci.

L'expérience est analysée sur des coupes sériées obtenues par l'utilisation d'un scanner médical. Les blocs 3-D sont reconstruits et peuvent être visualisés en 3-D, en coupes verticales ou horizontales. Cinq étapes de déformation sont décrites, par des coupes horizontales et verticales dans le modèle. Les failles à proximité des pistons sont négligées dans l'interprétation qui suit.

Tout d'abord, la géométrie globale du réseau de failles est décrite, à partir des schémas structuraux des cinq étapes analysées, puis une étude plus détaillée est faite, notamment des modes de propagation latérales des discontinuités et de la chronologie entre les différentes populations de failles.

Etape 1 : 4 % d'extension (557-08)

Les discontinuités N-S sont réactivées dès le début de l'expérience (**Figure 88**). Elles se propagent à leurs extrémités sub-perpendiculairement à l'extension appliquée. Pendant cette étape, presque aucune faille ne se néoforme isolément. Le réseau de faille est totalement contrôlé par la réactivation.

Etape 2 : 7 % d'extension (557-12)

Le nombre de segments N-S n'augmentent pas (**Figure 88** et **Figure 89**). En revanche, le nombre de segments Nord-Est augmente sensiblement par la formation de tous les segments néoformés aux extrémités des failles réactivées. La direction de ces segments qui se propagent est cependant assez variable autour de la perpendiculaire à l'extension (**Figure 89**). Ces failles ne se propagent que très peu, excepté les failles 4 et 6. Les failles ne se connectent donc pas, leur propagation est généralement inhibée par l'interaction avec les failles voisines. Les failles 4 et 6 se propagent beaucoup plus, avec une direction N25°E et N15°E respectivement. La faille 3 est recoupée et décalée par une faille néoformée de direction N35°E.

Etape 3 : 9,5 % d'extension (558-02)

Les failles qui se propageaient faiblement continuent de même, ce qui induit un réseau de failles fortement segmenté (**Figure 90**). Le nombre de segments augmente faiblement par rapport à l'étape précédente (**Figure 89**), bien que deux nouveaux plans de failles N-S apparaissent au niveau des failles 6 et 7, ainsi que quelques plans Nord-Est. Au niveau de la faille 3, une faille néoformée semble apparemment décalée par la faille réactivée, leur activité est cependant synchrone. Les deux segments néoformés viennent se brancher sur la faille réactivée.

Les failles réactivées qui restent actives ont cependant une géométrie en coupe particulière. En base et au sommet de la couche cassante, des petits segments plus fortement pentés réajustent le pendage un peu trop faible des failles réactivées (**Figure 91**).

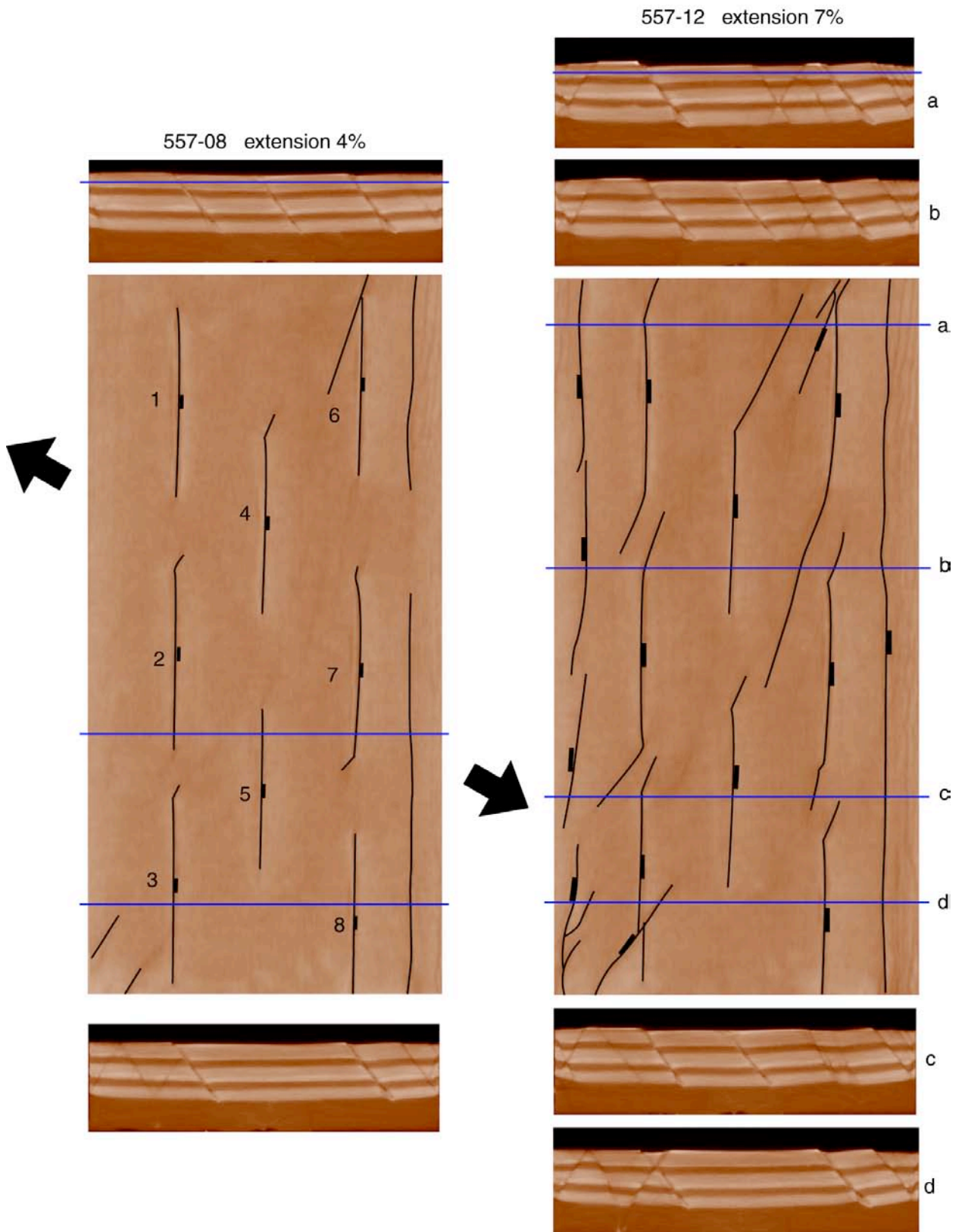


Figure 88 : Modèle après 4 % et 7 % d'extension. Les discontinuités sont réactivées et leurs extrémités se propagent.

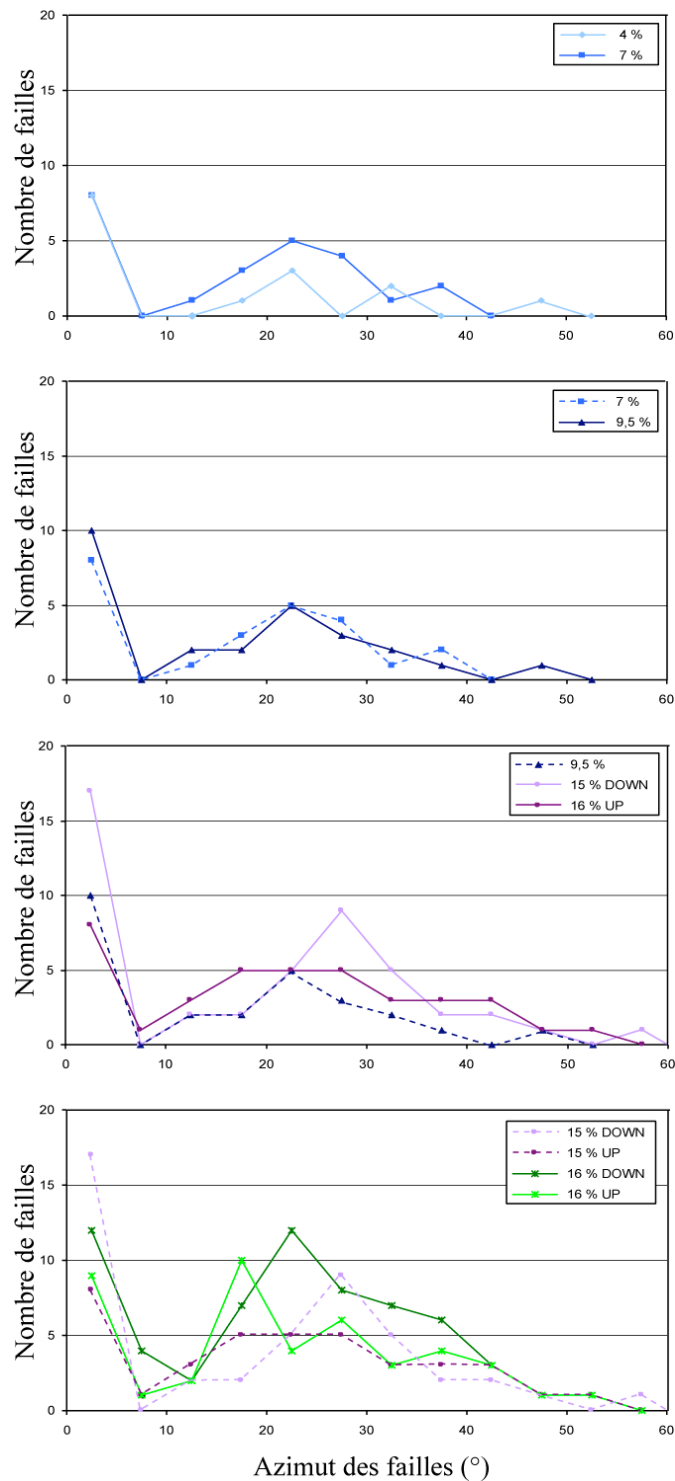


Figure 89 : Distribution d'orientation des failles de l'expérience au cours du temps (nombre de failles fonctions de leur azimut). Ces orientations sont mesurées sur des segments de failles (une faille peut avoir plusieurs orientations). L'extension est de direction N120°E.

558-02 extension 9,5 %

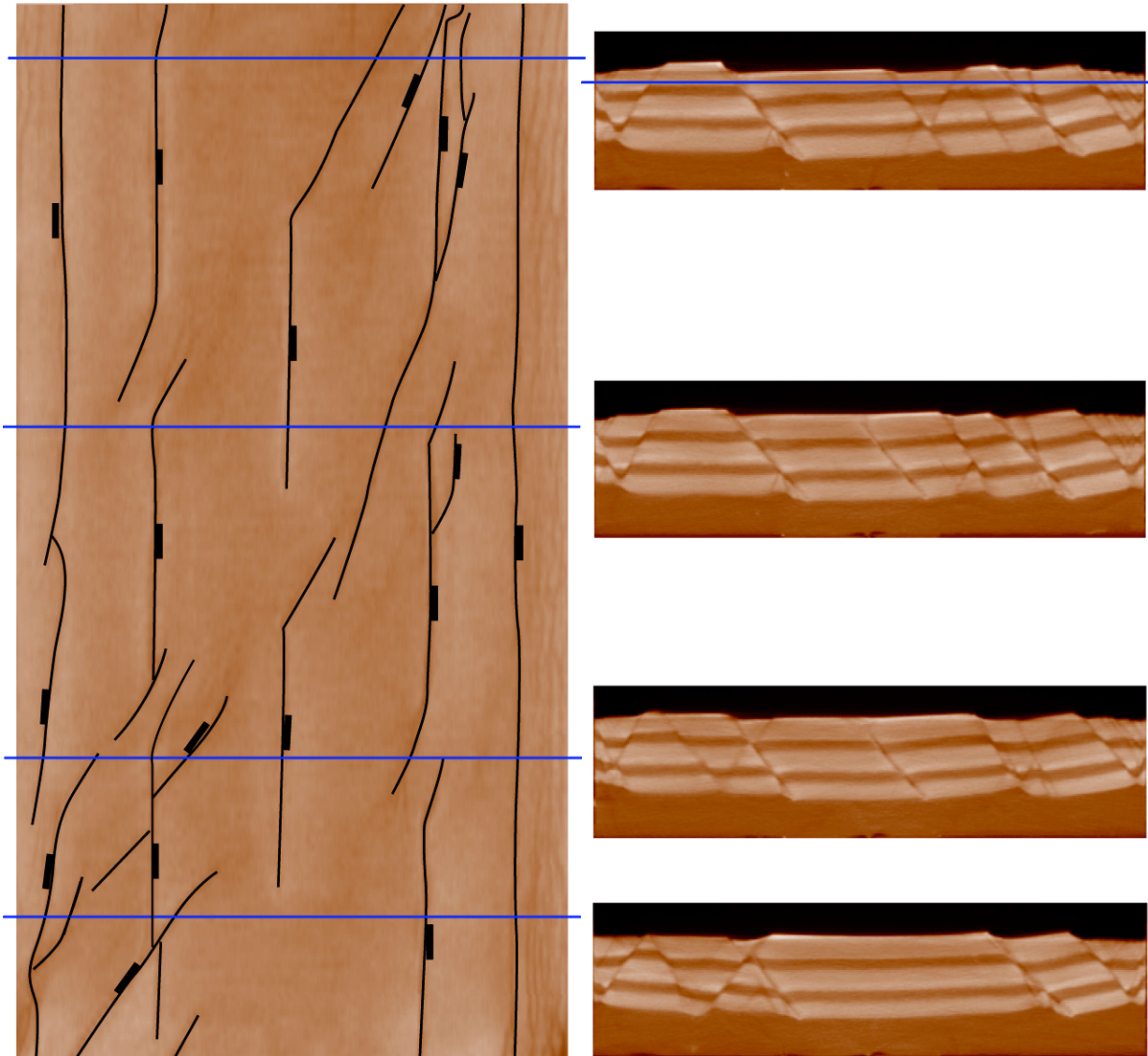


Figure 90 : Modèle après 9,5 % d'extension.

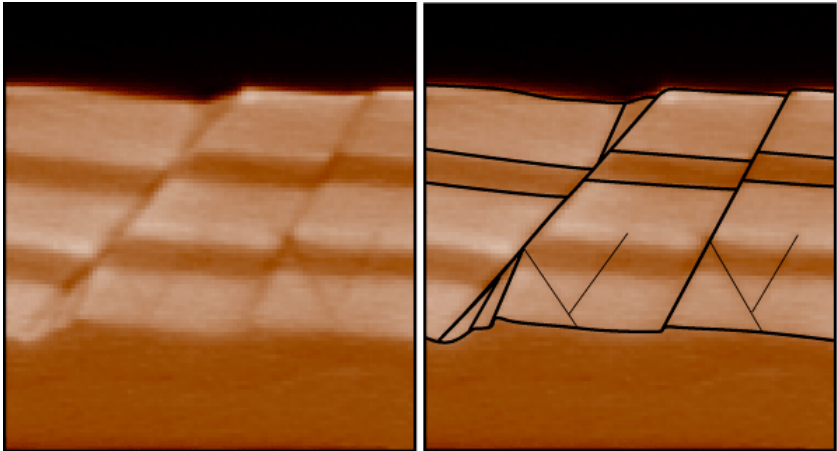


Figure 91 : Zoom sur une coupe des modèles. La faille de gauche est réactivée et des petits segments sont créés à cause de son faible pendage. La faille de droite est néoformée.

Etape 4 : 15 % d'extension (558-11)

Cette étape est analysée juste après un épisode de sédimentation (deux couches) (**Figure 92**). Le nombre de segments N-S n'augmente que dans les couches anté-rift, tandis que le nombre de segments Nord-Est augmente légèrement dans le syn- et l'anté-rift. Le nombre total de failles augmente avec la même pente que précédemment dans les couches anté-rift, tandis qu'il n'augmente que faiblement dans les couches syn-rift (**Figure 93**). Ceci est dû au fait que, dans le syn-rift, ce sont des failles néoformées qui accommodent principalement la déformation. Ainsi, ce réseau de failles mieux orientées est moins complexe et moins segmenté que dans l'anté-rift où les failles N-S sont obliques à l'extension.

Certaines failles néoformées qui se propageaient sub-perpendiculairement à l'extension, peuvent, si elles sont dans la zone d'influence d'une discontinuité réactivée, se paralléliser à celles-ci et donc se propager de manière oblique à l'extension (faille A)

Etape 5 : 16 % d'extension (558-13)

Les failles N-S deviennent encore moins importantes (**Figure 94**). La tendance suit celle initiée à l'étape précédente, en termes de distribution de failles et de segments. Le développement des segments N-S est même inhibé dans les couches anté-rift. Certaines failles N-S deviennent complètement inactives (failles 4 et 5) ce sont les failles mal placées par rapport à la discontinuité de vitesse (Allemand & Brun 1991, Allemand et al. 1989, Michon & Merle 2000).

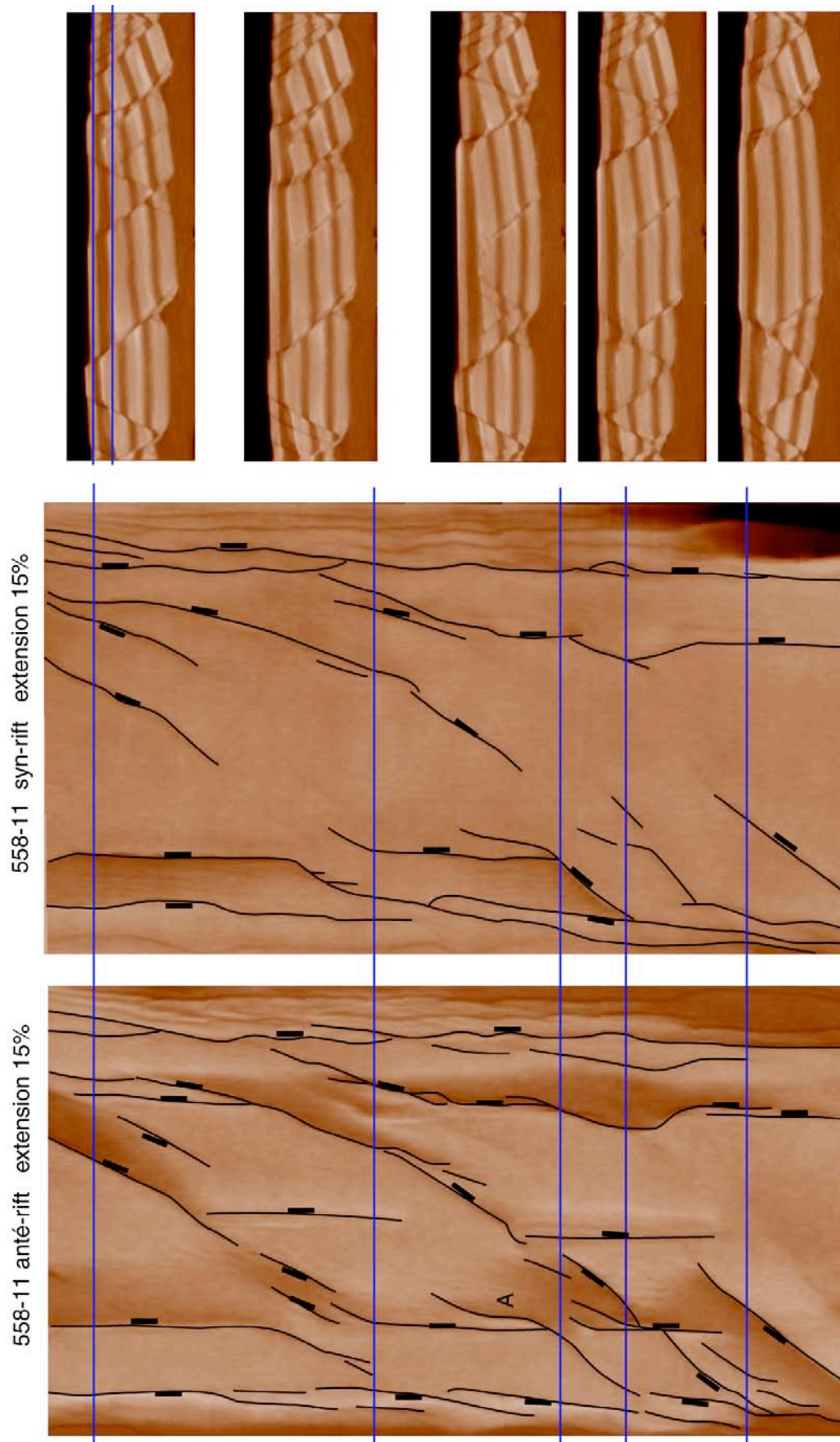


Figure 92 : Modèle après 15 % d'extension

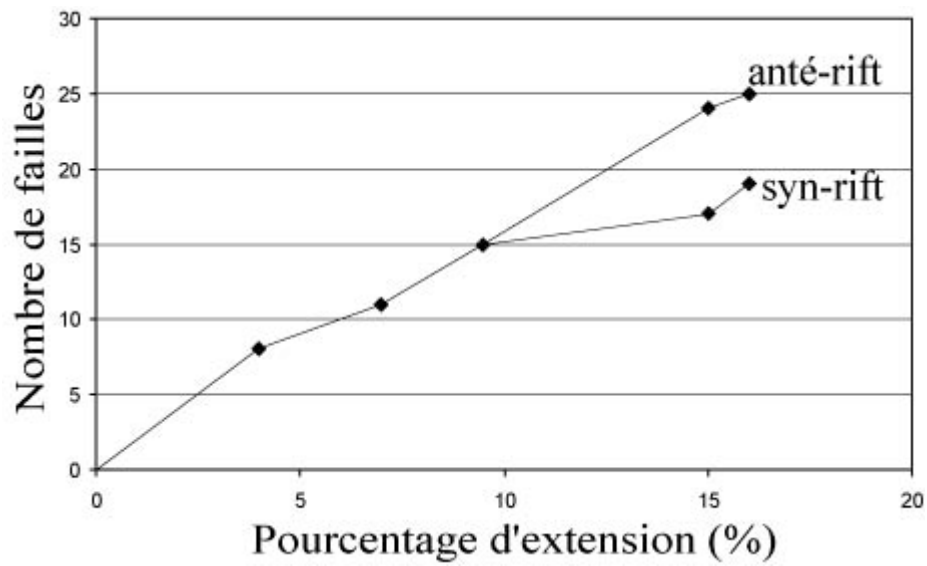


Figure 93 : Nombre total de failles de l'expérience au cours du temps. Une faille peut être composée de plusieurs segments, ce qui explique le nombre bien plus petit que la somme des segments de la figure précédente.

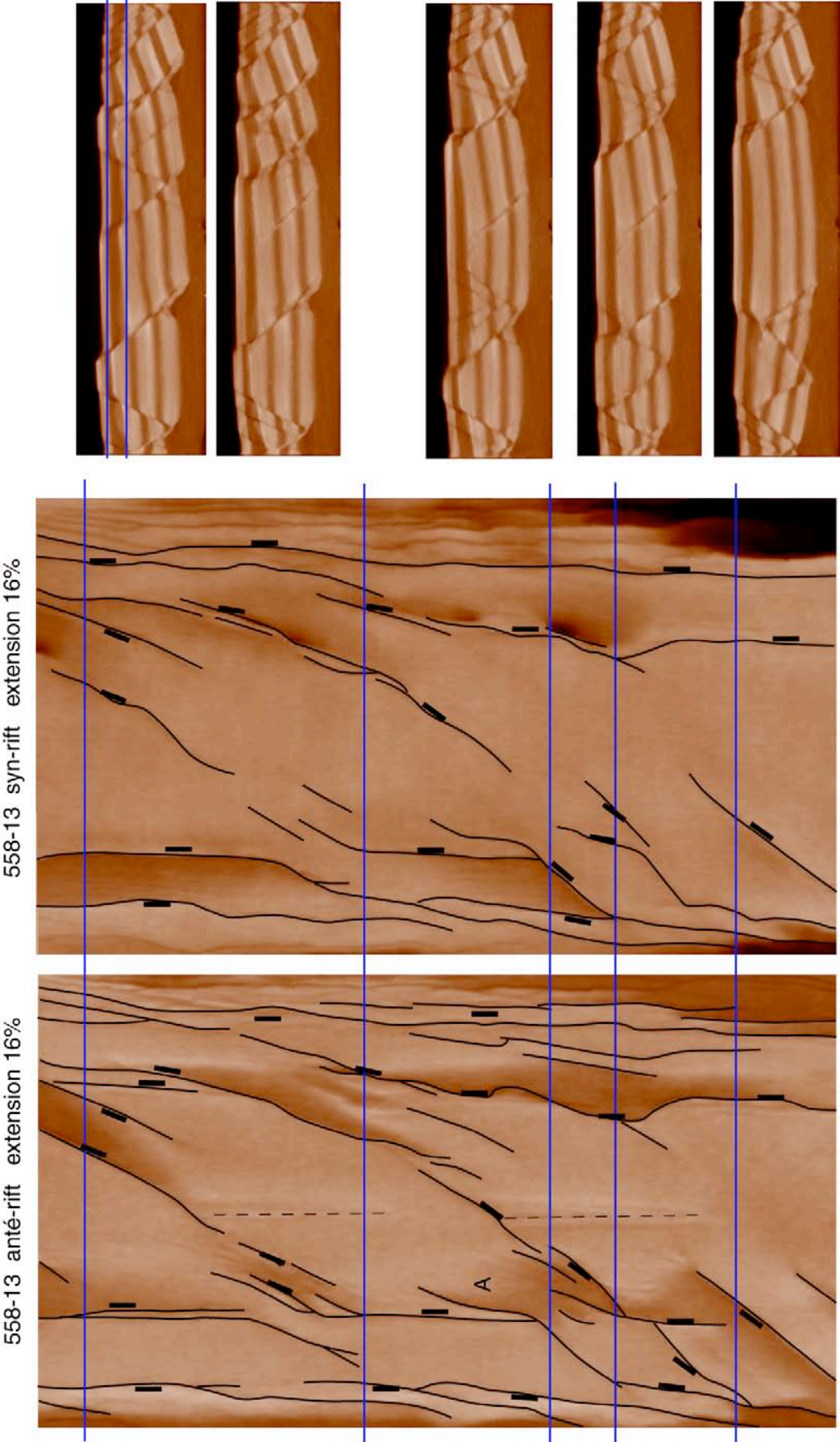


Figure 94 : Modèle après 16 % d'extension

Chronologies entre failles

Sur la faille réactivée de la **Figure 95**, deux types de chronologie entre failles néoformées et réactivées sont visibles (**Figure 95**).

Dans la zone du haut, une faille, antithétique à la faille réactivée, se néoforme avec une orientation sub-perpendiculaire à l'extension et se branche sur la faille réactivée. L'activité des deux failles est synchrone (comme le montre le décalage de la topographie), la faille néoformée est visuellement décalée par la réactivée (**Figure 95 a**) à **c**). Après l'épisode de sédimentation, la partie haute de la faille réactivée devient inactive, l'extension est accommodée par une faille synthétique (de direction intermédiaire à la faille réactivée et la faille néoformée antithétique) et la faille antithétique qui se propagent dans les niveaux syn-rift. En revanche, dans les niveaux anté-rift inférieurs, la faille réactivée est active. En carte, la faille résultante est ondulante.

Dans la zone du bas, une faille antithétique à la faille réactivée, se propage depuis le Sud. Lorsqu'elle atteint la faille réactivée, elle la décale et la rend inactive. Pendant l'évolution de l'extension, la faille réactivée dans cette zone devient totalement inactive. En carte, dans le syn-rift, il n'y a plus trace de la faille réactivée.

La faille réactivée au début de l'expérience subit donc un sort différent le long de son axe. Au Nord, elle est réactivée en partie surtout dans le milieu du modèle, tandis qu'au Sud elle est totalement inactive.

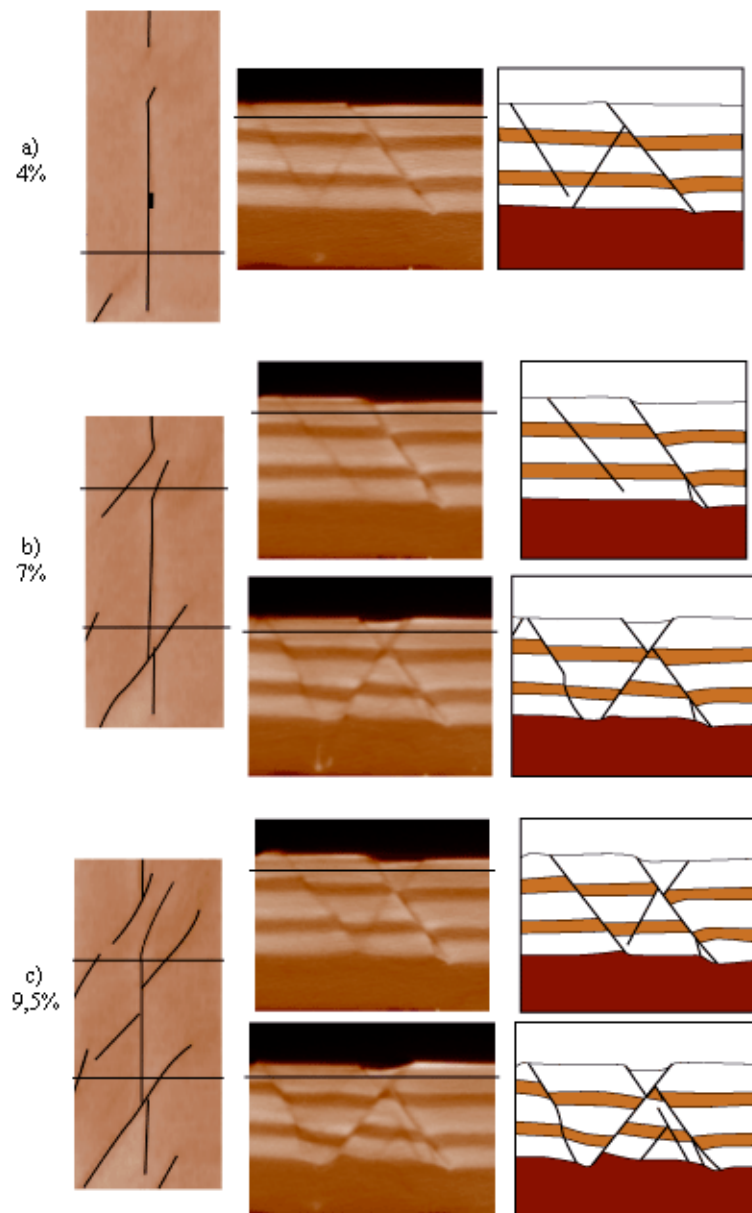


Figure 95 : Evolution d'un détail de l'expérience. A chaque étape, une (ou deux) coupe(s) interprétée(s) est montrée, et une coupe horizontale (dans l'anté-rift). Au début, une faille préexistante est réactivée puis est progressivement abandonnée avec l'évolution du réseau de faille. De a) à e), l'extension croît de 4 à 16 %.

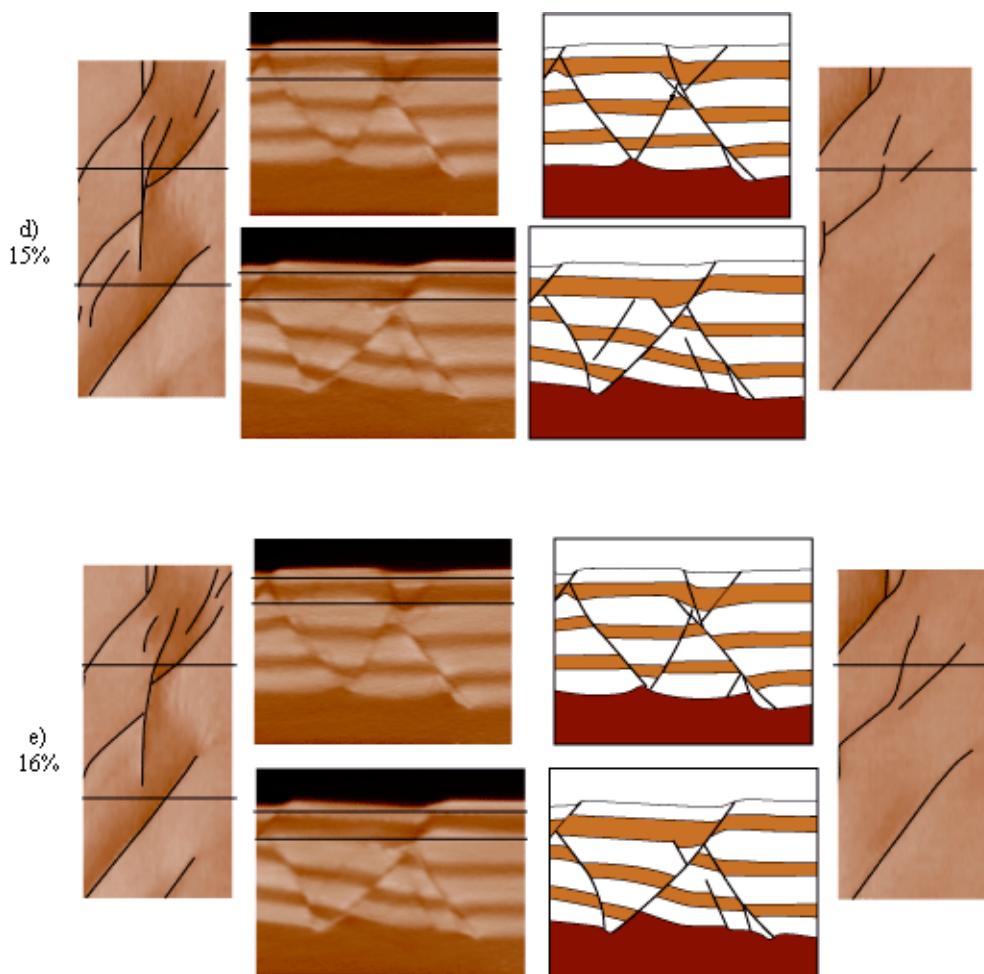


Figure 95 : suite. Une coupe horizontale dans le syn-rift est ajoutée, à droite.

Les failles réactivées (**Figure 96**, faille a) ont un pendage trop faible. Des segments de failles corrigent son pendage comme cela a été montré plus haut. Ces segments de failles accommodent ensuite l'extension appliquée et la faille réactivée devient inactive surtout en haut. Le segment supérieur actif a la même orientation que la faille réactivée N-S. Dans ce cas la faille active tardive a donc la même direction que la faille réactivée précoce.

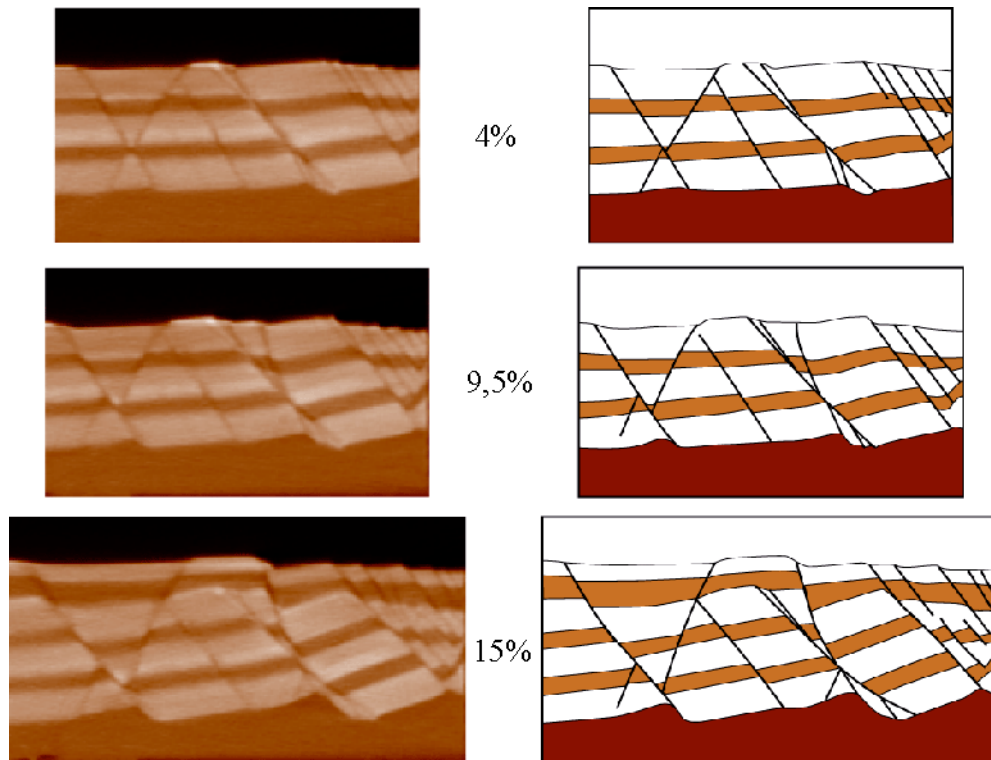


Figure 96 : Réactivation d'une discontinuité et déformation associée. Le long de la discontinuité des segments plus pentés se forment à cause du trop faible pendage de la faille héritée. Ces segments accommodent ensuite toute l'extension appliquée.

Dépocentres

Les dépocentres sont contrôlés à la fois par des failles N-S et des failles NE. L'importance de ces dernières s'accroît, surtout dans les niveaux syn-rift, à mesure que l'extension augmente. Cette chronologie est donc à prendre en compte lorsqu'on cherche à comprendre l'organisation des dépocentres. De plus, dans les niveaux syn-rift, l'influence des failles N-S est moindre. Ainsi, dans les premiers stades de l'extension, les dépocentres sont contrôlés par les failles réactivées. Puis, dans les stades ultérieurs, cette influence diminue à mesure que les failles néoformées accommodent l'extension.

Propagation des failles réactivées

Sur les schémas structuraux des premières étapes de déformation ainsi que sur les mesures d'orientation, on peut observer que les segments qui se propagent aux extrémités des failles héritées n'ont pas une direction uniforme. Leur orientation est en effet variable entre N10°E et N40°E. L'explication vient des interactions entre les discontinuités réactivées proches les unes des autres. Comme nous l'avons remarqué plus haut, ces segments ne se propagent que très peu. Les segments néoformés ne peuvent donc être prédit par un critère simple de néoformation, mais doivent être modélisé en prenant en compte d'autres critères tels l'organisation spatiale des défauts préexistants.

Synthèse

L'activité des failles N-S décroît globalement au cours de l'extension. Elle reste toutefois significative dans les niveaux anté-rift où les discontinuités étaient présentes. En revanche, peu de faille N-S sont présentes dans les niveaux syn-rift, qui tendent à accommoder l'extension par des failles sub-perpendiculaires à celle-ci.

Les dépocentres contrôlés par ces failles sont donc progressivement localisés au niveau des failles néoformées tandis qu'ils sont contrôlés par des failles réactivées au début de l'extension. Leur géométrie est donc susceptible de changer au cours du temps.

La propagation des failles réactivées ne répond pas souvent aux critères des théories de la rupture et de la réactivation. Leur direction est souvent non perpendiculaire à l'extension, ce qui est dû à la présence des autres failles réactivées à proximité (et à l'obliquité du rifting).

5. Discussion et applications

Dans cette partie, les modèles décrits précédemment sont discutés. D'abord, le modèle où est combiné le rifting et la réactivation obliques est comparé au cas du Viking Graben. Les géométries de failles, des dépocentres et les chronologies entre failles sont discutés.

Ensuite, les modèles sont appliqués au Golfe d'Aden. Nous avons montré comment les modèles de rifting oblique sont, au premier ordre, compatibles avec la géométrie des failles du Golfe d'Aden. Nous montrons ici en quoi les modèles de réactivation oblique permettent une interprétation plus détaillée de structures des marges du Golfe.

Enfin, une discussion générale est menée sur les modèles et des règles sont déduites en vue de l'interprétation des structures majeures et la prédiction des structures sub-sismiques.

5.1 Application au Viking Graben

La cinématique de ce modèle (extension NW-SE sur une discontinuité basale N-S, transtension dextre) est différente de celle proposée par Brun et Tron (1993). Dans leur modèle, l'extension est modélisée par une direction E-W, agissant sur une discontinuité de vitesse basale N20°E, impliquant une transtension senestre. Un des points importants est le choix de l'orientation de la discontinuité basale de vitesse. Nous avons choisi d'étudier le rifting sur une discontinuité de vitesse N-S avec des discontinuités N-S en extension de direction N120°E.

On peut donc, dans un premier temps, comparer les résultats obtenus avec un modèle de rifting oblique (Tron & Brun 1991) avec la même cinématique mais sans discontinuité dans la couche cassante (**Figure 97**). On observe que le réseau de failles est en bon accord avec le modèle de Tron (1991). Les pics de fréquence de failles de direction N-S et N20°E sont présents. Ce pic de failles de direction N20°E est intermédiaire entre la direction de la discontinuité basale de vitesse (N-S) et la perpendiculaire (N30°E) à l'extension N120°E.

Cette famille de faille est néoformée dans notre modèle de réactivation et rifting oblique et correspond à la famille néoformée dans les modèles sur croûte homogène. Cette famille est de plus importante dans les niveaux syn-rift, qui tendent à se déformer de la même manière que dans les expériences de Tron et Brun (1991).

Le réseau de faille de notre expérience est cohérent avec celui du Viking Graben à grande échelle comme on peut l'observer sur la **Figure 67** et à plus petite échelle (**Figure 98**). Les failles ont une direction changeante et sont composées de segments N-S à Nord-Est. Certaines failles néoformées Nord-Est viennent se paralléliser à des failles héritées N-S.

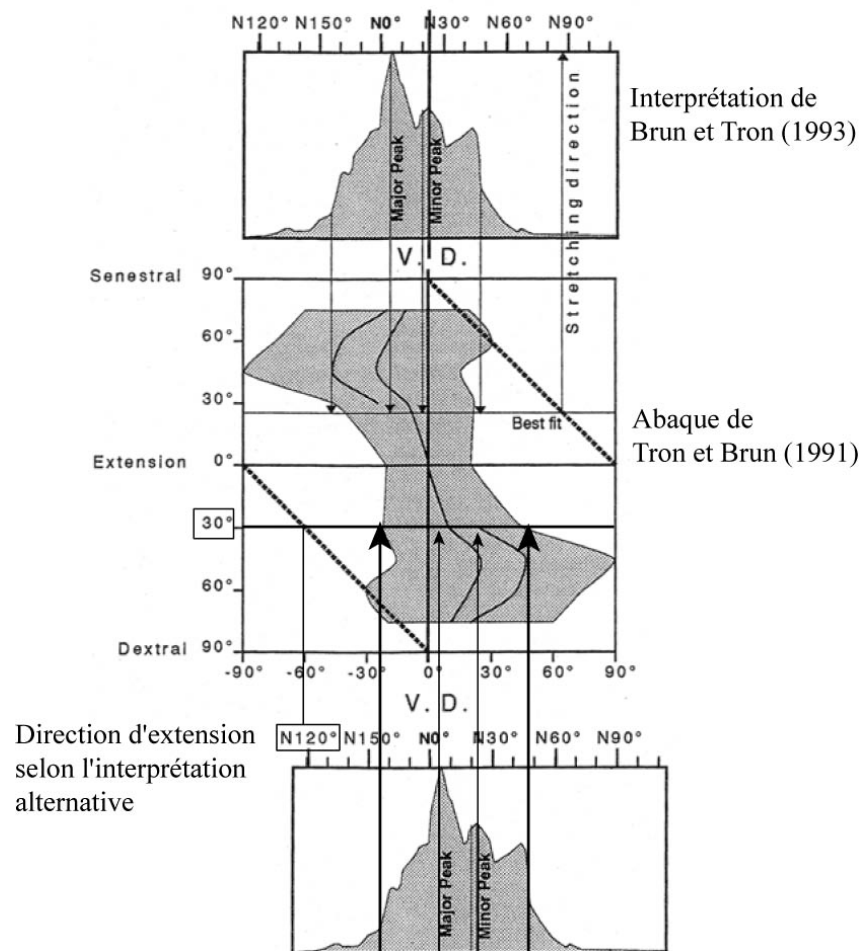


Figure 97 : Interprétation alternative du réseau de failles du Viking Graben en termes de rifting oblique. La direction de la faillesse préexistante est N-S. La direction d'extension est N120°E, en accord avec celle proposé par Faerseth (1996).

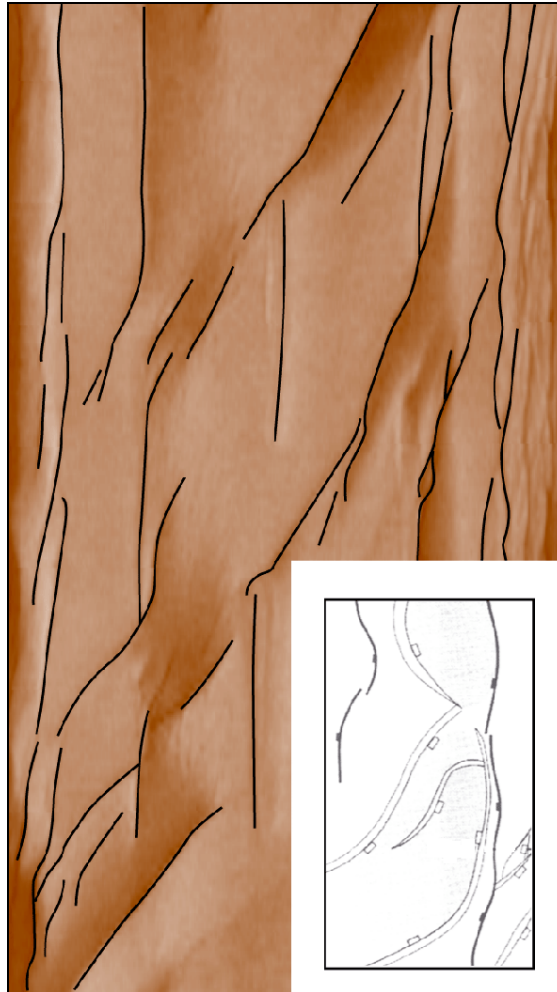


Figure 98 : Comparaison entre l'expérience analogique (cette étude) et un détail du Viking graben (Faersth et al. 1997). La géométrie caractéristique des failles dont la direction varie entre N-S et Nord-Est se retrouve dans les deux cas. Une faille néoformée Nord-Est vient se paralléliser à une faille héritée N-S.

Des résultats similaires sont obtenus par Bonini et al. (1997). Ils examinent l'effet de deux extensions successives mais de direction différente. Ils montrent, notamment, des expériences où une extension est d'abord mise en place de manière à produire un rifting orthogonal classique, à laquelle succède une extension oblique. Cette chronologie est similaire à celle étudiée dans la présente partie. Ils montrent que les failles, créées pendant la seconde phase (oblique), sont confinées à la zone interne du graben initié pendant la première phase (**Figure 99**). Ce résultat est en accord avec des observations de Faersth et al. (1997) (**Figure 100**).

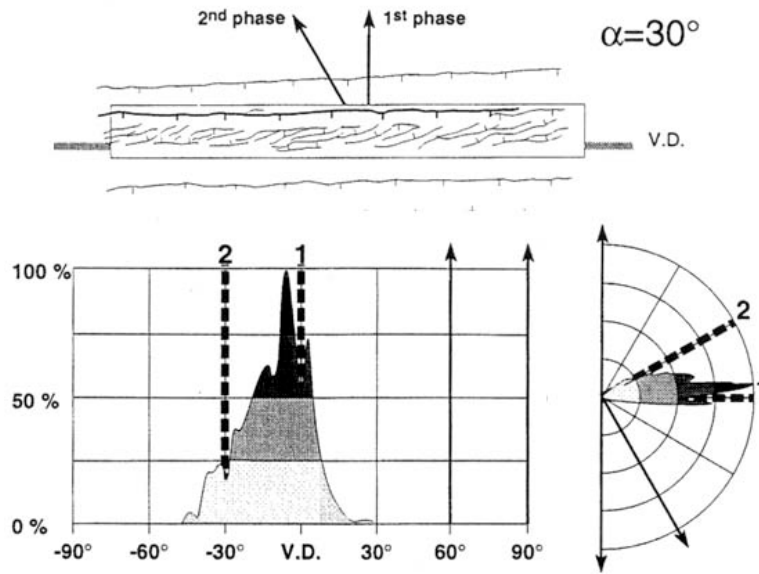


Figure 99 : Modèles analogiques d’extensions successives (Bonini et al. 1997). La première extension est orthogonale à la discontinuité de vitesse (VD), les failles formées sont perpendiculaire à l’extension et forment un graben. La seconde extension est oblique de 30° à la précédente. Des failles sont créées dans le graben initial avec une direction sub-perpendiculaire à cette deuxième extension. Cependant la majorité des failles reste de direction parallèle à la discontinuité de vitesse.

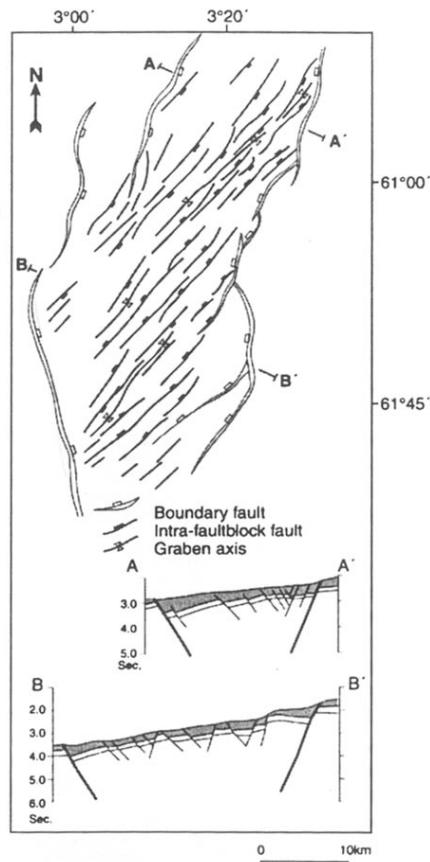


Figure 100 : Schéma structural d’une zone du Viking Graben (Faerseth et al. 1997). Des petites failles de direction Nord-Est sont obliques aux failles bordières du graben N-S.

Les expériences de Bonini et al. (1997), si elles argumentent en la faveur d'une transtension suivant une extension orthogonale dans le Viking Graben, ne permettent pas d'étudier la propagation des failles héritées. Dans ce type d'expérience, la première extension est produite par une discontinuité de vitesse, et dans ce cas les failles néoformées se propagent très vite et atteignent les bords du modèle. Lorsque la deuxième extension agit, ces grandes failles ne peuvent, par définition, pas se propager et contrôlent en partie la cinématique du modèle. On observe que finalement peu de failles sont sub-perpendiculaires à la seconde extension oblique (**Figure 99**) car leur direction est très fortement contrôlée par les failles majeures de la première expérience.

Les expériences présentées ici permettent d'étudier la propagation des failles réactivées. Un résultat important de cette étude est les observations de chronologies relatives entre les différentes populations de failles. L'activité relative croissante des failles néoformées Nord-Est observée dans la partie précédente est une observation aussi effectuée sur les données du Viking Graben (Faerseth et al. 1997).

Il apparaît que les failles N-S sont plus actives pendant la période précoce du rifting que pendant la période tardive où les failles NE prennent plus d'importance. Des arguments de chronologies relatives peuvent être trouvés (**Figure 101**) où des failles NE recoupent des failles N-S antérieures, qui ont été réactivées pendant le début du rifting (Faerseth et al. 1997). De même, l'organisation des dépocentres montrent qu'ils sont contrôlés par des failles N-S puis par des failles de direction NNE à NE (**Figure 102**).

De ce fait, bien que la discontinuité basale de vitesse soit N-S, il se peut que la déformation se localise le long d'une bande un peu oblique et NNE, due à l'activité grandissante des failles d'une telle direction et ainsi générer, au final, une zone d'amincissement NNE, choisie par Brun et Tron (1993) comme discontinuité basale préexistante.

Dans cette étude, l'héritage de structures Nord-Est n'est pas pris en compte. On peut donc imaginer un rifting E-W, comme proposé par Brun et Tron (1993), sur une discontinuité de vitesse N20°E, avec des discontinuités crustales N45°E. D'après nos modèles, on devrait alors observer une activité précoce de failles réactivées N45°E puis une activité croissante de failles N-S. Cette chronologie n'est pas observée sur les données du Viking Graben.

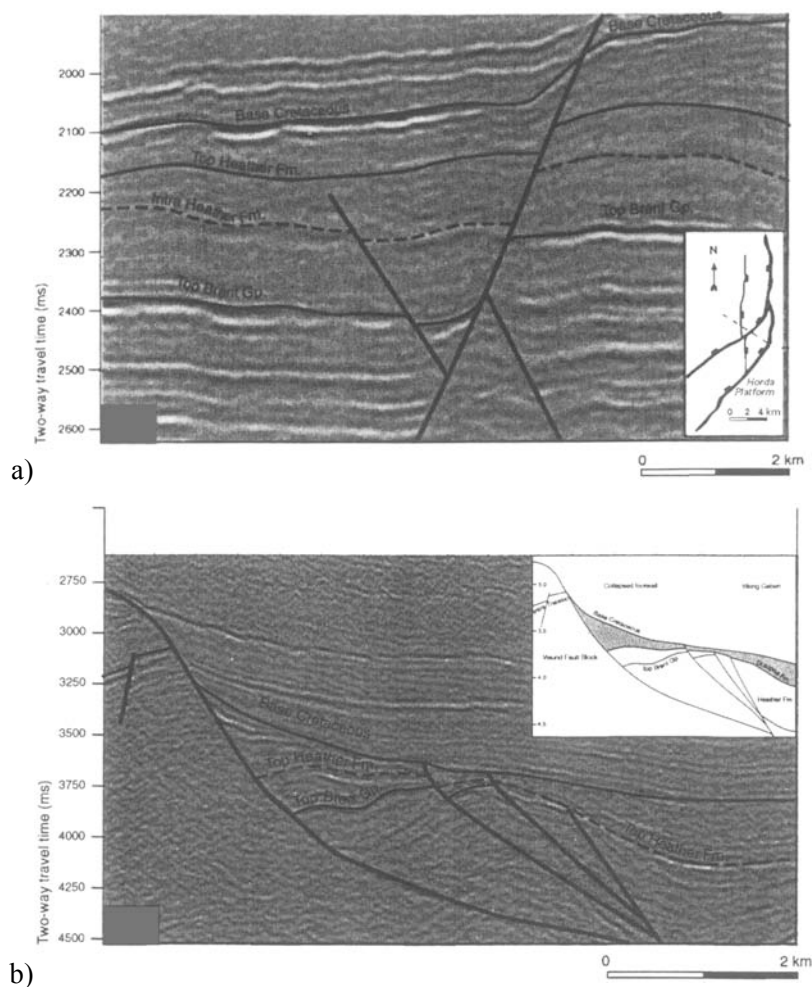


Figure 101 : Chronologie entre différentes failles dans le Viking Graben (Faerseth et al. 1997). Les failles N-S sont très souvent recoupées par des segments Nord-Est et deviennent inactives. a) Géométrie « conjuguée » en coupe entre deux failles de direction différente, la faille Nord-Est décale la faille N-S. b) la faille de gauche est orientée Nord-Est et est active pendant le dépôt de la série syn-rift supérieure (en gris sur l'interprétation), tandis que la faille de droite était active pendant le dépôt de la série syn-rift précédente, mais ne l'est plus pendant le dépôt de la série grisée.

Le choix d'une orientation N20°E dans les modèles de Brun et Tron (1993) est motivée par l'observation de la zone d'amincissement maximum (de direction N20°E) sous cette partie de la Mer du Nord. On peut imaginer que cette zone d'amincissement est justement produite par le rifting jurassique et donc non préexistante au rifting. Pourtant, il semble que cette zone correspond à une zone calédonnienne de direction similaire (voir références dans Brun et Tron (1993)). Enfin, on peut se demander pourquoi cette zone de faiblesse n'a pas affecté le rifting Permo-Triasique, qui semble de direction N-S.

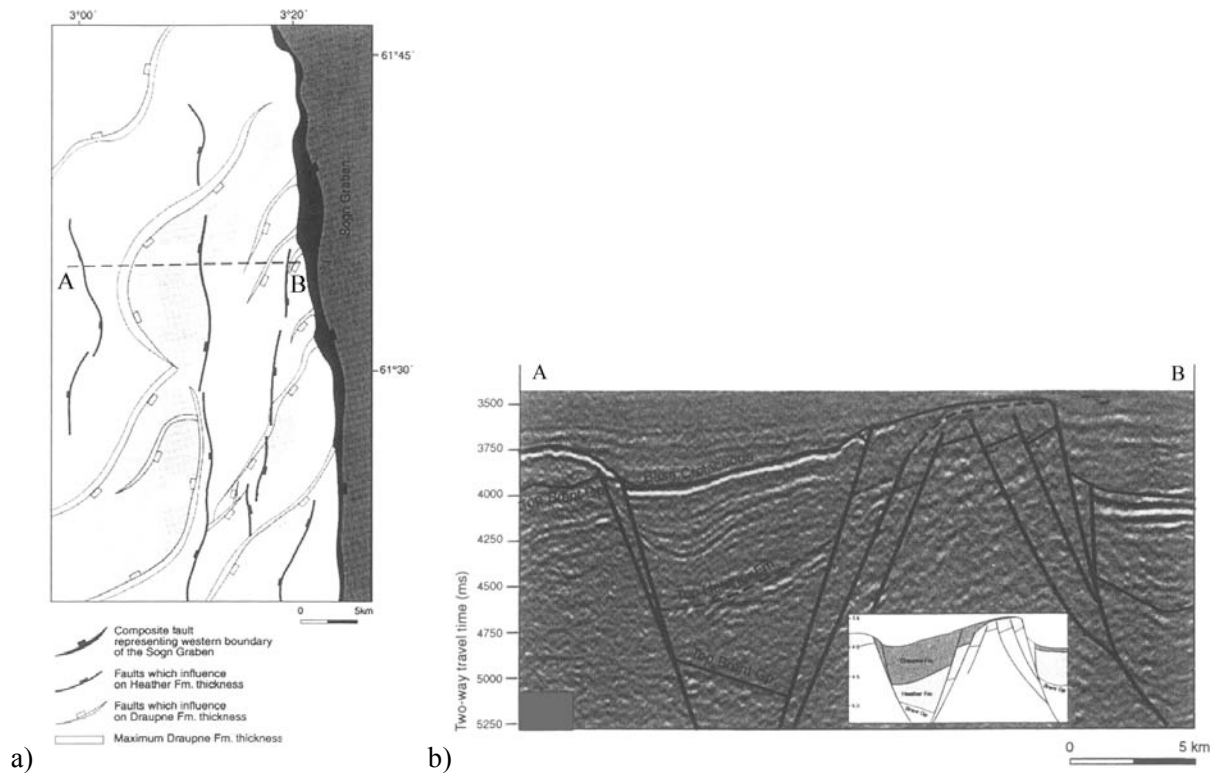


Figure 102 : Chronologie des dépocentres dans le Viking Graben (Faerseth et al. 1997). La faille de gauche de direction Nord-Est à un pendage SE, celle du milieu, de direction N-S, un pendage Ouest. Cette dernière contrôle le dépôt des corps syn-rift au début du rifting, tandis que la première les contrôle pendant la fin du rifting. Leur activité est pourtant synchrone, l'une est plus active que l'autre suivant la période.

En résumé, le modèle présenté ici offre une alternative à l'interprétation du réseau de failles normales du Viking Graben. Il permet uniquement une discussion des géométries et de l'évolution des failles observées. Cependant, il n'est pas notre but de conclure que la cinématique modélisée est celle qui a assurément joué pendant le rifting jurassique. Il faudrait agrémenter la discussion d'autres objets tels que la géométrie du Moho, l'asymétrie du rift ou la sédimentation à grande échelle, par exemple. Nos conclusions sont uniquement une base de réflexion pour une discussion plus globale de l'évolution du Viking Graben.

En revanche, dans le Golfe d'Aden où nous possédons plus de données, les modèles de réactivation oblique permettent des conclusions intéressantes quant à l'évolution du réseau de failles normales. Ces résultats sont discutés dans la partie suivante.

5.2 Application au Golfe d'Aden

Au premier ordre, les modèles de rifting oblique expliquent bien la géométrie des failles dans le Golfe d'Aden (Lepvrier et al. 2002, Withjack & Jamison 1986). Des failles de direction E-W sont de direction

intermédiaire entre la perpendiculaire à la divergence N20°E et l'axe du rift N75°E. Des failles N75°E parallèles à l'axe du rift sont présentes sur les bords du rift.

Toutefois, la réactivation de failles et de bassins est importante à deux moments dans l'évolution Oligo-miocène du Golfe d'Aden. Une première phase est celle de la réactivation initiale des bassins et failles N110°E par l'extension N20°E générée par les forces aux limites. La deuxième est apparemment une réactivation oblique due à une extension N160°E tardive.

Réactivation des bassins N110°E mésozoïques par l'extension N20°E :

La première extension qui agit dans le Golfe d'Aden est de direction N20°E (Huchon et al. 1991, Khanbari 2000, Lepvrier et al. 2002) et réactive les bassins et failles normales plus anciens N110°E (Khanbari 2000). Ces bassins sont, en effet, parfaitement orientés pour être réactivés et constituent des zones de faiblesse qui localisent la déformation. C'est pourquoi on observe ces très nombreuses failles N110°E qui n'étaient pas prédites par les modèles de rifting oblique. Cette réactivation se fait dans une zone définie par l'interaction des conditions aux limites et du point chaud des Afars dont les caractéristiques sont discutées dans le chapitre suivant. Cette zone, oblique à la direction d'extension, induit des bassins réactivés en échelon dont la position est contrôlée par leur position initiale. Ces conditions aux limites et l'héritage structural font que la disposition en échelon est assez irrégulière.

Cette disposition est caractérisée notamment par des bassins dont le recouvrement est très important (**Figure 103**), contrairement au cas où un rifting oblique se produirait dans une croûte homogène. Dans ce dernier cas, les bassins sont disposés en échelon (**Figure 103**) et leur recouvrement est caractéristique et fonction de l'obliquité du rift.

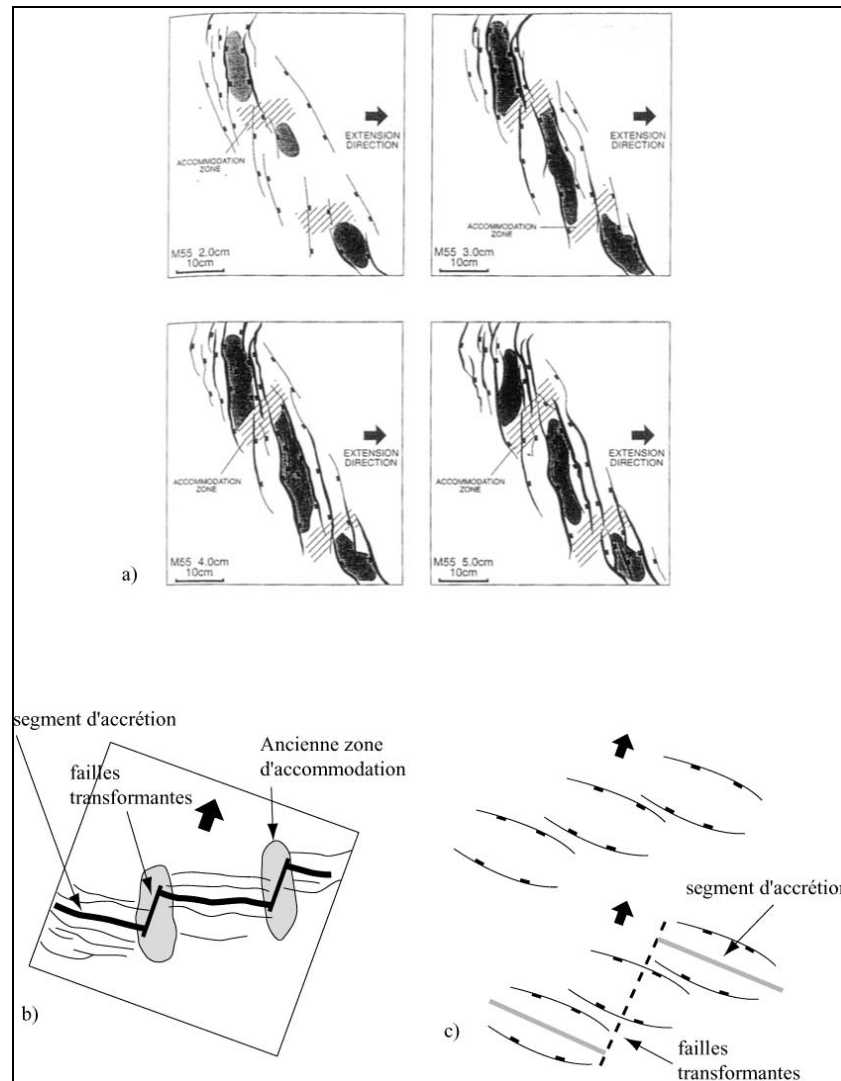


Figure 103 : Disposition en échelon des bassins en contexte de rifting oblique. a) Disposition des bassins lors d'un rifting d'après McClay et White (1995). b) Evolution probable des bassins en centres d'accrétion. Les transformantes se placent au niveau des zones d'accommodation situées aux extrémités latérales des bassins. c) Cas idéal d'un rifting oblique où les bassins sont réactivés et disposés en échelon avec un fort recouvrement. Dans ce cas, l'évolution en centre d'accrétion de certains bassins peut mener à la naissance d'une transformante au niveau d'un bassin et non de son extrémité.

Le recouvrement est en général faible, la déformation est transférée d'un bassin à l'autre par des zones d'accommodation. Classiquement, on considère que cette disposition en échelon contrôle la position des failles transformantes qui se situent au niveau de ces zones d'accommodation, comme cela est suggéré par Fantozzi et al. (1998) pour le Golfe d'Aden occidental.

Dans le cas du Golfe d'Aden, la réactivation des bassins contrôle naturellement leur disposition et la position des failles transformantes est particulière. La différence importante avec le cas du rifting oblique dans une croûte homogène est montrée par la présence de transformantes majeures qui recoupent des bassins syn-rift ; c'est le cas du bassin de Qamar et de la transformante d'Alula Fartak. A priori, on aurait pu supposer que ce bassin serait le lieu privilégié de la mise en place de l'accrétion, au vu de sa taille et

du lieu privilégié de l'extension qu'il constitue. L'accrétion s'est mise en place de part et d'autre de ce bassin, au Nord-Est et au Sud-Ouest. Les failles transformantes ne se situent pas forcément au niveau de zone d'accommodation.

Réactivation oblique de failles N110°E par une extension N160°E tardive :

Il semble qu'une extension tardive N160°E soit active dans le Golfe d'Aden (Huchon et al. 1991, Khanbari 2000, Lepvrier et al. 2002). Elle peut donc potentiellement réactiver des segments de failles N110°E. L'angle (50°) entre ces failles et l'extension est approximativement celui modélisé dans les expériences décrites dans la partie 4.1.

Dans ces expériences, lorsque le réseau de failles est réactivé obliquement, les failles héritées connectent les failles néoformées perpendiculaires à l'extension. Les failles résultantes ont une trace de direction variable (les directions sont celles des failles héritées et celle des failles néoformées). De plus, le long de ces failles la topographie est caractéristique. Dans la partie effondrée, l'effondrement est maximal au niveau de l'intersection « convexe » entre les deux types de segments ; dans le bloc soulevé, le soulèvement est maximal au niveau de l'intersection « concave ». De ce fait, les dépocentres se localisent à l'intersection convexe.

Dans le Golfe d'Aden, la faille du Graben d'Ashawq et de la plaine de Salalah a toutes les caractéristiques d'une faille composée de segments réactivés. Sa direction est très changeante, de N110°E à l'Ouest, à N70°E, puis de nouveau N110°E à l'Est. Cette géométrie est parfaitement en accord avec une réactivation oblique de segments N110°E par une extension N160°E. Les indices de jeu oblique sur cette faille sont aussi un argument de plus. De plus, d'autres caractéristiques sont comparables (**Figure 104**). L'effondrement semble en effet maximum sous la plaine de Salalah, où l'anté-rift est plus de 1500 m de profondeur, ce qui implique un rejet d'au moins 2 km (en tenant compte de l'escarpement). Enfin, l'affleurement des roches dans le bloc soulevé de la faille montre les roches les plus anciennes, au niveau de l'intersection concave.

Dans l'Ouest du Graben Ashawq, le réseau de failles décrit dans le chapitre 2 est en accord avec la réactivation de structures N110°E par une extension oblique de direction approximative N160°E.

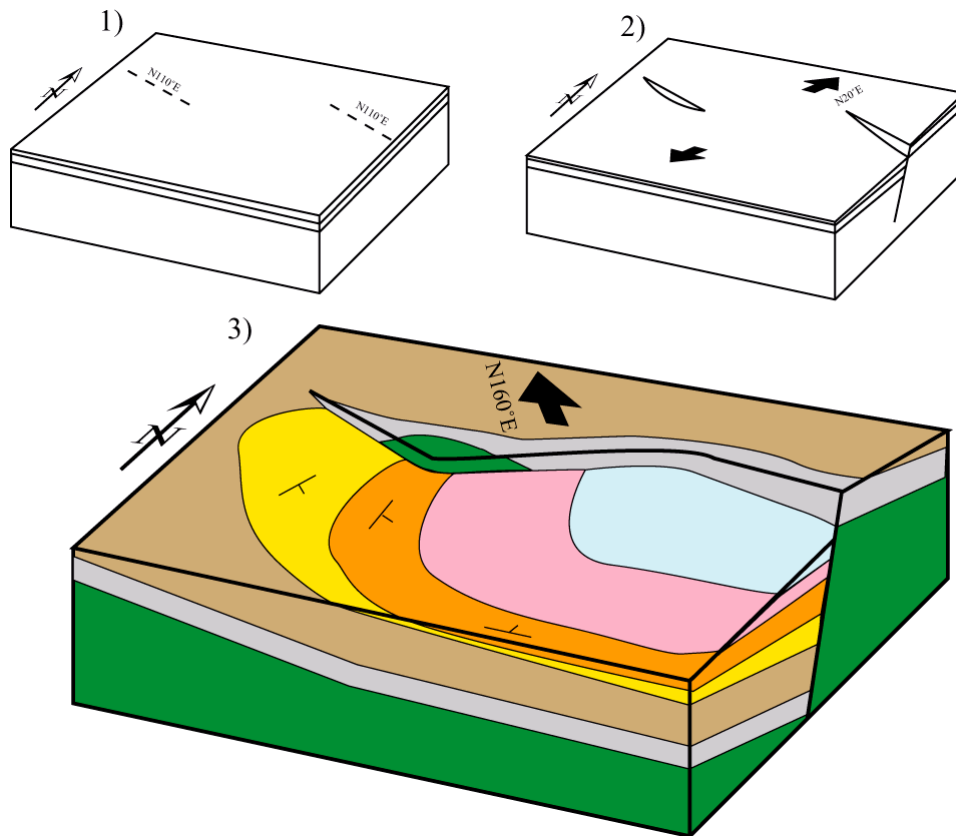


Figure 104 : Evolution possible de la zone Ashawq-Salalah. Au début du rifting (1 et 2), des failles N110°E sont réactivées par l'extension N20°E. Puis (3), lors d'une extension oblique (N160°E), les deux segments N110°E sont joints par un segment N70°E, ce qui donne la géométrie actuelle. La zone d'approfondissement maximale est située au niveau d'une des intersections entre les segments réactivés et néoformés. (Le code de couleur est celui des cartes géologiques des chapitres 1 et 2 : vert, gris et marron : anté-rift ; jaune et orange : syn-rift ; rose et bleu ciel : post-rift.)

Dans les expériences de Tron et Brun (1991), la chronologie est la suivante : des failles de direction intermédiaire sont activées au centre du rift formé, puis des failles parallèles au rift sont activées sur les bords en se branchant aux failles de direction intermédiaire. Il n'y a pas de failles réactivées obliquement aux bords du rift. De plus, les failles parallèles au rift dans ces modèles sont beaucoup moins nombreuses et moins importantes dans les autres modèles de rifting oblique. Pourtant dans la zone du Golfe d'Aden étudié, ces failles présentent des rejets très importants.

Réactivation oblique de structures N-S à N45°E par l'extension N160°E ?

Cette extension N160°E peut avoir un autre effet dans l'évolution tardive du rift. Nous avons montré que l'autre famille de structures préexistantes était de direction N-S à N45°E. Ces failles sont mal orientées pour être réactivées par l'extension N20°E. Il n'y a effectivement pas d'indice qui le montre. En revanche, l'extension N160°E est orientée de telle sorte que leur réactivation devient possible ou tout du

moins envisageable. Un autre argument est qu'elles ont une direction compatible avec celle des transformantes du bassin océanique, avec certains décalages de la côte et donc avec des zones de transfert continentales possibles. Sur la marge, on n'observe pourtant peu de failles de direction N-S à N45°E. Ces directions ne sont donc observées que dans les déformations tardives dans l'évolution de la marge (failles transformantes et décalages de la côte), ce qui semble compatible avec le caractère tardif de l'extension N160°E. Cependant, à l'Ouest du bassin de Salalah, nous avons déjà noté la présence d'un réseau de failles de direction N30°E à N70°E. Ce réseau de failles est dans la continuité de la transformante Alula Fartak et cette déformation peut être reliée à l'activité de cette dernière (Lepvrier et al. 2002).

Cette réactivation tardive de structures N-S à N45°E peut expliquer le fait que des bassins (Qamar) se trouvent recoupés par une faille transformante (Alula Fartak). Cela peut venir du fait que l'extension N160°E réactive une ancienne discontinuité crustale sous-jacente. Cette discontinuité devient alors le lieu idéal du transfert de la déformation des bassins situés de part et d'autre du bassin recoupé, tel qu'on peut l'observer au niveau du bassin de Qamar.

5.3 Synthèse et discussion générale des modèles

A partir des modèles analogiques décrits et des exemples discutés, nous pouvons caractériser comment les réseaux de failles réactivées influencent la croissance des failles normales. Les failles préexistantes influencent la déformation à plusieurs niveaux. Elles changent la géométrie globale du réseau de failles, surtout quand les discontinuités sont obliques à la direction d'extension. Elles changent aussi la cinématique et l'évolution du réseau de failles, car, en général, les discontinuités seront réactivées dès le début. En conséquence, la réactivation influe sur l'apparition et les caractéristiques des failles secondaires. Enfin, elle influence la localisation des dépointes associés aux structures majeures.

Réseau de failles :

La distribution d'orientation du réseau de faille est naturellement influencée par la réactivation oblique de failles. Les failles majeures sont fortement segmentées, de direction variable et changeante. La distribution d'orientation est de ce fait plus ou moins bimodale (**Figure 105**) ; un pic représente les failles obliques réactivées, un pic représente les failles néoformées perpendiculaires à l'extension. Les distributions bimodales sont souvent utilisées pour caractériser l'obliquité d'un rift. Ces résultats incitent à la prudence quant à l'utilisation des distributions d'orientations afin de caractériser la cinématique des rifts. L'application au Viking Graben montre que des cinématiques différentes peuvent mener à des réseaux de failles assez similaires en termes d'orientation, en introduisant des discontinuités préexistantes.

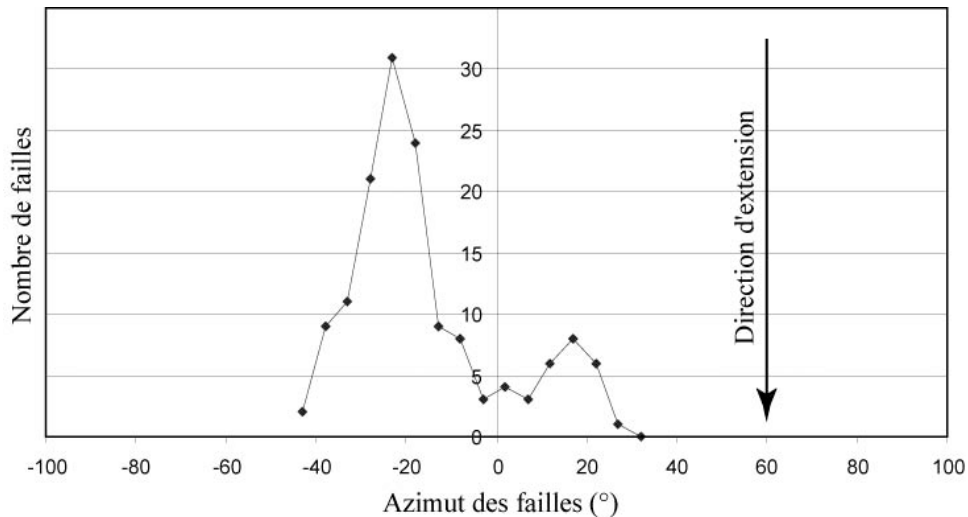


Figure 105 : Distributions d'orientation de l'expérience de réactivation de failles à 45° de la direction d'extension, présentée dans la partie 4.1.

L'utilisation des distributions d'orientation donne de bons résultats (Dauteuil & Brun 1993, Dauteuil et al. 2001) dans le domaine océanique (par définition homogène) lorsqu'on cherche à caractériser la déformation d'une dorsale qui subit un écartement oblique (Murton & Parson 1993, Tuckwell et al. 1998). Dans le domaine continental, cette méthode s'avère souvent bonne, au premier ordre, comme notamment dans le Golfe d'Aden. Cependant, les géométries peuvent être plus compliquées à cause de la présence de failles réactivées.

Failles principales :

Dans les modèles analogiques, les failles néoformées se forment souvent aux extrémités des failles réactivées (**Figure 106 a**). Les failles néoformées sont alors la propagation des failles réactivées et généralement elles sont perpendiculaires à l'extension appliquée. Elles ne sont obliques que lorsqu'elles sont dans la zone de perturbation d'une autre faille réactivée (**Figure 106 b**).

Lorsqu'une faille néoformée se propage en direction d'une structure préexistante, si la discontinuité réactivée est inactive, la faille néoformée la recoupe (**Figure 106 c**). Si la discontinuité est réactivée, la géométrie et l'évolution dépendent de la vergence. Si la faille néoformée est de même vergence que la faille réactivée, souvent les deux failles se connectent (**Figure 106 d**). Si la faille néoformée est de vergence opposée à la faille réactivée, sa propagation est souvent inhibée, bien que le rejet continue de croître (**Figure 106 e**).

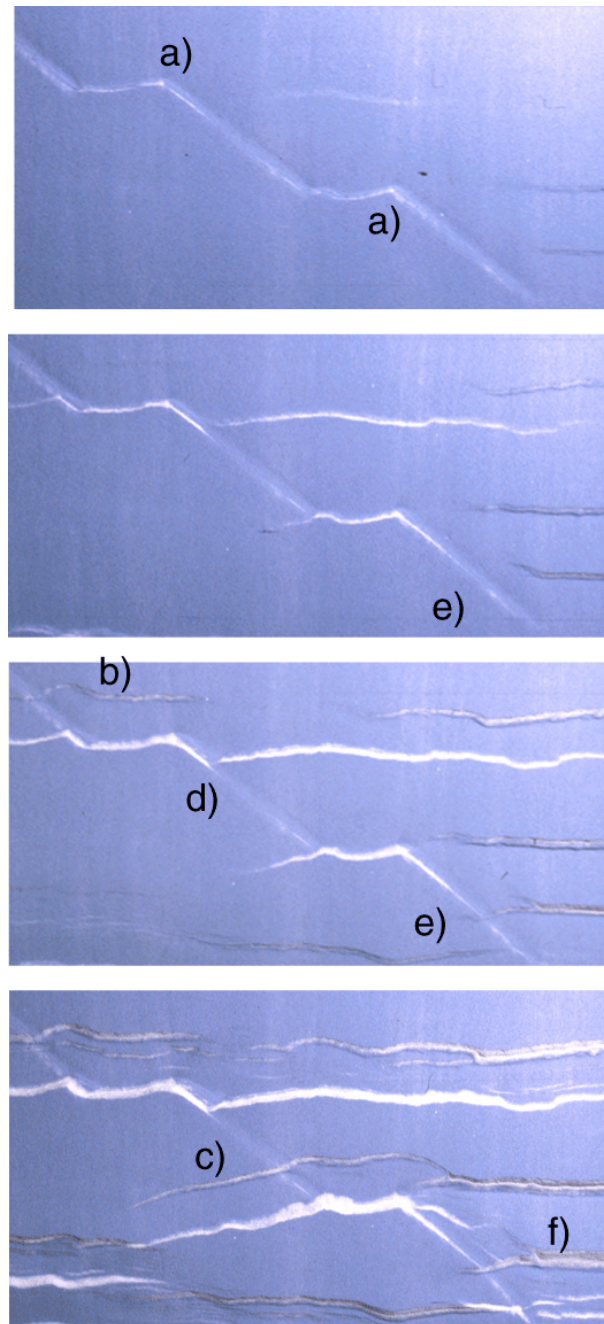


Figure 106 : Détail d'une expérience où des discontinuités à 45° de l'extension sont préexistantes. a) les failles néoformées se forment principalement aux extrémités des failles réactivées perpendiculairement à l'extension appliquée, bien que d'autres failles s'initient isolément. b) des failles obliques peuvent se néoformer de manière oblique à l'extension lorsqu'elle sont des antithétiques d'une faille oblique réactivée. c) Lorsque les failles héritées sont inactives, des failles néoformées peuvent les recouper. d) des failles néoformées et réactivées peuvent se connecter si elles ont la même vergence. La faille réactivée constitue alors souvent une faille de relais entre deux failles néoformées. Lorsqu'une faille néoformée arrive dans le voisinage d'une faille réactivée, sa propagation peut e) être inhibée et f) de petits segments obliques peuvent s'initier.

Même lorsque les failles ne sont pas ou peu réactivées, elles influencent la déformation par les perturbations de contraintes qu'elles induisent. Elles peuvent notamment inhiber la propagation latérale des failles néoformées, qui peuvent toutefois continuer d'accumuler du rejet, et ainsi segmenter le réseau

de failles résultant. Elles peuvent aussi donner naissance à des failles parallèlement à elles, bien qu'elles ne soient pas ou peu réactivées (**Figure 106 f**).

L'influence de structures transverses sur la propagation latérale a déjà été invoquée pour expliquer la croissance du rejet plus importante que celle de la longueur (Poulimenos 2000). Dans le Golfe de Corinthe, les failles sont majoritairement de direction WNW. Cependant, une population de failles est de direction NNE, c'est à dire perpendiculaire aux failles majeures et parallèles à la direction d'extension. Cette disposition n'est pas favorable à leur réactivation et celle-ci ne se produit presque pas. Cependant, comme le montre la **Figure 106 e**), une faille très faiblement réactivée (c'est à dire visuellement « pas réactivée ») peut quand même influencer la propagation des failles normales majeures, par les perturbations de contraintes que les faibles mouvements peuvent générer.

Failles secondaires :

Elles sont fortement influencées par la réactivation surtout lorsque celle-ci provoque une segmentation des failles majeures. Des failles segmentées qui se propagent peu latéralement favorisent les interactions entre elles ; les perturbations de contraintes dues au rejet accumulé à leur niveau peuvent fortement perturber les petites failles. La segmentation d'un réseau de failles tend à favoriser l'apparition des petites failles secondaires.

Lorsqu'une discontinuité est réactivée, elle perturbe le champ de contrainte dans son entourage (voir par exemple Maerten et al. (2002) pour des travaux récents). Les contraintes sont perturbées aux extrémités, car c'est le lieu d'accumulation de contraintes, mais aussi le long de la faille, dans le bloc effondré et dans le bloc soulevé. Cette perturbation dépend naturellement des caractéristiques de la faille en termes de friction et de cohésion. Dans les modèles élastiques montrés, la friction et la cohésion sont nulles sur la faille ce qui n'est pas complètement réaliste. Toutefois, les résultats peuvent être interprétés de manière qualitative. Dans le bloc effondré, la contrainte intermédiaire subit une rotation et tend à se paralléliser à la faille. Dans le bloc soulevé, cette contrainte est perpendiculaire à la faille. De manière générale, une des contraintes tend à être parallèle au plan de faille.

Ainsi, les petites failles qui se forment à proximité des failles majeures réactivées sont fortement obliques à l'extension appliquée et sont dues aux perturbations de contraintes induites par l'activité des failles réactivées (**Figure 106 b et f**). Elles se forment plus en accord avec la cinématique des grandes failles à proximité qu'en accord avec les conditions aux limites.

Enfin, la réactivation oblique de failles préexistantes peut donner le statut à ces failles de failles de relais (voir plus haut). Ces zones de relais sont classiquement le lieu d'initiation de petites failles dues aux perturbations de contraintes dans ces zones. Dans un relais classique, les failles interagissent un moment

avant de se connecter. Dans les relais où la faille de relais est une faille réactivée, la connexion intervient très tôt et peu de petites failles s'initient puisque la période d'interaction entre les segments de failles est très courte.

Influence sur les dépocentres :

La croissance des rifts et des failles normales s'accompagne en général d'une sédimentation associée. Cette sédimentation a tendance à se localiser dans les zones basses. Ces zones basses, en domaine extensif, correspondent principalement aux bassins d'effondrement liés à l'activité des failles normales. Cette relation a été mise en évidence par des études de faciès et de corps sédimentaires le long de failles normales (Gupta et al. 1998, Gupta et al. 1999, Gawthorpe & Leeder 2000, Dawers & Underhill 2000).

Ces études mettent en évidence la propagation dite radiale des segments de failles. L'augmentation de longueur (et de rejet) se voit sur l'évolution stratigraphique et sédimentologique des dépôts (**Figure 107**). La connexion de segments est aussi identifiable sur cette évolution sédimentologique. La jonction de deux failles s'exprime par un déficit de sédimentation, puisque celle-ci se fait dans les zones de fort de rejet (au centre des segments, **Figure 107** et **Figure 108**).

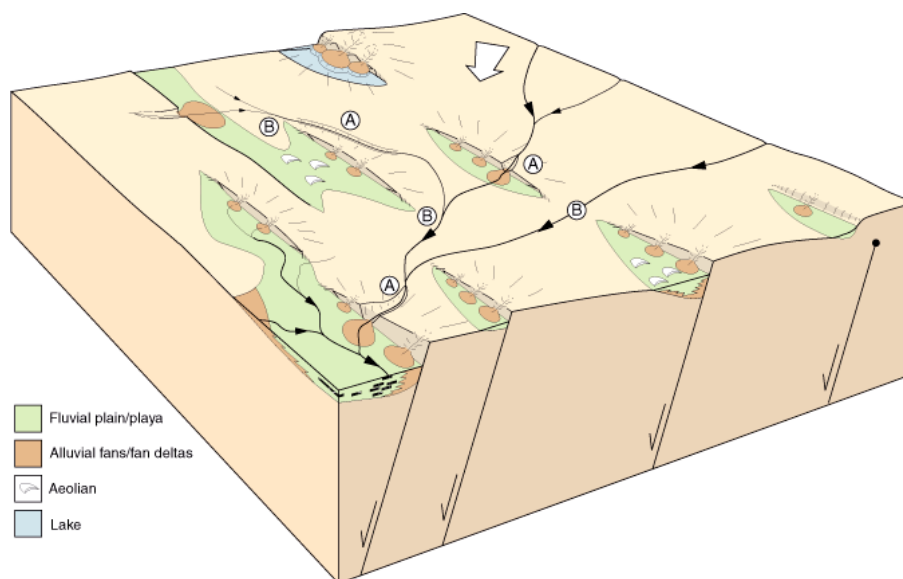


Figure 107 : Tectonique et sédimentation en contexte extensif (Gawthorpe & Leeder 2000). Les dépocentres sont contrôlés par l'activité des failles et sont localisés au centre des segments de failles. Une zone d'interaction ou de connexion entre deux segments est le lieu d'un déficit de sédimentation, du moins pendant l'évolution syn-rift précoce.

Comme nous l'avons vu plus haut et dans la partie 4.1 notamment, la réactivation influence la cinématique des zones de relais. Les failles réactivées sont actives généralement dès le début de l'épisode extensif, constituant des zones de faiblesse. Elles forment ensuite (lorsqu'elles sont orientées à 45° de l'extension notamment) des failles de relais entre des segments néoformés. Ces failles forment des

dépansions importantes au niveau de leur connexion (convexe) et tendent à localiser les dépocentres dans ces zones (**Figure 108**).

L'architecture des corps sédimentaires et leur évolution dans le temps sont donc en partie contrôlées par les phénomènes de réactivation, comme cela a été récemment montré par Lezzar et al. (2002), dans le rift du lac Tanganyika (**Figure 109**).

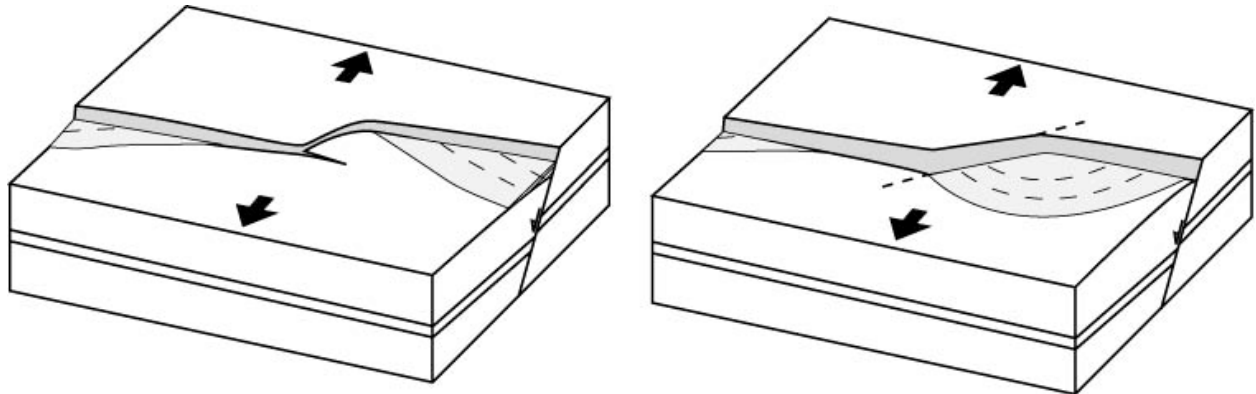


Figure 108 : Localisation des dépocentres dans le cas d'une couche homogène à gauche, et dans le cas d'une couche préfracturée à droite.

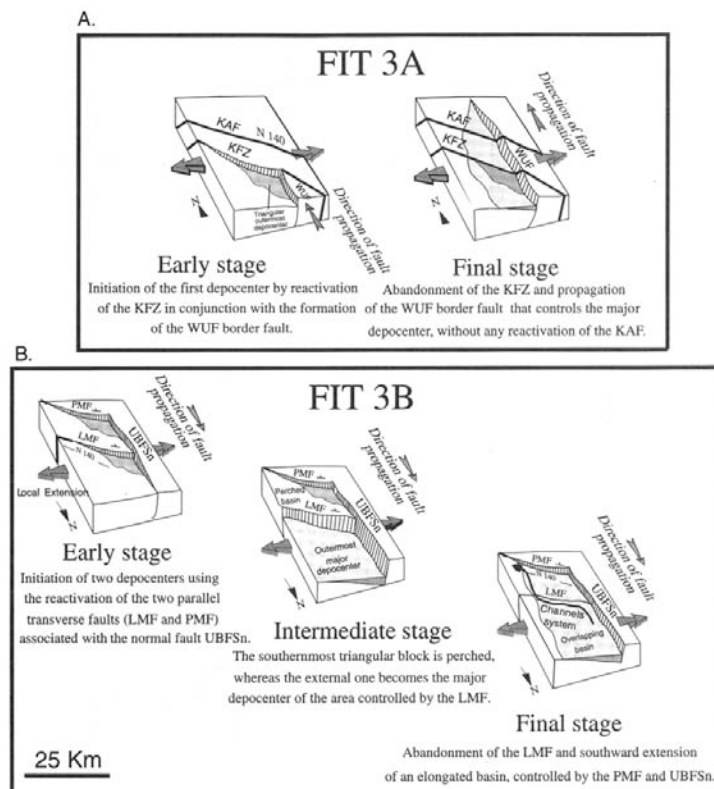


Figure 109 : Failles normales et dépocentres du rift du Lac Tanganyika (Lezzar et al. 2002). Les dépocentres sont précocement contrôlés par les failles réactivées et se situent aux intersections entre les segments réactivés et néoformés. Pendant l'évolution du réseau de faille, les failles réactivées peuvent être abandonnées et l'influence des failles néoformées accrue.

Chronologie :

Les failles réactivées le sont généralement dès le début. Elles offrent des zones de faiblesse (par une chute de friction et/ou de cohésion) qui tendent à accommoder les premiers incréments de déformation. Malgré leur orientation souvent oblique, elles contrôlent donc dans un premier temps la géométrie du réseau de failles, en termes de distribution d'orientation des failles et de dépocentres. Cependant, les expériences montrent le développement des failles néoformées de direction en accord avec la direction d'extension. Ces failles sont donc, par définition, parfaitement orientées pour accommoder l'extension. Progressivement, dans les modèles analogiques, ces dernières tendent à prendre le relais, et les failles réactivées obliques tendent à avoir moins d'importance. Toutefois, elles influencent toujours fortement le réseau de failles notamment dans les niveaux anté-rift. Les dépocentres sont alors de plus en plus influencés par le réseau de failles néoformé perpendiculaire à l'extension. Une telle chronologie est observée dans le Viking Graben (Faerseth et al. 1997) et dans le rift du Lac Tanganyika (Lezzar et al. 2002) (**Figure 109**).

6. Conclusions

Ces résultats permettent de définir des règles pour interpréter les réseaux de failles. Les réseaux de failles dont la distribution d'orientation est dispersée ou bimodale est un indicateur des phénomènes de rifting oblique (Tron & Brun 1991) et de réactivation oblique. La géométrie des failles normales peut permettre de détecter des phénomènes de réactivation. Des failles dont la direction change, brutalement, sont souvent dues à un héritage, comme dans le Golfe de Suez. De plus, la localisation des dépo-centres au niveau des zones de relais entre les segments de failles peut aussi fournir des arguments utiles.

D'autre part, si on a pu définir qu'il y a eu réactivation (oblique), on peut alors prédire des structures sous la résolution d'observation tels que les bassins syn-rift précoces et les petites failles secondaires. Les failles secondaires dans les zones de failles segmentées sont très différentes suivant si la couche est homogène ou non. Si elle est homogène, la zone de relais est le lieu d'une déformation d'abord « diffuse », la connectivité du réseau de failles ne s'établissant que tardivement lors de la connexion des segments. Si la couche est préfracturée, les discontinuités préexistantes peuvent servir de failles de relais. La connexion est donc plus rapide et assurée. Cette mise en place très précoce des zones de relais influence la localisation des dépo-centres précoces (non détectés), alors localisés au niveau des intersections entre les segments réactivés et néoformés.

Pour conclure sur le Golfe d'Aden, les caractéristiques du réseau de failles sont en partie expliquées par un modèle de rifting oblique (Fantozzi & Sgavetti 1998, Lepvrier et al. 2002, Tron & Brun 1991, Withjack & Jamison 1986). Toutefois, sur les bords du rift, il semble qu'il y ait des phénomènes de réactivation oblique, comme l'attestent les failles de direction variable et la localisation des dépo-centres et des hauts structuraux le long de la faille de Salalah. La différence avec les modèles de rifting oblique de la littérature est la présence avant le début de l'extension N20°E de discontinuités N110°E. Ces discontinuités sont donc notamment présentes sur les bords du rift qui se forme et elles subissent une extension (perpendiculaire au rift, qui néoforme aussi les segments N70°E) oblique aux failles N110°E. Enfin, il est nécessaire de prendre en compte l'évolution de toute la lithosphère et son influence sur l'évolution du rift.

La question est donc maintenant de savoir pourquoi le rift est oblique et quelles sont les forces responsables de son initiation. Ce qui permettra aussi de discuter plus avant l'origine de l'extension N160°E et les modèles de rifting oblique. Ces questions sont l'objet du chapitre suivant, qui explore les conditions d'initiation du rift à l'échelle de la lithosphère.

CHAPITRE 5

INITIATION DU RIFTING

DANS LE SYSTEME AFRO-ARABE

1. Introduction

2. Rifting et tectonique des plaques

2.1 Remarques sur la dynamique du manteau et la tectonique des plaques

2.2 Initiation du rifting

2.3 Quels modèles pour l'Arabie ?

3. Méthode expérimentale

3.1 Conditions aux limites

3.2 Dimensionnement

3.3 Forces agissant dans les modèles

3.4 Dispositif expérimental

4. Expériences préliminaires

4.1 Plaque fixe

4.2 Plaque libre

4.3 Synthèse des expériences préliminaires et implications

5. Résultats : application à la plaque Arabe

Why did Arabia separate from Africa ?

6. Discussion et implications

6.1 Conditions aux limites

6.2 Localisation du rifting

6.3 Géométrie et cinématique du rifting

7. Conclusions

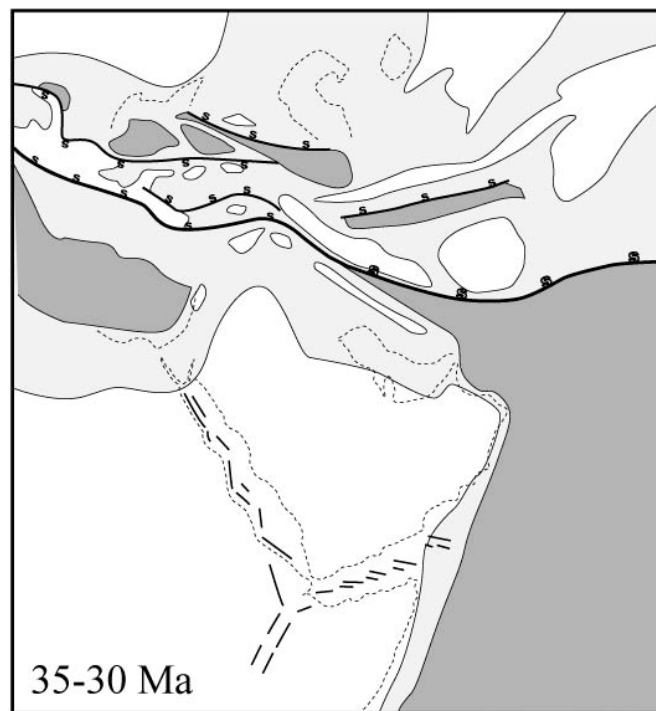


Figure 110 : Reconstitution paléogéographique de l'Arabie à 30-35 Ma, modifié d'après Dercourt et al. (1993). A cette période, l'Arabie entre en collision avec l'Eurasie et les rifts de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden s'initient.

Vers 30-35 Ma, les rifts de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden s'initient alors que l'Arabie entre en collision avec l'Eurasie (**Figure 110**). Les causes du rifting, en général et en particulier pour l'Arabie, sont souvent mal définies ou mal contraintes. Cela vient du fait qu'il est nécessaire d'incorporer, dans nos modèles, les caractéristiques géométriques, cinématiques et mécaniques de la lithosphère et celles du manteau. Pour ce faire, nous avons réalisé des expériences analogiques reproduisant le système en convection lithosphère-manteau. Ces expériences permettent d'étudier le rôle de la transition subduction-collision sur l'initiation du rifting dans le Nord-est de la plaque Afrique.

1. Introduction

Les deux sources de forces envisageables pour individualiser la plaque Arabe sont la subduction au Nord (traction) le point chaud des Afars (déséquilibre gravitaire). Il semble à priori que ces rifts soient le résultat de leur interaction et que les deux forces soient nécessaires. Dans ce chapitre, nous essayons de préciser les modes d'action du slab pull et nous discuterons son interaction avec l'activité du point chaud.

Plus généralement, l'initiation de nouvelles frontières de plaque, en particulier en extension, est l'un des sujets importants en vue de l'unification des théories de dynamique du manteau et de tectonique des plaques. Ce phénomène n'est, en effet, pas expliqué par les modèles simples de convection et ne peut être étudié rigoureusement si l'on ne prend en compte que la lithosphère. Il semble évident que le phénomène de rifting est le résultat d'interactions entre la lithosphère et le manteau. Traiter le thème du rifting passe donc obligatoirement par des modèles incluant ces deux objets et leurs complexités caractéristiques. La plaque Arabe offre un cas d'étude très approprié : elle se sépare de la plaque Afrique, à une époque contemporaine de sa collision avec l'Eurasie et de l'activité d'un point chaud. La collision intervient alors que le continent a une géométrie 3-D complexe (paléogéographie oblique), induisant une collision diachrone le long de la frontière (**Figure 110**).

La partie suivante est un aperçu des connaissances sur la dynamique du manteau et des plaques lithosphériques. Cette synthèse permet notamment de déterminer les paramètres importants à tester mais aussi les simplifications nécessaires en vue des modélisations analogiques présentées dans la partie 3. Ces expériences analogiques reproduisent le système manteau supérieur/lithosphère dans un dispositif dynamique où les seules forces motrices (et résistantes) sont des paramètres internes du système. Cette série de modèles a nécessité des expériences préliminaires déterminées à tester les conditions aux limites qui sont analysées dans la partie 4. Puis, dans la partie 5, des modèles sont appliqués à la plaque Arabe et sont présentés sous la forme d'un article soumis sous peu à publication à *Earth and Planetary Science Letters*. Dans ces modèles, nous testons l'influence du régime de subduction de la Téthys au Nord sur les déformations intraplaques. L'influence du point chaud des Afars est aussi traitée dans les limites de la méthode expérimentale. Ces modèles permettent de discuter (partie 6) les conditions de fragmentation de l'Afrique au Tertiaire et l'individualisation de l'Arabie par l'initiation des frontières divergentes que constituent la Mer Rouge et le Golfe d'Aden. Cela permet aussi de discuter la mise en place du rift oblique de ce dernier et les implications sur les modèles d'ouverture du golfe.

2. Rifting et tectonique des plaques

Dans cette partie, quelques caractéristiques de la tectonique des plaques et la convection du manteau sont mises en avant, sans pour autant être une synthèse exhaustive des connaissances à ce sujet. Cette partie introduit les expériences analogiques où nous avons testé le rôle de la subduction sur l'évolution des plaques.

2.1 Remarques sur la dynamique du manteau et la tectonique des plaques

Le rôle primordial de la subduction (en tant que source de force motrice) dans le mouvement des plaques a été démontré depuis l'établissement de la théorie de la tectonique des plaques. On peut intuitivement s'en rendre compte en observant que les plaques les plus rapides sont toutes reliées à une lithosphère en subduction (**Table 1**).

Afrique	1 cm/an (Nord-Est)
Amérique du Nord	1 cm/an (Ouest)
Amérique du Sud	1 cm/an (Nord)
Antarctique	Tourne sur elle-même
<i>Arabie</i>	<i>3 cm/an (Nord-Est)</i>
Caraïbe	1 cm/an (Nord-Est)
<i>Coco</i>	<i>5 cm/an (Nord-Est)</i>
Eurasie	1 cm/an (Est)
<i>Inde-Australie</i>	<i>7 cm/an (Nord)</i>
<i>Nazca</i>	<i>7 cm/an (Est)</i>
<i>Pacifique</i>	<i>10 cm/an (Nord-Ouest)</i>
<i>Philippine</i>	<i>8 cm/an (Ouest)</i>

Table 1 : Vitesse absolues et direction de mouvement des plaques au niveau du centre de la plaque environ d'après le modèle NNR-Nuvel1 (Argus & Gordon 1991). Les plaques reliées à une lithosphère océanique en subduction sont en gras italique.

De plus, des modèles de convection utilisant la répartition des anomalies de densité dans le manteau (à partir de tomographie sismique) prédisent, au premier ordre, les déplacements des plaques (Becker & O'Connell 2001, DeParis et al. 1995, Lithgow-Bertelloni & Richards 1995, Lithgow-Bertelloni & Richards 1998, Ricard & Vigny 1989). Ces anomalies de densité étant généralement dues au fonctionnement des zones de subduction, on illustre ainsi le rôle majeur de celles-ci.

La convection est dirigée par la différence de température entre une couche thermique basale, située sans doute à la limite noyau-manteau, et une couche supérieure, la lithosphère. Cette convection thermique, dont le mode d'apport de la chaleur est de type mixte interne et basal (Cadek & vandenBerg 1998, Davies & Richards 1992, Turcotte & Schubert 1982), est guidée par les forces de volume développées au niveau des couches limites : le refroidissement des plaques océaniques constitue 80% des transferts de chaleur depuis le manteau profond (O'Connell & Hager 1980). Seulement 10% de ces transferts correspondent la chaleur dissipée par les points chauds (Davies 1988) dont l'origine semble provenir d'une limite thermique inférieure.

Le manteau n'est pourtant pas homogène et semble être affecté d'une stratification rhéologique, dont les connaissances et les problèmes généraux sont décrits dans la suite de cette partie. Les paragraphes ci-dessous constituent une introduction générale aux problèmes de la dynamique du manteau plus qu'une synthèse exhaustive des très nombreuses études publiées à ce sujet.

Une des observations clés concernant le manteau est une augmentation de 6 à 11 % des vitesses sismiques et de la densité au passage des 660 premiers km (Christensen & Yuen 1984, Kennett et al. 1995). La **Figure 111** représente ces variations avec la profondeur (α et β sont les vitesses d'ondes p et s respectivement, ρ la densité). C'est ce gradient de vitesse qui a été interprété en termes de variation de divers paramètres physico-chimiques du manteau : viscosité, température et mode d'apport de la chaleur, variation chimique et transition de phase. De plus, de nombreux travaux portent sur la vigueur et la géométrie de la convection dont les paramètres sont ceux cités ci-dessus.

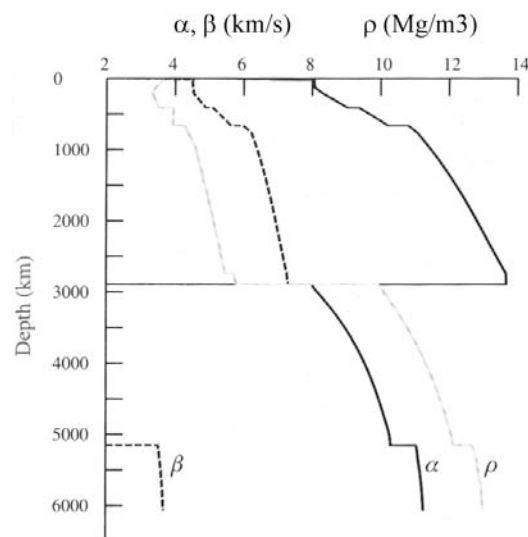


Figure 111 : Vitesses sismiques à travers les différentes couches terrestres (Kennett et al. 1995). Dans le manteau supérieur, les vitesses sismiques α et β augmentent, notamment au niveau de deux paliers à 410 et 660 km.

Au premier ordre, il est admis que la viscosité du manteau augmente avec la profondeur. Cependant la stratification précise du manteau est encore sujette à débat.

Les études de rebond postglaciaire permettent de déduire une viscosité du manteau. La vitesse de remontée de la surface terrestre après la disparition d'une calotte glaciaire permet d'estimer la viscosité du manteau. Les calculs, non développés ici (voir Davies (1999) pour une revue des méthodes), indiquent une viscosité de 10^{21} Pa s pour le manteau supérieur et un rapport de viscosité entre manteau inférieur supérieur à 10 (Mitrovica & Forte 1997).

L'observation du géoïde au-dessus des zones de subduction montre des zones d'anomalies négatives juste au-dessus de la fosse et une anomalie positive de plus faible amplitude vers la lithosphère chevauchante. L'interprétation de ces observations permet de définir des rapports de viscosité similaires, à savoir une augmentation de la viscosité entre le manteau inférieur et supérieur d'un facteur 10 à 100, avec une préférence pour 30 (Hager 1984, King 2002, Richards & Hager 1984).

Enfin, les modèles de simulation de convection permettent aussi d'estimer les valeurs de viscosités. Les simulations les plus réalistes (champ de vitesse discontinu en surface, asymétrie et linéarité des panaches descendants, les « zones de subduction ») (**Figure 112**) ont un rapport de viscosité de 20 à 30 entre le manteau inférieur et supérieur (Bunge & Richards 1996, Bunge et al. 1997, Bunge et al. 1998).

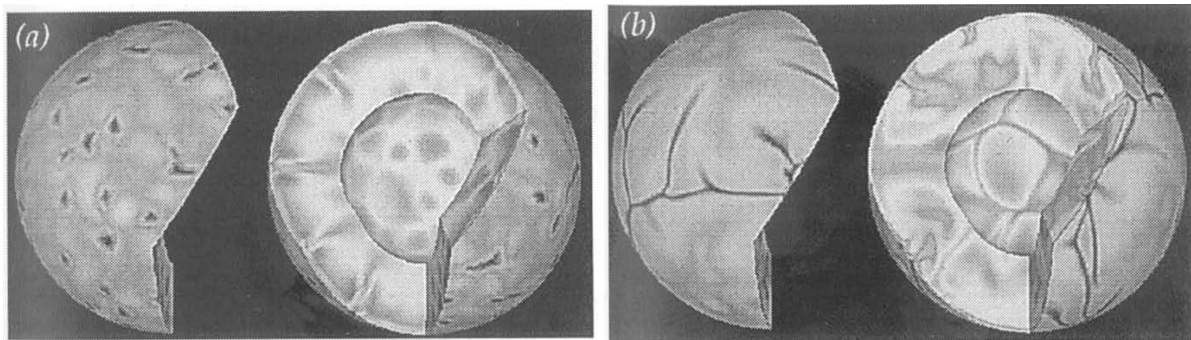


Figure 112 : Simulations numériques de convection globale (Bunge & Richards 1996). a) avec un manteau isovisqueux, b) avec un manteau dont la viscosité est *30 au niveau de la limite des 660 km. On note que l'aspect de surface de la convection est plus similaire au champ du surface de la Terre dans le cas b). Les zones de downwellings (zones foncées) sont plus rectilignes et dissymétriques comme le sont les zones de subduction.

Une augmentation de la viscosité avec la profondeur a pour effet de ralentir les mouvements descendants (matériel subducté) quand ils entrent dans les zones plus visqueuses. Les matériaux descendants et froids peuvent s'accumuler au niveau des zones de variations de viscosité (Davies 1999), comme l'attestent les simulations numériques de Zhong et Gurnis (1995a) et les profils tomographiques (**Figure 113**) dans de nombreuses zones de subduction.

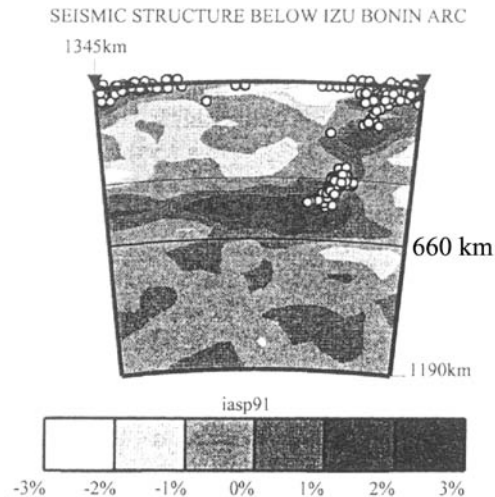


Figure 113 : Tomographie à travers la subduction Izu-Bonin [Hilst, 1993 #761]. Le matériel lithosphérique ne franchit pas la limite manteau supérieur/manteau inférieur.

Si le plongement de la lithosphère océanique dans le manteau supérieur après son initiation tend à être de mieux en mieux compris (voir par exemple (Becker et al. 1999, Conrad & Hager 1999, Faccenna et al. 2001, Funicello et al. submitted-a, Houseman & Gubbins 1997)), l'interaction du slab avec la limite manteau supérieur/manteau inférieur est encore mal maîtrisée. L'interaction avec la limite des 660 km semble contrôlée par la vitesse de retrait de la fosse. Une forte vitesse de retrait tend à diminuer le pendage du slab, défavorable à son passage « instantané » dans le manteau inférieur (Christensen 1996, Griffiths et al. 1995, Guillou-Frottier et al. 1995, Olbertz et al. 1997, Zhong & Gurnis 1995b, Zhong & Gurnis 1996, Zhong & Gurnis 1997). Lorsque le slab a un pendage proche de la verticale, comme dans le cas de la fosse des Mariannes, le slab passe directement dans le manteau inférieur. Pourtant, le retrait de la fosse dans cette zone est très important, ce qui devrait induire une interaction avec la limite manteau supérieur/manteau inférieur. Il demeure donc des problèmes quant au comportement du slab en profondeur.

Dans les modèles de subduction de Faccenna et al. (2001), Funicello et al. (submitted-a) et Funicello et al. (submitted-b), l'interaction du slab avec la limite est fortement contrôlée par la résistance et la rhéologie du slab en profondeur et par les conditions aux limites. Le système peut être significativement ralenti, notamment au moment de l'interaction précoce du slab avec la limite des 660 km, si le système est confiné ; le flux du manteau, en réponse aux migrations de la fosse, se trouve inhibé et tend à ralentir le système. Ce flux est par ailleurs assez complexe, avec une composante poloïdale et toroïdale. Cette dernière est active lorsque le slab a presque atteint le limite des 660 km. Un flux de matériel mantellique parallèle à la fosse se met en place tant dans les expériences (Funicello et al. submitted-a) que dans la nature (Russo & Silver 1994).

Des changements de phases ont lieu dans le manteau à mesure que les matériaux descendent. A partir de 410 km, des changements de phase de l'olivine doivent apparaître. De même, vers 660 km, un autre changement de phase doit avoir lieu vers une phase silicatée plus dense (Marton et al. 1999). Toutefois, les températures basses, qui règnent dans un panneau plongeant, peuvent inhiber ces réactions et conserver de l'olivine métastable à grandes pressions, ce qui a pour effet de ralentir la descente du slab (Kirby et al. 1996).

Les mouvements convectifs associés aux courants ascendants et descendants (plongée de la lithosphère au niveau des zones de subduction et ascension des panaches chauds) sont constitués d'une composante poloïdale et d'une composante toroïdale (**Figure 114**). Le flux poloïdal est directement contrôlé par les forces de volume, donc par les variations de densité dérivant des contrastes thermiques. Il rend compte d'une grande partie des connaissances sur la convection et la tectonique des plaques (Bercovici et al. 2000). Il explique assez bien les flux majeurs et les forces convectives motrices développées dans les paragraphes suivants, comme le démontrent les modèles globaux de convection (Becker & O'Connell 2001, Deparis et al. 1995, Lithgow-Bertelloni & Richards 1995) déjà cités plus haut.

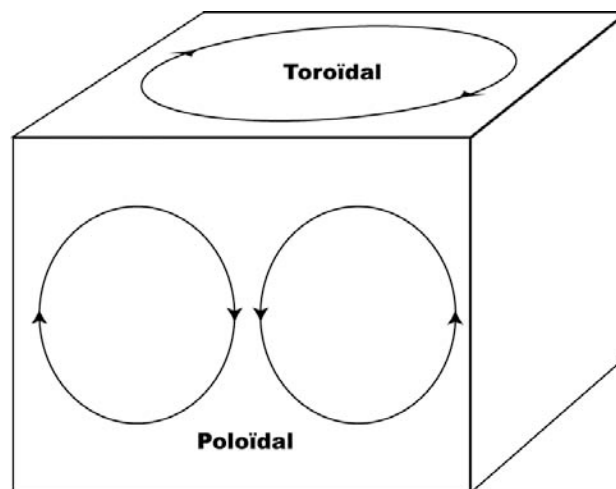


Figure 114 : Flux toroïdal et poloïdal. Le flux poloïdal est une forme de convection dont l'axe des cellules est horizontal, tandis que dans le flux toroïdal, l'axe est vertical.

L'autre composante, les flux toroïdaux (voir Bercovici et al. (2000) pour une synthèse) (**Figure 114**), est générée principalement par des variations latérales de viscosité (Bercovici et al. 2000, Gable et al. 1991, Ricard & Vigny 1989). Les variations latérales de viscosité introduisent des vitesses de fluage différentes. Ces différentiels de vitesse génèrent les mouvements dit toroïdaux. Ces variations de viscosité existent notamment au niveau des zones de subduction, par le plongement de matériaux lithosphériques plus visqueux. L'introduction des plaques dans les modèles de convection produit

effectivement des résultats réalistes en termes de déplacement des plaques et de gravité (Ricard & Vigny 1989).

Après ce court aperçu de la dynamique de manteau, quelques commentaires sont faits sur les forces agissant sur les plaques lithosphériques. Les forces motrices, puis les forces résistantes, sont décrites.

Des forces gravitaires agissent via des gradients horizontaux de pression dans la couche limite thermique supérieure (lithosphère) (Bercovici et al. 2000). Ce sont ces gradients de pression qui sont les moteurs de la tectonique des plaques. Les deux forces principales sont la traction du panneau plongeant et la poussée à la ride (**Figure 115**).

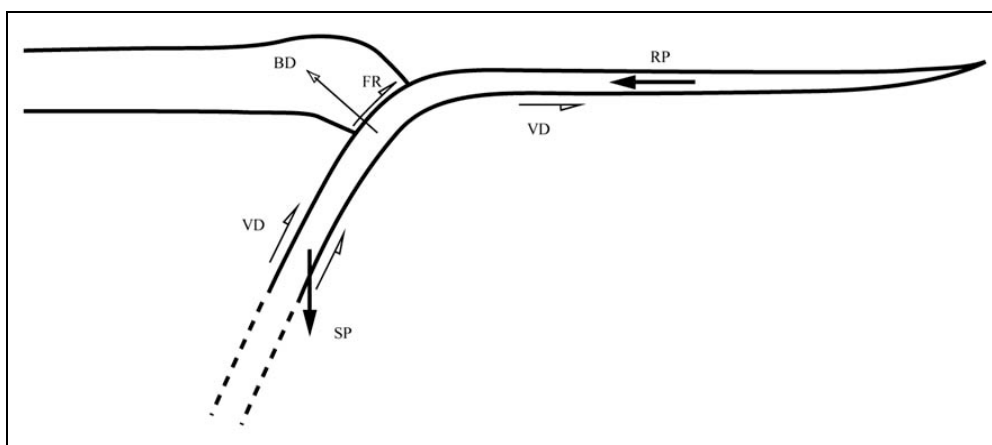


Figure 115 : Forces agissant sur une plaque en subduction. RP est le ridge push, SP, le slab pull, VD le viscous drag à l'interface plaque-manteau, FR est la résistance de la zone failles de la subduction et BD la résistance à la flexion.

Traction du panneau plongeant : « Slab pull »

Lorsque la lithosphère plonge dans le manteau supérieur, le contraste thermique entre ces deux derniers induit un gradient de densité qui tire la plaque vers la zone de subduction tout en entraînant le panneau vers le bas (SP, **Figure 115**). La force qui résulte de ce contraste thermique peut être exprimée de la façon suivante, simplifiant cette force à l'effet du contraste de densité (McKenzie 1977) :

$$\text{Slab pull (SP)} = \Delta\rho gzh \quad (1)$$

Où $\Delta\rho$ est le contraste de densité entre la lithosphère plongeante et le manteau supérieur, g la gravité et z et h la longueur et l'épaisseur du slab respectivement. Prenant un contraste de densité de 100 kg/m^3 , une épaisseur de slab de 70 km et une longueur de 660 km (lorsque le slab a atteint le bas du manteau supérieur), le slab pull est évalué à $5 \cdot 10^{13} \text{ N/m}$. Cette valeur est en accord avec l'évaluation de Turcotte et Schubert (1982) à $3,3 \cdot 10^{13} \text{ N/m}$. Lorsque les changements de phase, leur valeur est de $4,9 \cdot 10^{13} \text{ N/m}$.

Poussée à la ride : « Ridge push »

La poussée à la ride est aussi, contrairement à son nom, une force de volume. La plaque océanique qui se forme au niveau de la ride se refroidit en s'en éloignant. De ce fait, sa densité augmentant, un gradient de densité s'établit entre la ride et les plaines abyssales, ce qui induit un approfondissement du plancher océanique. Un gradient horizontal de pression tend donc à tirer la plaque en direction des zones basses (RP, **Figure 115**). En considérant la conservation de masse entre les matériaux générés et subductés, la force peut s'exprimer de la façon suivante (McKenzie 1977) :

$$\text{Ridge push (RP)} = \Delta\rho gh^2/2 \quad (2)$$

Le ridge push peut alors être évalué à $2,5 \cdot 10^{12}$ N/m. D'après Turcotte et Schubert (1982), cette force (due à une lithosphère âgée de 100 Ma) est de $3,9 \cdot 10^{12}$ N/m, c'est à dire un ordre de grandeur plus faible que le slab pull.

Les forces résistantes sont de plusieurs sortes. On considère la résistance à la flexion de la lithosphère et la résistance à la pénétration du slab dans le manteau. Lors de sa plongée dans le manteau, la traction du panneau plongeant tend à fléchir la lithosphère. La résistance à la flexion de la lithosphère (RB, **Figure 115**) dépend de la rhéologie adoptée. Généralement les analyses se font soit avec une rhéologie élastique soit avec une rhéologie visqueuse. Si on considère une rhéologie visqueuse, cette force peut être exprimée de la manière suivante :

$$\text{Résistance à la flexion (RB)} = uh^3\eta r^{-3} \quad (3)$$

Où u est la vitesse de subduction, η et h la viscosité et l'épaisseur de la lithosphère plongeante et r le rayon de courbure de la flexion de la lithosphère. Cette force est de l'ordre de grandeur de 10^{13} N/m, c'est à dire du même ordre que le slab pull.

D'autres forces résistantes sont à l'œuvre. Ce sont principalement des forces aux interfaces (VD, **Figure 115**) : la résistance de la zone de subduction sensu-stricto, c'est à dire le long de la zone de failles séparant les plaques chevauchante et chevauchée, la résistance au niveau de l'interface lithosphère-manteau, c'est à dire en base de lithosphère en mouvement et autour du panneau plongeant. L'importance relative de ces forces a été évaluée en détail par Conrad et Hager [1999 #298] et dépend notamment du rayon de courbure de la lithosphère (dont dépend la résistance à la flexion). Dans le cas d'un rayon de courbure important (slab de faible pendage), les forces résistantes à la pénétration du slab peuvent être du même ordre que la résistance à la flexion de la lithosphère.

Rôle des continents

Divers rôles sont attribués aux continents. On peut considérer que leur présence a un effet sur le déplacement de la plaque, de par leur plus grande épaisseur et donc leur ancrage dans des couches du manteau de viscosité différente (Stoddard & Abbott 1996, Zhong 2001). La présence de supercontinents peut jouer un rôle d'isolateur thermique (Lowman & Jarvis 1999). Les nombreux points chauds à l'intérieur des continents semble le confirmer. En effet, le Gondwana a été affecté par l'activité de nombreux points chauds qui ont semble-t-il par ailleurs influencer et aider à sa fragmentation (Storey 1995). Ces deux rôles sont pourtant encore mal contraints. Enfin, la flottabilité positive des continents induit des changements d'équilibre de forces lors des événements de collision et subduction continentale, comme le montre l'évolution de la frontière Inde-Eurasie lors de la collision vers 53 Ma. La subduction étant guidée par la flottabilité négative de la lithosphère océanique, l'initiation d'une subduction continentale a des conséquences de premier ordre sur l'évolution de la subduction et des plaques associées. La conséquence première d'une subduction continentale est le ralentissement du système et de la plaque tirée par la subduction (Besse & Courtillot 1988, Patriat & Achache 1984). Ce rôle sera testé en modèles analogiques dans ce chapitre.

Le bilan des forces reporté précédemment permet de prédire une vitesse de subduction (Conrad & Hager 1999). Celle-ci s'exprime de la façon suivante :

$$V_s \sim [\Delta\rho gzh - \tau_f l_f] / [\eta_l(h/r)^3 + \eta_m] \quad (4)$$

Où $\Delta\rho gzh$ est le slab pull, τ_f et l_f la résistance et la longueur de la zone de subduction respectivement, $\eta_l(h/r)^3$ est la résistance à la flexion et η_m la viscosité du manteau supérieur. Cette estimation ne permet de prédire la vitesse de plaque que dans le cas où la fosse est immobile. Toutefois, les observations des zones de subduction montrent qu'elles sont en mouvement (voir Funicello et al. (submitted-a) pour une synthèse). La vitesse de subduction V_s est partagée entre une vitesse de retrait de la fosse V_t et une vitesse de plaque V_p (**Figure 116**). Sachant que $V_s = V_t + V_p$, la vitesse de subduction est supérieure à la vitesse de plaque lorsqu'une partie est convertie en retrait de la fosse. En revanche lorsque la fosse avance, la vitesse de plaque est plus grande que la vitesse de subduction.

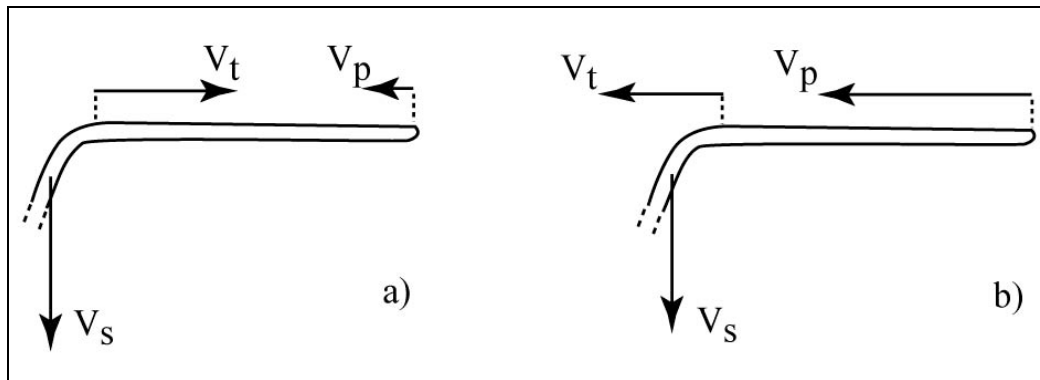


Figure 116 : Vitesses de plaque V_p , de la fosse V_t , de subduction V_s . a) cas d'une fosse en retrait, b) cas d'une fosse qui avance.

Une force a été négligée : la réponse du manteau déplacé par la subduction, en particulier lors des migrations de fosse. La question est : est-ce que les flux latéraux de matériel lors de la migration de la fosse, de par leur présence ou non et leur intensité, peuvent influencer l'évolution de la subduction et le déplacement de la plaque reliée à cette subduction ? Pour répondre à cette question, il est donc nécessaire de construire des expériences 3-D. Dans les expériences de Funicicello et al. (submitted-a), le fonctionnement de la fosse est influencé ces flux latéraux (via notamment les conditions aux limites). L'influence de ces flux latéraux sur le déplacement des plaques a été étudiée pendant cette thèse. Les résultats préliminaires sont reportés en annexe, puisqu'ils sont en dehors de la problématique de Golfe d'Aden et de la plaque Arabe.

2.2 Modèles de rifting

2.2.1 Forces motrices aux limites

« Forces motrices aux limites » signifient les forces dues au fonctionnement des frontières de plaque. Elles sont principalement liées aux frontières convergentes.

2.2.1.1 Extension liée au fonctionnement des subductions

La traction du panneau plongeant des zones de subduction, ou « slab pull », est considérée comme la force motrice principale de la tectonique des plaques. Son effet est aussi souvent invoqué pour la création de frontières de plaques en extension. Cette traction du panneau plongeant se traduit en effet par une force, favorable à l'initiation d'un rift. C'est notamment le cas pour la plaque Arabe. Toutefois, les conditions aux limites de la plaque sont décisives lors de la détermination des contraintes dues à cette force. Cette force est estimée à environ $5 \cdot 10^{13}$ N/m. Si la plaque est fixe à son

extrémité opposée, alors la contrainte sera maximum et peut être estimée à 1 Gpa (Turcotte & Schubert 1982), si l'on prend en compte une épaisseur élastique de 50 Km. Plus la plaque est libre de se déplacer, plus la contrainte dans la plaque sera faible. De ce fait, le slab pull ne devrait, à priori, pas générer de contraintes extensives suffisantes pour induire une extension significative et mener au rifting. En effet, comme cela est illustré dans les expériences reportées en annexe, lorsque la subduction est cylindrique et purement océanique et que la plaque est totalement libre de se déplacer, la vitesse de subduction est partagée entre vitesse de plaque et retrait de la fosse. Dans ce cas, aucune déformation intraplaque ne semble pouvoir être générée (ce qui sera confirmé plus loin dans ce chapitre)

La subduction de la Téthys sous l'Eurasie est considérée comme une cause majeure du rifting entre l'Afrique et l'Arabie. On comprend donc que la subduction comme cause de l'initiation d'un rift nécessite d'être testée, notamment en 3-D. La collision de l'Arabie avec l'Eurasie est certainement le paramètre qui permet de freiner la plaque Afrique et induire des contraintes intraplaques (Jolivet & Faccenna 2000), hypothèse qui est testée dans ce chapitre.

2.2.1.2 Extension arrière-arc

Les fosses sont, en général, animées d'un mouvement de retrait, c'est à dire un mouvement en direction de la plaque plongeante, bien que cette dernière avance vers le continent. Il a été reconnu depuis longtemps que ce mouvement de retrait crée de nombreux bassins dits arrière-arc, notamment dans l'Ouest Pacifique (Uyeda & Kanamori 1979). Le retrait de la fosse induit effectivement des forces extensives dans la plaque chevauchante. Là aussi, les conditions aux limites sont primordiales. Si la plaque chevauchante peut se déplacer en accord avec le mouvement de retrait de la fosse, alors peu de rifts s'initieraient en contexte arrière-arc. Les meilleurs exemples de bassins arrière-arc se trouvent le long de la frontière Ouest-Pacifique. Dans ce cas, les fosses ont généralement un mouvement de retrait en direction de l'océan, et, relativement, la plaque Eurasie est considérée comme presque fixe.

2.2.1.3 Extrusion

Des rifts peuvent s'initier en contexte de collision. L'exemple de plus connu est celui du rift du lac Baïkal de direction NE approximativement, directement dû à la collision Inde-Asie. La compression N-S induit des contraintes extensives dans la direction perpendiculaire. Là encore, les conditions aux limites sont primordiales : dans ce cas, le « bord libre » représenté par la frontière Est de l'Asie permet une extension importante E-W, l'extrusion de blocs comme la Chine du Sud, et le jeu des grands décrochements (Peltzer & Tapponnier 1988, Tapponnier et al. 1982). Ce bord libre est en fait la

subduction Ouest-Pacifique qui est généralement animée d'un retrait, ce qui permet l'extrusion en Asie. Cet exemple montre que les conditions aux limites sont fondamentales pour comprendre l'initiation des zones en extension. Un point chaud est aussi décrit sous la Mongolie, illustré par un dôme et des coulées volcaniques alcalines et pourrait en partie être responsable du rifting dans cette région (Lesne et al. 1998). L'activité d'un point chaud génère des forces de volume, qui sont synthétisées dans la partie suivante.

2.2.2 Forces de volume

2.2.2.1 Extension gravitaire

Une extension gravitaire de grande ampleur se produit lorsque la lithosphère est très épaisse et qu'elle ne peut supporter son propre poids. Les exemples les plus courants sont le Basin and Range, le Tibet ou la Mer Egée. La lithosphère était (ou est) épaisse car elle était (ou est) située en zone de convergence, et constituait la plaque chevauchante. Elle s'effondre car les forces qui créaient cet épaissement et le maintenaient ont cessé d'agir (voir (Jolivet & Faccenna 2000)) ou parce que la lithosphère est déséquilibrée thermiquement. En mer Egée, des structures extensives post-orogéniques sont observées (Gautier & Brun 1994). L'extension est due en partie à l'effondrement de la croûte. De manière générale, l'effondrement de la croûte est contrôlé par la variation des facteurs qui la maintenaient : les contraintes horizontales, la résistance basale, l'énergie potentielle, la résistance de l'édifice (voir Rey et al. (2001) pour une revue). Marotta et al. (1999) ont montré que l'extension peut commencer pendant l'épisode compressif, comme au Tibet (voir par exemple England et Houseman (1989)), mais est favorisée par l'arrêt de la compression (comme en mer Egée). L'épaississement crustal est donc favorable à l'extension mais est en général seulement un des facteurs qui mènent à l'extension.

2.2.2.2 Rifting actif

Les relations spatio-temporelles entre les coulées basaltiques intraplaques et l'initiation de rifts suggèrent une relation de cause à effet entre ces deux phénomènes (Courtilot et al. 1999, Storey 1995, Storey et al. 1995) et notamment l'influence de divers points chauds sur la fragmentation du Gondwana depuis 180 Ma (**Figure 117**). L'activité d'un point chaud a diverses conséquences sur l'évolution de la lithosphère sus-jacente. Le plus facilement observable est, sans conteste, la mise en place de larges provinces volcaniques (basaltiques). Ces coulées de surface ne constituent qu'un quart des magmas émis en profondeur par l'anomalie de température mantellique (White 1992). Le reste du

matériel se met en place par sous-placage et forme un système de dykes et sills dans la croûte. Les meilleurs exemples continentaux de ces provinces sont celles du Deccan, des Afars et les coulées de Sibérie.

D'autres conséquences synthétisées par Saunders et al. (1992) sont principalement : 1) un bombement créé par le soulèvement au-dessus du point chaud, par expansion thermique de la lithosphère et par sous-placage magmatique, 2) une érosion thermique et mécanique de la base de la lithosphère, 3) une injection dans la lithosphère de matériel fondu provoquant un changement de composition et de rhéologie.

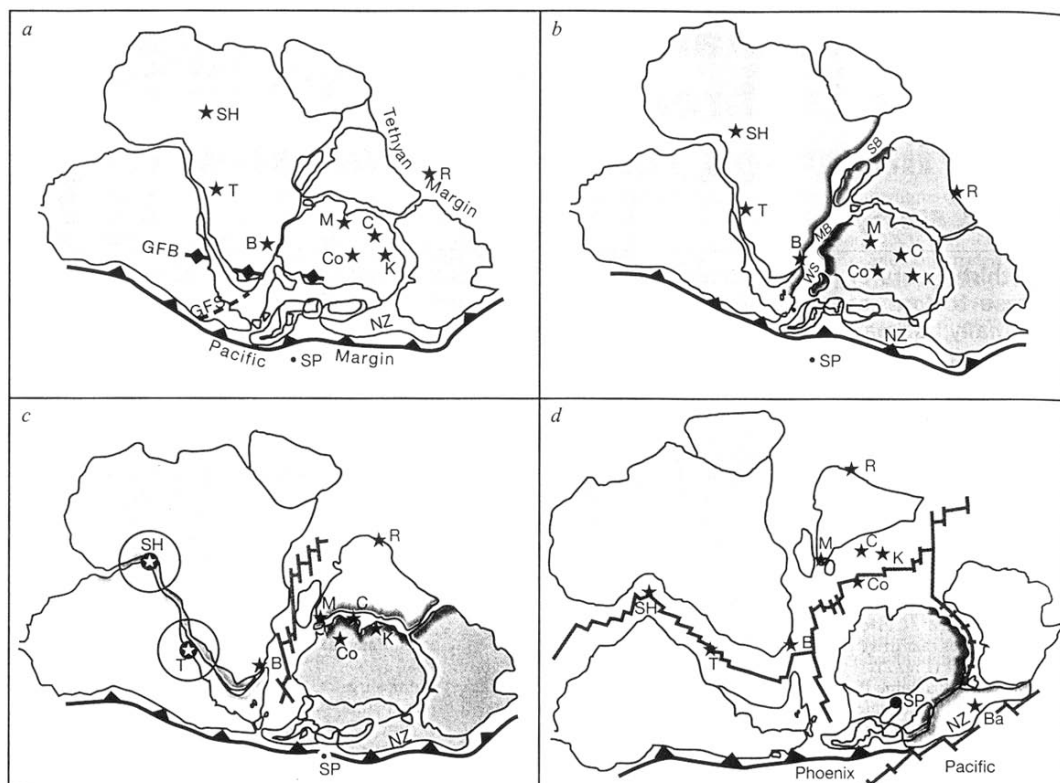


Figure 117 : Relations entre les points chauds et la fragmentation du Gondwana (Storey 1995). Les zones d'initiation des frontières de plaque en extension sont presque systématiquement situées au niveau de points chauds (étoiles).

Trois effets sont donc majeurs, le soulèvement, l'amincissement de la lithosphère et le changement de composition. L'amincissement de la lithosphère a pour conséquence un affaiblissement de sa résistance et peut aussi générer des contraintes horizontales. L'amincissement couplé à l'anomalie thermique sont une source de contraintes extensives importantes (Bott 1992) : la zone chaude et de faible densité dans le manteau tend à créer un soulèvement isostatique (Bott & Kuznir 1979). Les contraintes extensives augmentent ensuite à mesure que la lithosphère s'amincit en réponse à ces contraintes extensives (Bott 1992). Le changement de composition a aussi très certainement un effet

sur la résistance de la lithosphère, celle-ci étant déterminée par la résistance de ces matériaux. Toutefois ce changement de composition est assez difficile à quantifier et sera négligé ici.

Les relations spatio-temporelles citées plus haut entre le rifting et les coulées basaltiques (**Figure 117**) semblent montrer que les points chauds sont nécessaires pour initier la fragmentation des continents et les frontières de plaque en extension. Il semble, en effet, que les points chauds sont une source non négligeable de forces extensives. Les rifts de l'Ouest Antartique, par exemple, se sont formés alors que le continent n'était entouré d'aucune subduction (Behrendt et al. 1991), mais uniquement de rides océaniques, et ne semblent s'être déformés que sous l'action d'un point chaud, comme probablement les rifts est-africains. L'extension est pourtant restée au stade du rifting, sans océanisation. Certains points chauds n'ont pas donné lieu à une fragmentation, comme au niveau des coulées de Sibérie (Hill 1991). De plus, un délai important (15 à 25 Ma) peut exister entre le début de l'activité du point chaud et le début de l'accrétion océanique, comme en Afrique de Sud et en Atlantique centrale (Courtillot et al. 1999, Hill 1991). Ceci semble montrer que le point chaud seul ne peut mener à la fragmentation d'une plaque et que des conditions aux limites favorables (tension aux limites) sont indispensables. En résumé, la présence d'un point chaud et de conditions aux limites extensives semblent deux conditions nécessaires pour mener à une déchirure continentale.

2.3 Quels modèles pour l'Arabie ?

Cette synthèse permet de dégager les paramètres importants dans l'étude des zones de subduction. Il ressort que l'influence de la limite manteau supérieur/manteau inférieur est de premier ordre. La lithosphère plongeante dans le manteau est susceptible de stagner au niveau de cette limite pendant un temps non négligeable (50 à 70 Ma). Ces résultats permettent de définir des règles en vue de la construction des modèles analogiques présentés dans ce chapitre, dont les hypothèses et simplifications déduites de cette synthèse seront présentées principalement dans la partie suivante.

Cette synthèse montre aussi les limites des modèles actuels de subduction. D'une part, il faut construire des modèles avec des conditions aux limites 3-D réalistes. C'est à dire prendre en compte la troisième dimension du système et ses conditions aux limites, qui influencent logiquement les flux 3-D du manteau et notamment les flux toroïdaux. Il est nécessaire d'étudier les systèmes plaques-slab-manteau de manière dynamique et « self-consistante », c'est à dire dont les différentes vitesses des objets sont le résultat d'un équilibre dynamique interne entre les différentes forces, et non imposées de manière externe.

Le présent chapitre a pour but de tester le rôle du slab pull sur l'évolution de la plaque qu'il dirige, notamment en terme de déformation. Ces études par modélisations analogiques permettront de mieux

contraindre les conditions des déformations intraplaques qui ont conduit à la séparation Afrique-Arabie.

3. Méthode expérimentale

3.1 Conditions aux limites

La partie précédente permet de faire un certain nombre d'hypothèses et de simplifications en vue des modèles analogiques. Les simplifications les plus importantes que nous avons effectuées sont les suivantes.

1 - Les contrastes thermiques et chimiques qui existent entre la lithosphère océanique et le manteau se traduisent par un contraste de densité et un rapport de viscosité entre les deux objets. Ce sont ces deux derniers paramètres qui sont sensibles dans les expériences et qui régissent les lois d'échelle des expériences. Ces valeurs physiques sont considérées en état stationnaire pendant toute la durée de l'expérience et ne sont affectées d'aucun changement. Toutefois, on sait que le panneau plongeant subit au cours de sa descente des changements de température et de pression.

D'une part, la température augmentant dans le manteau avec la profondeur, le panneau lithosphérique est susceptible de se réchauffer. Le slab peut toutefois être considéré dans des conditions quasi-adiabatiques aux vitesses de subduction générées (supérieures à 1 cm/an) (Bunge et al. 1997, Wortel 1982).

D'autre part, durant la descente, la pression provoque des changements de phase de minéraux qui constituent le panneau plongeant. Nous avons négligé ces changements de phase, en considérant uniquement le rôle de la stratification de viscosité.

2 - Le choix de la rhéologie de la lithosphère est de première importance dans le sens où cela va contrôler la capacité et la manière de se déformer de la plaque et du slab en profondeur. Deux types de comportement peuvent être utilisés : un comportement élasto-plastique (Chemenda 1993, Chemenda & Grocholowski 1992) ou visco-élastique (Faccenna et al. 1996, Faccenna et al. 2001, Faccenna et al. 1999, Funiciello et al. submitted-a, Griffiths et al. 1995, Guillou-Frottier et al. 1995, Kincaid & Olson 1987). L'approche élasto-plastique considère le slab comme un corps beaucoup plus résistant que le manteau dans lequel il plonge, et qui, de ce fait, n'interagit que très peu avec celui-ci. Cela traduit le fait que le slab, au moment où il passe en subduction, conserve le caractère très résistant des plaques en surface. Cette approche est notamment supportée par le fait que le slab est une zone importante de dissipation d'énergie sismique.

L'approche visco-élastique considère au contraire que le slab fait partie intégrante du processus de convection (Davies 1999). Sa faible résistance permet une interaction forte avec le manteau

environnant. Cette interaction contraint notamment la déformation du slab et la répartition de la sismicité au niveau de celui-ci (Giardini & Woodhouse 1984, Tao & O'Connell 1993). De plus, l'approche visqueuse permet aussi d'expliquer la morphologie de la fosse (Gurnis et al. 1996). Ainsi, la géométrie du slab peut être considérée comme un indicateur du flux mantellique (Tao & O'Connell 1993).

Un autre choix lié au précédent est celui de la rhéologie de la lithosphère en surface. Deux types de rhéologies sont utilisés. Les calculs de Vilotte et al. (1982) et England (1982) (thin viscous sheet) adoptent une rhéologie visqueuse et sont établis pour rendre compte de la large répartition des séismes et du caractère délocalisé de la déformation de la frontière de plaque Inde-Asie. Les expériences de Tapponnier et al. (1982) et Peltzer et Tapponnier (1988) menées avec des rhéologies cassantes expliquent la formation de grands décrochements à forts déplacements (de l'ordre de 100 km), qui traduisent une déformation localisée, en Asie (faille du Fleuve Rouge) ou en Turquie (Faille Nord-Anatolienne) par exemple.

Des rhéologies intermédiaires, en utilisant une lithosphère stratifiée, ont donc été prises en compte afin de tenter de rendre compte de déformations intermédiaires à ces deux extrêmes. La déformation s'exprime par l'un des deux modes précédemment définis ou par un mode intermédiaire suivant la contribution relative des couches cassantes et des couches ductiles (Bonnet 1996, Benes & Davy 1996, Davy et al. 1995, Sornette et al. 1993).

Nous avons simplifié la rhéologie de la lithosphère, l'assimilant à une plaque visqueuse. La viscosité de la lithosphère est classiquement estimée à 10^{23} Pa s environ (voir par exemple Wdowinski (1992) et Tackley (2000)). Le manteau est aussi modélisé par un fluide visqueux, dont la viscosité est plus faible que celle de la lithosphère d'environ un facteur 100. La viscosité du manteau est de 10^{21} Pa s environ.

3 - Le manteau est réduit à sa partie supérieure. En effet, sur des échelles de temps suffisamment courtes (de l'ordre de 50 Ma), les panneaux lithosphériques en subduction n'interagissent que très peu avec le manteau inférieur, dans la mesure où ils reposent sur la limite manteau supérieur/inférieur, comme cela a été montré au début de ce chapitre.

La géométrie des plaques est grandement simplifiée dans les modèles analogiques. Les plaques à la surface de la Terre ont des formes très diverses. Dans ce chapitre, comme dans beaucoup de travaux de modélisations (Zhong & Gurnis 1995a, Zhong & Gurnis 1996), les plaques ont une géométrie rectangulaire (**Figure 118**). Pour construire la plaque africaine, nous nous sommes inspirés des reconstructions paléogéographiques disponibles, notamment celles de Dercourt et al. (1993). L'idée est de tester l'influence de la géométrie de la limite continent-océan de la marge nord-africaine. Pour

ce faire, nous avons dû simplifier cette frontière en essayant de dégager une géométrie simple, pour en tester l'effet. Concernant la partie Ouest de la frontière (Ouest de la Turquie), nous avons considéré une limite continent-océan rectiligne, d'orientation parallèle à la subduction, géométrie évidemment très simplifiée. Toutefois, nous désirions ainsi modéliser une collision généralisée dans toute la Méditerranée occidentale (extrémité Ouest de la Téthys), vers 30 Ma. Dans la partie Est de la frontière (de la Turquie au Pakistan), nous avons construit une limite continent-océan rectiligne et oblique à la subduction, pour représenter l'asymétrie de la Téthys (**Figure 119**).

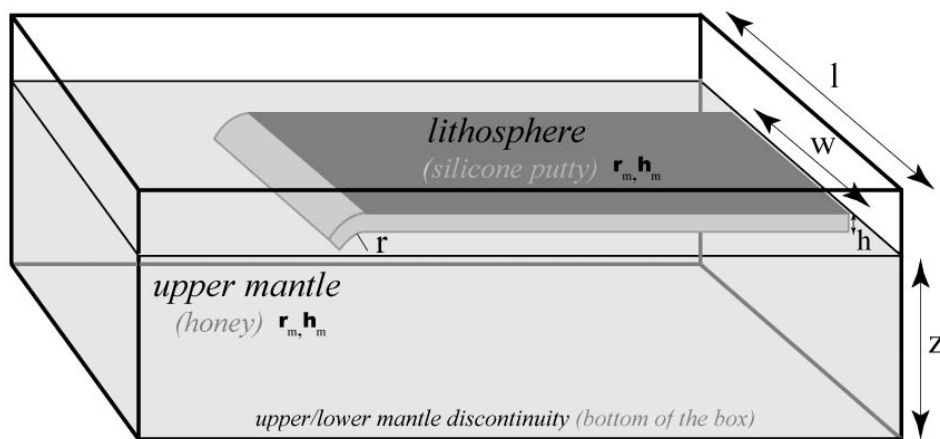


Figure 118 : Boîte expérimentale. La boîte en Plexiglas est de largeur l . La plaque de silicone de hauteur h et de largeur w repose sur le miel de hauteur z . La subduction est initiée à la main en plongeant l'extrémité de la plaque dans le miel pour initier l'instabilité.

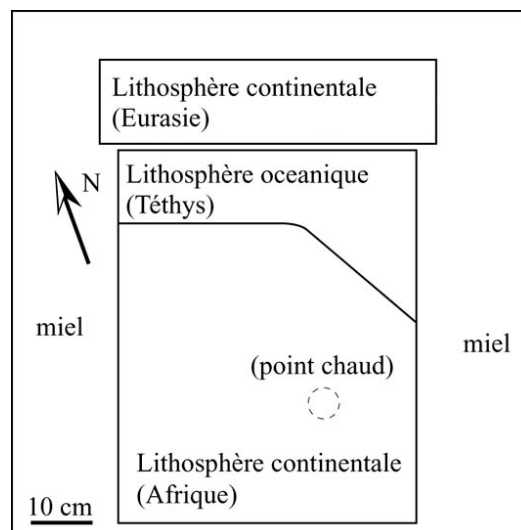


Figure 119 : Configuration des expériences où l'asymétrie de la Téthys est testée (vue de dessus). La lithosphère qui subducte (au Sud) est composée d'une partie continentale et d'une partie océanique. Cette dernière a une géométrie asymétrique, plus large à l'Est.

4 - De plus, nous négligeons généralement la présence de la plaque chevauchante. Cette simplification vient du fait que la résistance de la zone de subduction est considérée comme secondaire

face à la résistance à la flexion de la lithosphère (Conrad & Hager 1999). Nous sommes cependant conscients que l'influence de la plaque chevauchante peut être importante, en particulier parce que des indices de subduction de matériel provenant de la base de la lithosphère chevauchante peuvent être trouvés. Certaines expériences sont réalisées avec une lithosphère chevauchante, la zone de subduction n'a cependant pas de résistance, puisqu'elle est lubrifiée par du matériel mantellique.

3.2 Dimensionnement

Les matériaux utilisés sont la silicone et le miel représentant la lithosphère et le manteau, respectivement. Les caractéristiques de ces matériaux sont listés dans le tableau 1. Les matériaux visqueux doivent satisfaire l'équation suivante :

$$\eta^* = \delta^* \gamma^* \lambda^* \tau^* \quad (1)$$

où η^* , δ^* , γ^* , λ^* et τ^* sont les rapports du modèle à la nature pour la viscosité de la lithosphère, le contraste de densité (entre la lithosphère et le manteau supérieur), la gravité, la longueur et le temps, respectivement. Ici, η^* est de l'ordre de 5.10^{-19} , δ^* égal à 1,2, γ^* est égal à 1, λ^* de l'ordre de $1,7.10^{-7}$. Le rapport de temps est donc d'environ 2.10^{-12} , c'est à dire que 1 mn en laboratoire représente environ 1 Ma dans la nature.

	Modèle	Nature
Epaisseur lithosphère océanique (m)	0,012	70 000
Epaisseur lithosphère continentale (m)	0,017	100 000
Epaisseur manteau supérieur (m)	0,11	660 000
Longueur caractéristique	1 cm	60 km
Densité lithosphère océanique (kg m^{-3})	1480	3300
Densité lithosphère continentale (kg m^{-3})	1360	3000
Densité manteau supérieur (kg m^{-3})	1380	3220
Contraste de densité (lith. oc. / manteau)	100	80
Viscosité lithosphère océanique (Pa s)	200 000	4.10^{23}
Viscosité lithosphère continentale (Pa s)	140 000	10^{23}
Viscosité manteau supérieur (Pa s)	460	4.10^{21}
Rapport de viscosité	430	100
Temps caractéristique	1 mn	1 Ma

Table 1 : Liste des paramètres des expériences

3.3 Forces agissant dans les modèles

Les forces qui agissent dans le système analogue sont simplifiées par rapport à la nature (**Figure 120**). La force motrice est le slab pull SP, garanti par le contraste de densité entre la lithosphère océanique et le manteau supérieur. Cette force par unité de longueur s'exprime de la façon suivante :

$$\text{Slab pull (SP)} = \Delta\rho gzh \quad (2)$$

Où $\Delta\rho$ est le contraste de densité entre celle de la lithosphère ρ_l et celle du manteau ρ_m , g est l'accélération de la pesanteur, z la profondeur du manteau supérieur et h l'épaisseur du slab. Cette force atteint (lorsque le slab a atteint la base du manteau supérieur) une valeur de 1,3 N/m. Cette valeur correspond, dans la nature, à une valeur de 5.10^{13} N/m, valeur en accord avec les estimations publiées à $4,6.10^{13}$ N/m (Turcotte & Schubert 1982). Le ridge push RP est négligé comme force motrice, ce qui permet d'isoler et de tester le rôle de la subduction et l'influence de sa dynamique. De plus, comme expliqué au début du chapitre, cette force est d'un ordre de grandeur inférieur au slab pull.

La force résistante principale est la résistance à la flexion BD de la lithosphère). Une deuxième force résistante est le couplage surfacique VD entre la plaque et le manteau. Cette force est toutefois moins importante que la résistance à la flexion. Enfin, comme expliqué plus haut, la résistante de la zone de subduction FR est négligée.

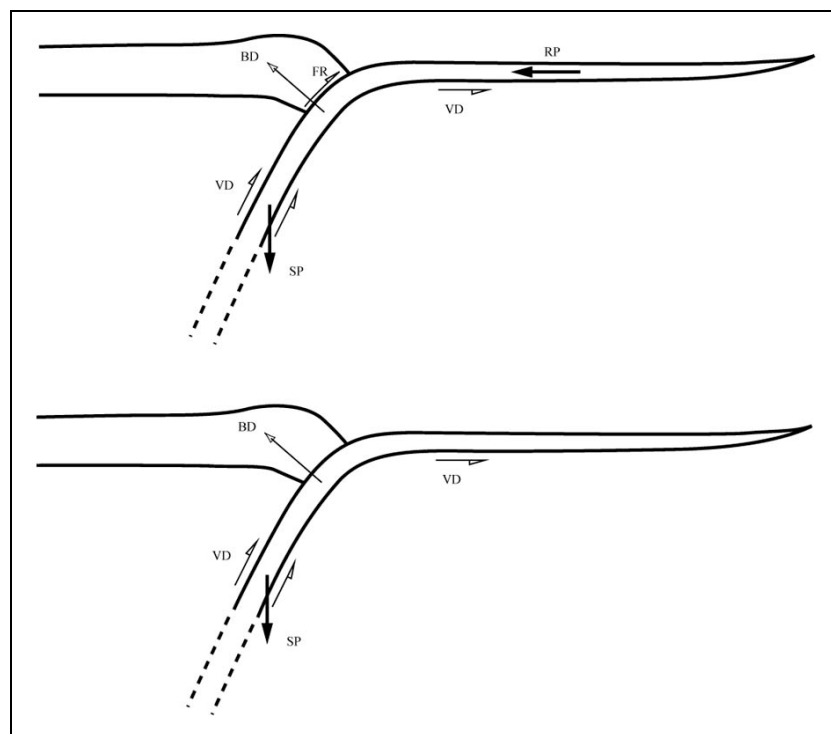


Figure 120 : Forces agissant dans le système. En haut, les forces classiques répertoriées dans la nature. En bas, les forces prises en compte dans les modèles analogiques. La résistance de la zone de failles de la subduction et le ridge push sont négligés.

3.4 Dispositif expérimental

Les expériences sont réalisées dans une boîte de Plexiglas (**Figure 118**), dont le fond représente la limite manteau supérieur/manteau inférieur. Cette limite, comme expliquée dans le paragraphe précédent, est donc idéalisée à une limite imperméable, sur laquelle le slab va venir reposer et se déformer.

La boîte a des dimensions variables de manière à ce que la plaque puisse être (si on le souhaite) à une distance minimale des bords de la boîte. Cette distance a été empiriquement déterminée par l'observation des lignes de courant dans le matériau analogue du manteau. Ces cellules de convection ont généralement un rayon de 10 à 12 cm (Funiciello et al. submitted-a). De ce fait, cette distance a été respectée lorsqu'on désire éviter l'interaction du bord de la boîte avec la convection.

La subduction est initiée manuellement au début de l'expérience en plongeant le bord de la plaque dans le manteau. Qualitativement la longueur de plaque à immerger génère en fait (via la traction qu'elle induit) la force nécessaire pour contrebalancer la résistance de la plaque à la flexion. Pour que la subduction s'auto-entretienne, il faut effectivement que les forces motrices soient supérieures aux forces résistantes. Au début de la subduction, il faut un déséquilibre. Le phénomène s'accélère et la somme des forces n'est pas égale à zéro. La vitesse de subduction croît en effet (Becker et al. 1999, Faccenna et al. 2001, Funiciello et al. submitted-a) ce qui montre le déséquilibre des forces.

La longueur de plaque minimum nécessaire à immerger est déterminée expérimentalement. Quantitativement, la longueur d'initiation est de 2.5 cm, ce qui correspond à une force de 0.6 N/m. L'autre bord de la plaque (opposé de la subduction) est laissé libre, de manière à permettre le déplacement de la plaque. Cette condition est dite « free ridge » au sens de Kincaid et Olson (1987).

Deux séries d'expériences sont réalisées. Une première série explore le rôle des conditions aux limites sur l'initiation de l'extension dans la plaque subductante purement océanique (partie suivante). Le caractère libre ou confiné latéralement est exploré, de même que la condition fixe ou mobile de la plaque. L'influence d'une faiblesse est aussi montrée. La deuxième série d'expériences est directement appliquée à la séparation Afrique-Arabie (partie 5). Une partie continentale est donc introduite ; la présence d'une faiblesse est aussi l'un des paramètres de ces expériences.

4. Expériences préliminaires

Ces expériences visaient à contrôler l'influence des conditions aux limites, latérales et arrière, sur la déformation de la plaque en subduction. Les conditions latérales peuvent varier, dans les expériences, de confinées à ouvertes. Les conditions arrière peuvent être une plaque attachée à un bord (donc une plaque sans mouvement) ou une plaque libre de se déplacer.

Expérience	Conditions aux limites	Faiblesse
01	Fixe et confiné	Circulaire
02	Fixe et confiné	
03	Fixe et ouvert	Circulaire
04	Fixe et ouvert	
05	Libre et confiné	Circulaire
06	Libre et confiné	
07	Libre et ouvert	Circulaire
08	Libre et ouvert	

Table 2 : Liste des expériences préliminaires.

4.1 Plaque fixe

Dans ces expériences (expériences 1, 2, 3 et 4), l'évolution du slab suit une chronologie caractéristique. Dans le premier stade, après l'initiation, le slab plonge dans le manteau (**Figure 121**). La fosse est animée d'un mouvement de retrait avec une vitesse (égale à la vitesse de subduction puisque la plaque est fixe) qui augmente avec le temps (**Figure 121**). Cette vitesse est liée à l'augmentation de volume de matériel subducté et donc à l'augmentation du slab pull. La profondeur du slab suit une loi exponentielle dont l'exposant est le « buoyancy number » (Becker et al. 1999, Faccenna et al. 2001), qui lie slab pull à la résistance à la flexion. Le retrait de la fosse induit une surpression dans le manteau situé sous la slab et donc un flux significatif de matériel mantellique vers le compartiment opposé. Ce flux s'effectue sous l'extrémité du slab (Garfunkel et al. 1986). La plaque subductante n'est pas déformée pendant ce stade. Après cela, l'évolution diffère alors suivant la condition latérale.

Quand le système est confiné (la plaque est très proche des bords de la boîte, expériences 1 et 2), l'extrémité du slab atteint le fond de la boîte après 20 mn, tandis que son pendage atteint sa valeur maximale de 90° environ (**Figure 121** et **Figure 122**). Une seconde flexion s'initie en profondeur et durant 20 mn le retrait du slab est ralenti. Après cette période, le retrait du slab est de nouveau important et induit à nouveau des surpressions dans le manteau. Ces surpressions ne peuvent être balancées par un flux de matériel sous l'extrémité du slab qui a atteint le fond de la boîte. Le matériel ne peut pas non plus s'échapper latéralement du fait du confinement. Ces surpressions exercent alors

une force additive au niveau du slab qui le déforment de manière convexe vers la plaque et déforment la plaque subductante. Cette force est certainement dirigée de manière perpendiculaire au slab et vers le compartiment libre, ce qui crée les contraintes extensives dans la plaque.

Quand le slab est assez déformé pour permettre le flux latéral de matériel mantellique, le retrait de la fosse recommence et le pendage atteint une valeur quasi-stationnaire de 60° environ. Toutefois, cette liberté latérale n'est pas suffisante pour dissiper totalement les surpressions, les déformations extensives dans la plaque continuent de s'amplifier. En réalité, les déformations extensives apparaissent dès que le manteau commence à se compartimenter (vers 10-20 min après l'initiation), bloquant du matériel sous le slab et la plaque.

En d'autres mots, le retrait de la fosse n'est pas suffisamment important pour accommoder toute la quantité de subduction, et la plaque se déforme nécessairement. Dans une plaque avec une faiblesse, la déformation atteint au niveau de celle-ci, 40%, et 15% en dehors de la faiblesse. Dans une plaque sans faiblesse (expérience 2), la déformation atteint aussi les 15%. Cela montre que la faiblesse localise la déformation et induit un plus fort taux d'extension sans toutefois induire de déformation plus importante latéralement.

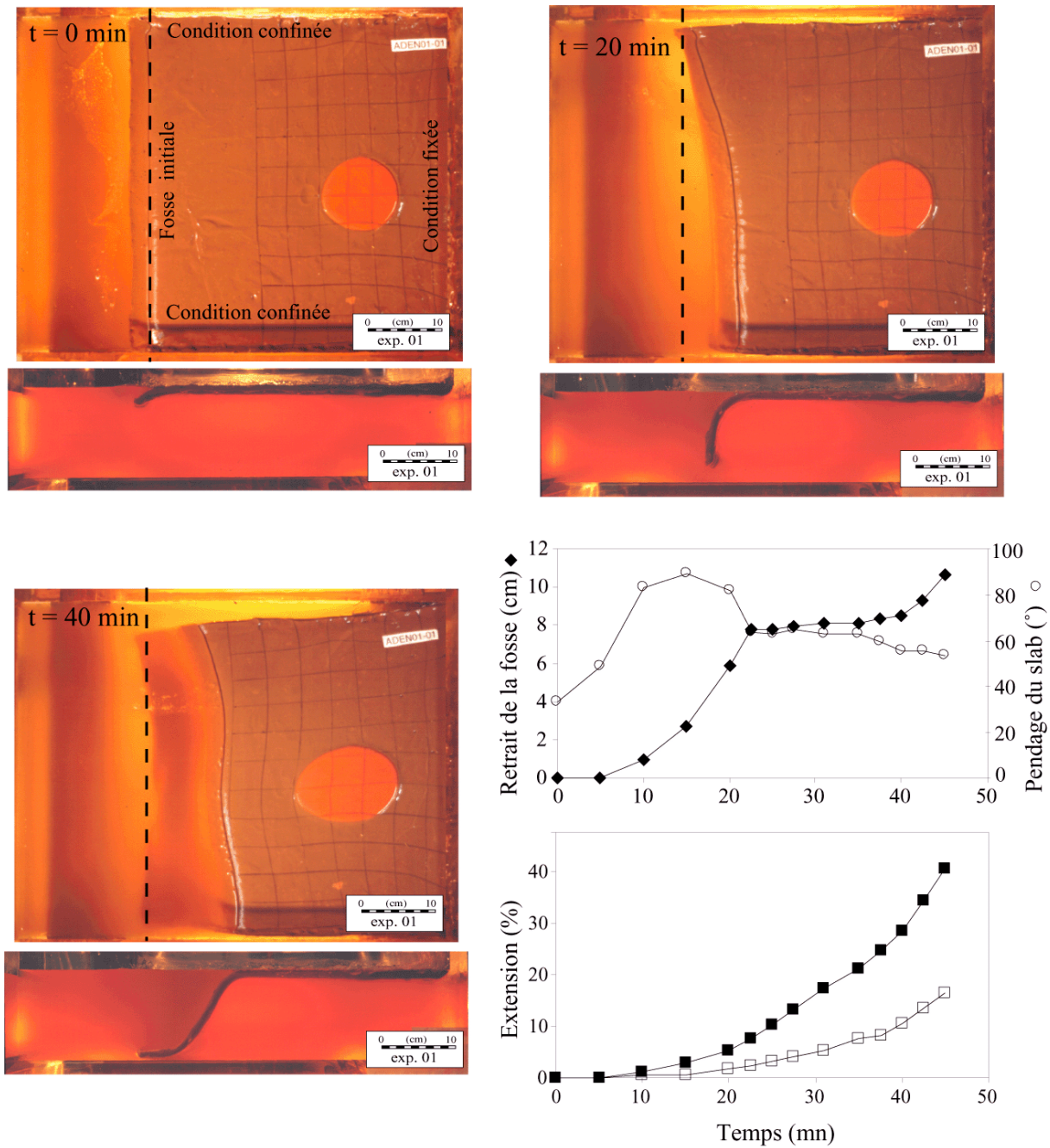


Figure 121 : Photo et mesures de l'expérience 1. Trois étapes de l'expérience sont imagées, à $t = 0$ mn, $t = 20$ mn, et $t = 40$ mn. Le retrait de la fosse, le pendage du slab et l'extension sont indiqués en fonction du temps.

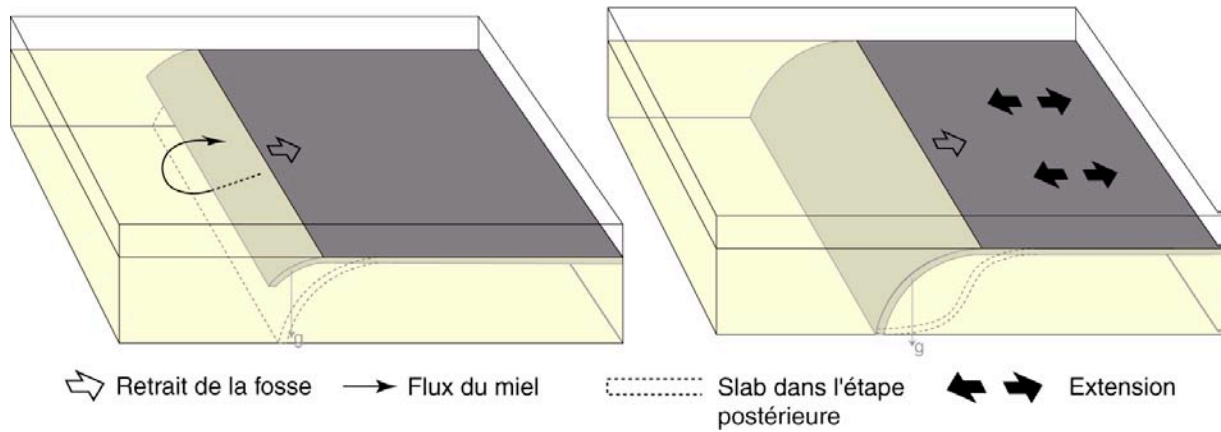


Figure 122 : Schéma de l'évolution de l'expérience 1. Le bloc diagramme de gauche représente l'expérience pendant la chute du slab avant que celui-ci ne touche le fond de la boîte. La fosse se retire et le manteau se déplace depuis sous le slab en passant sous celui-ci vers l'autre compartiment (le déplacement du manteau est représenté par la ligne fine et la flèche et montre le déplacement du manteau entre l'étape présentée et l'étape suivante en pointillé). Le bloc diagramme de droite représente l'étape où le slab a atteint le fond de la boîte. Le manteau est confiné sous la plaque. Pour s'échapper, le manteau doit déformer le slab latéralement et fluer latéralement lorsque le slab sera assez déformé. Le confinement du manteau provoque une extension dans la plaque.

Lorsque qu'une faiblesse est présente, elle accommode naturellement plus de déformation que dans le reste de la plaque. La géométrie de la déformation en dehors de la faiblesse est perturbée par celle-ci. Sur la **Figure 123**, on peut observer des zones de déformation « assez localisées ». Ces zones sont deux branches assez larges qui se localisent à un angle important l'une de l'autre (environ 90°). Des problèmes de précision des mesures ne permettent pas de conclure quant à la géométrie précise de la déformation. De plus, ces deux branches sont peut être influencées par les conditions aux limites et les effets de bords qu'induisent les conditions confinées. Toutefois, on peut retenir que la déformation s'organise autour de la faiblesse d'une façon particulière, tout du moins non-parallèle à la subduction, source de forces extensives.

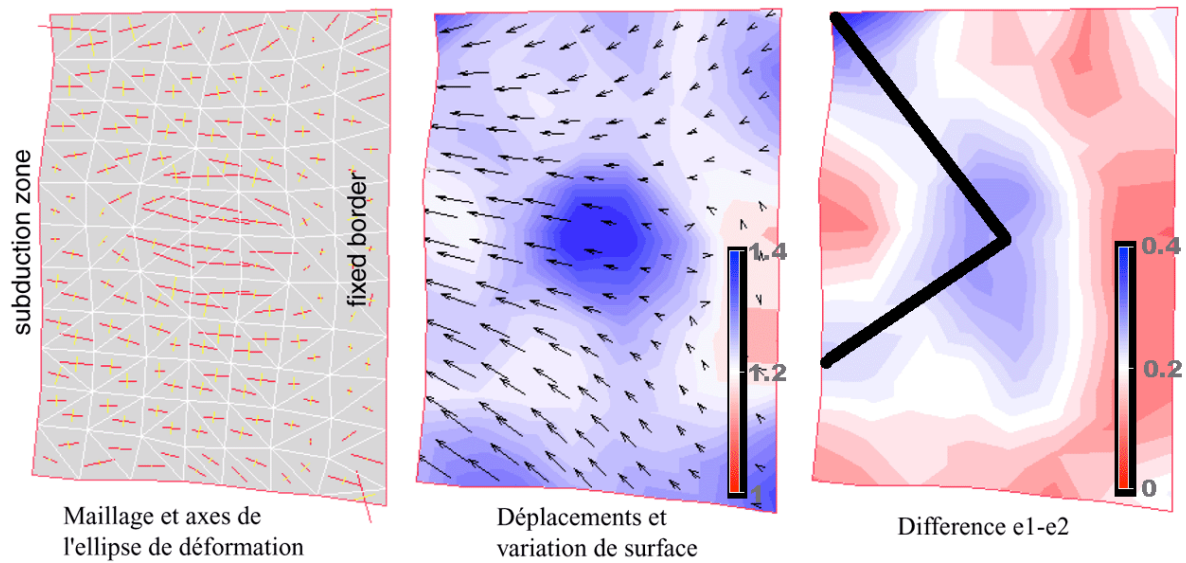


Figure 123 : Géométrie de la déformation de la plaque à la fin de l'expérience. A gauche, est indiqué le maillage utilisé pour calculer les déformations dont le grand axe est dessiné. Au milieu, le champ de déplacement et les variations de surface sont indiqués. A droite, la différence entre la déformation selon le grand axe et celle selon le petit axe représente une quantification de l'allongement de l'ellipse de déformation (la zone de d'extension maximale est soulignée en noir).

Quand le système est ouvert latéralement (expériences 3 et 4), le slab atteint le fond de la boîte 10 mn après l'initiation de la subduction, alors que le pendage du slab atteint une valeur de 80-90° (**Figure 124** et **Figure 125**). Le ralentissement de retrait de la fosse est plus court que dans l'expérience précédente. Il recommence après 10 mn, puisque le système est ouvert latéralement. Le matériel peut ainsi fluer latéralement sans avoir à déformer le slab. Le retrait de la fosse s'effectue suivant la même loi exponentielle et le pendage se stabilise autour de 60°. Dans une plaque sans faiblesse, aucune déformation n'est observée ; dans une plaque avec faiblesse, une extension n'est observée qu'au niveau de celle-ci et atteint 10%. Toutefois la zone de faiblesse, initialement circulaire, l'est toujours à la fin de l'expérience. L'extension est donc certainement due à un étalement de la faiblesse (qui possède une énergie potentielle plus grande). L'extension n'est donc pas due au fonctionnement de la subduction.

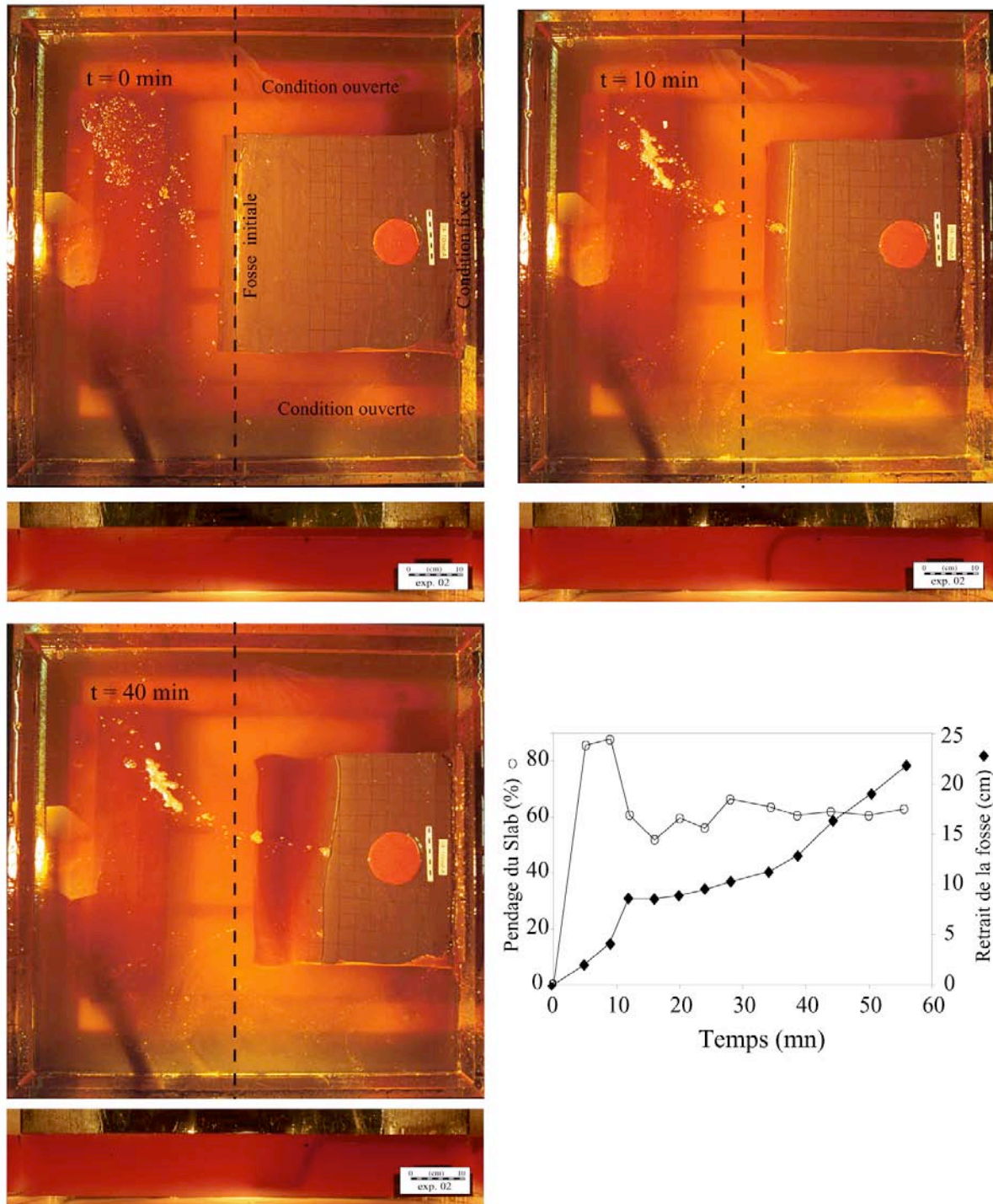


Figure 124 : Photo et mesures de l'expérience 3. Trois étapes de l'expérience sont imagées, à $t = 0$ mn, $t = 10$ mn, et $t = 40$ mn. Le retrait de la fosse, le pendage du slab et l'extension sont indiqués en fonction du temps.

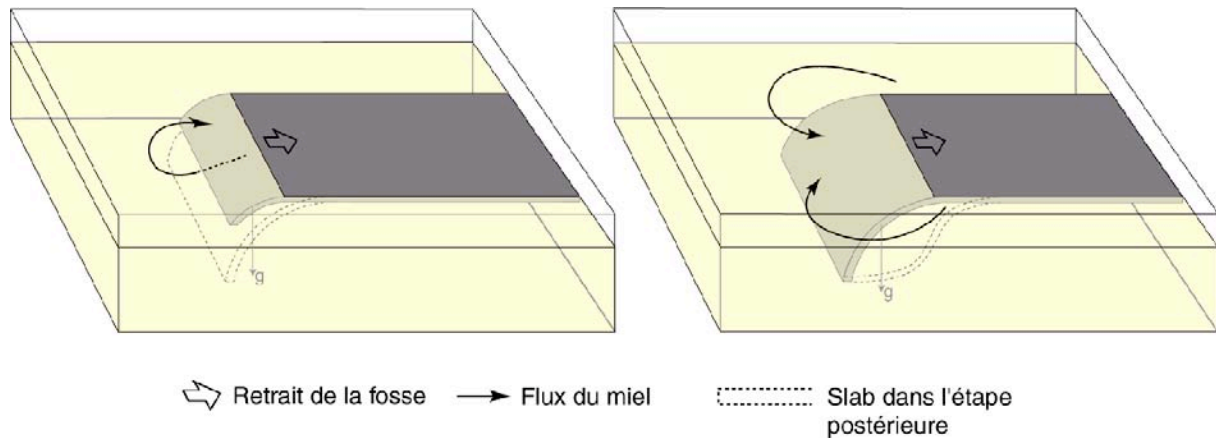


Figure 125 : Schéma d'évolution de l'expérience 2. Avant que le slab ne touche le fond de la boîte (à gauche), la fosse se retire et le manteau se déplace sous le slab. Quand le slab a atteint le fond de la boîte (à droite), le manteau se déplace latéralement autour du slab.

4.2 Plaque libre

L'évolution des plaques libres de se déplacer est complètement différente. Leur comportement est étudié plus avant dans l'annexe. Leur évolution est toutefois décrite ici, notamment en termes de déformation.

Après l'initiation de la subduction, le slab plonge dans le manteau suivant la même loi exponentielle que dans les expériences à plaque fixe (**Figure 126**). La fosse se retire, et le pendage du slab atteint une valeur de 110° , juste avant que son extrémité ne touche le fond de la boîte après 10 mn. Le slab fléchit à nouveau en profondeur, le pendage décroît jusqu' 80° et le retrait de la fosse est ralenti pendant 10 mn. A ce moment, comme dans les expériences précédentes, l'évolution dépend des conditions latérales.

Lorsque la plaque est confinée latéralement (expériences 5 et 6), le flux latéral est confiné (**Figure 126** et **Figure 127**). Toutefois, comme la plaque est libre de se déplacer, le flux poloïdal est permis. Comme dans l'expérience où la plaque est fixée et confinée latéralement, des surpressions sous le slab tendent à le déformer en une forme courbe. Lorsque cette courbure est mûre, le manteau peut fluer latéralement vers les basses pressions et le retrait de la fosse recommence. Le pendage du slab se stabilise alors autour de 60° , malgré une augmentation à la fin de l'expérience jusqu'à 80° . Le flux mantellique possède deux composantes, l'une poloïdale puisque la plaque est libre de se déplacer, l'autre latérale, dans une moindre mesure du fait du confinement relatif. Dans l'expérience avec une faiblesse, des déformations extensives s'initient et atteignent une valeur de 17%. Latéralement dans cette plaque et dans la plaque sans faiblesse, on n'observe aucune extension. La quantité de subduction est accommodée par le retrait de la fosse et le mouvement de la plaque ; la plaque ne déforme presque pas. Dans la même expérience sans faiblesse (expérience 6), on n'observe pas d'extension.

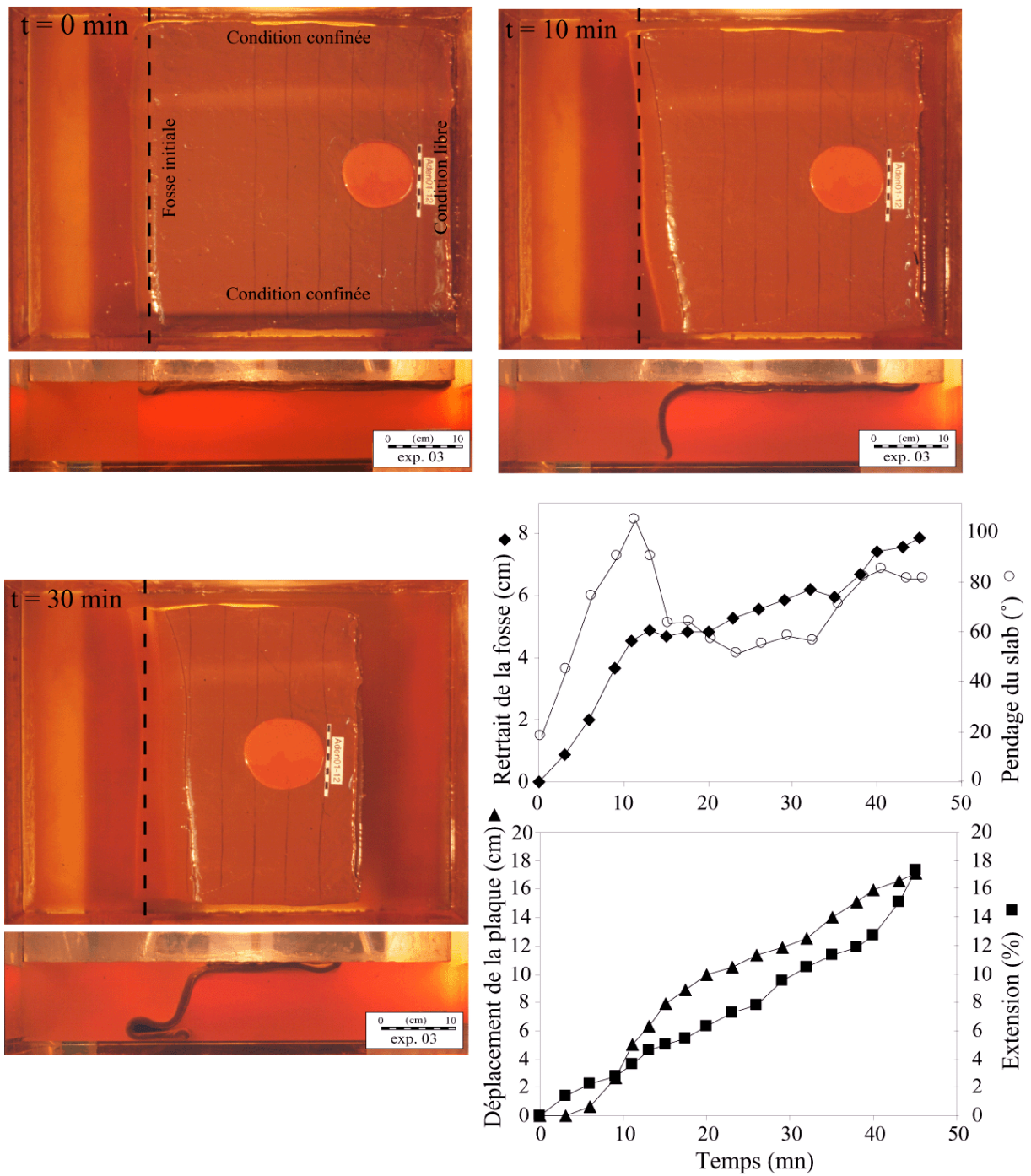


Figure 126 : Photo et mesures de l'expérience 3. Trois étapes de l'expérience sont imagées, à $t = 0$ mn, $t = 10$ mn, et $t = 30$ mn. Le retrait de la fosse, le pendage du slab et l'extension sont indiqués en fonction du temps.

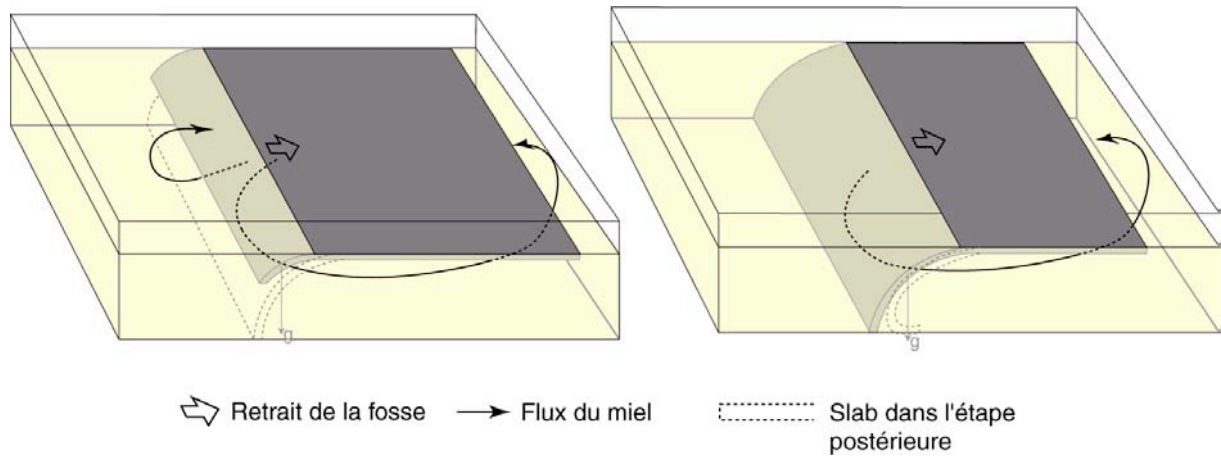


Figure 127 : Schéma d'évolution de l'expérience 3. Avant que le slab ne touche le fond de la boîte (à gauche), la fosse se retire et le manteau se déplace sous le slab et vers l'arrière accompagnant le déplacement de la plaque. Quand le slab a atteint le fond de la boîte (à droite), le manteau se déplace vers l'arrière et va tendre à déformer le slab pour pouvoir se déplacer latéralement autour du slab.

Lorsque la plaque n'est pas confinée latéralement, le manteau peut librement s'échapper des zones de surpressions vers les basses pressions (**Figure 128**). La quantité de subduction est parfaitement partagée entre retrait de la fosse et mouvement de la plaque. Les surpressions générées sont facilement balancées par les flux et la plaque ne se déforme pas, avec ou sans faiblesse.

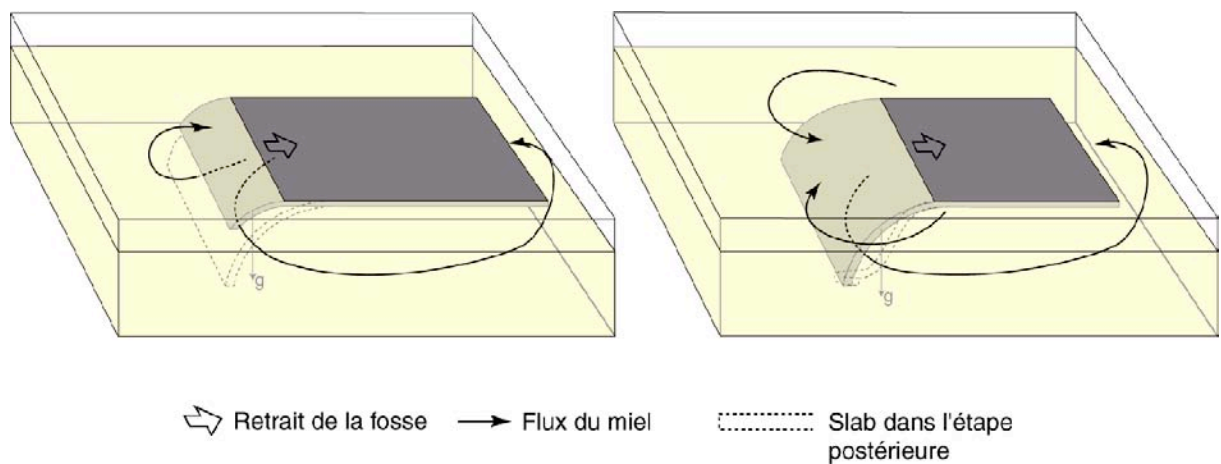


Figure 128 : Schéma d'évolution de l'expérience 4. Avant que le slab ne touche le fond de la boîte (à gauche), la fosse se retire et le manteau se déplace sous le slab et vers l'arrière accompagnant le déplacement de la plaque. Quand le slab a atteint le fond de la boîte (à droite), le manteau se déplace vers l'arrière et latéralement autour du slab.

4.3 Synthèse des expériences préliminaires et implications

Le premier résultat important de ces expériences est que l'on peut produire, en expériences de laboratoire dans une plaque en subduction, une extension significative. Cette extension est la conséquence, indirecte toutefois, de la flottabilité négative du slab en subduction. Cependant, dans ces expériences cylindriques, le slab pull n'est pas capable seul de produire une extension, comme le montre l'expérience où la plaque est totalement libre, latéralement et en arrière. C'est l'interaction du slab et du manteau qui peut produire une force supplémentaire induisant des déformations extensives. Cette force est une réponse rétroactive du manteau bloqué dans le compartiment sous le slab et la plaque, et est à priori dirigée perpendiculairement au slab vers le compartiment libre. Cette force devient importante lorsque la migration de la fosse et/ou de la plaque sont inhibées.

Les conditions aux limites qui mènent donc à une telle force sont les suivantes : une plaque fixe et confinée (avec ou sans faiblesse), et une plaque libre et confinée (avec faiblesse) (**Figure 129**). Ces configurations extrêmes sont difficilement comparables à la nature, où les conditions doivent être plus proches d'une liberté totale, les plaques étant souvent bordées latéralement par des failles transformantes et en arrière par des rides.

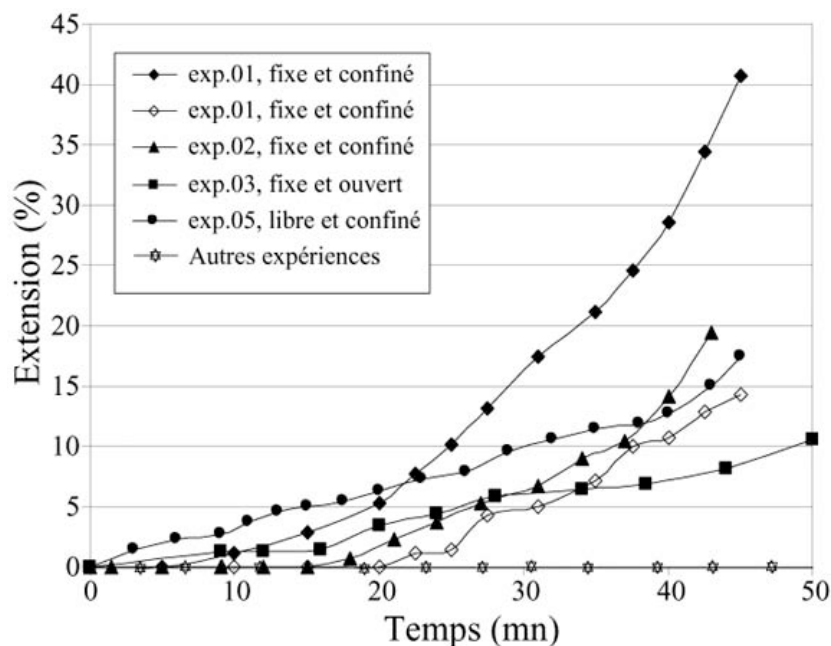


Figure 129 : synthèse de l'extension mesurée dans les expériences. Seules les conditions aux limites « plaque fixe » et/ou « plaque confinée latéralement » induisent une extension dans la plaque.

Toutefois ces expériences ont deux implications importantes qui sont les suivantes :

1) Des cas exceptionnels, où les conditions aux limites peuvent approcher les conditions extrêmes citées ci-dessus, peuvent éventuellement être discutés. Cela sera fait dans la partie 5 à propos de la fermeture de la Téthys au Mésozoïque.

2) Les expériences plus complexes concernant le système Afrique-Eurasie-Arabie doivent être réalisées dans les conditions totalement libres, à la fois pour se placer dans les « pires » conditions pour générer de l'extension et pour simuler la plaque Afrique qui est bordée de transformantes et de rides (qui favorise un choix de conditions aux limites libres). Ces expériences sont présentées dans la partie suivante, sous la forme d'un article.

5. Résultats : application à la plaque Arabe

Les expériences préliminaires montrent que dans un cas où une plaque totalement libre, dont un bord subducte dans le manteau, il n'y a pas d'extension intraplaque générée. Cette partie explore le rôle de la collision Afrique-Eurasie sur l'initiation des déformations intraplaques et la fragmentation de l'Afrique. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article qui sera soumis à publication dans un court délai à *Earth and Planetary Science Letters*.

Why did Arabia separate from Africa?

N. Bellahsen, C. Faccenna, F. Funiciello, J.M. Daniel and L. Jolivet

Résumé de l'article:

La plaque Arabe commence à s'individualiser de l'Afrique vers 35 Ma avec l'initiation des rifts du Golfe d'Aden et de la Mer Rouge. Cet événement est contemporain de la collision de l'Afrique-Arabie au Nord avec l'Eurasie et du pic d'activité du point chaud des Afars. Dans cette étude, nous testons l'influence des processus de subduction, de la Téthys sous l'Eurasie, sur la déformation du Nord-Est de l'Afrique. Nous présentons des expériences analogiques à l'échelle du système manteau supérieur-lithosphère. Dans des modèles où une lithosphère océanique, libre de se déplacer, plonge dans le manteau, la subduction n'est pas capable de générer des déformations intraplaques extensives significatives, même lorsque la plaque est affaiblie localement (effet d'un point chaud). Des modèles plus complexes sont donc réalisés en reproduisant la paléogéographie de l'Afrique au début du Tertiaire : la Téthys est asymétrique et plus large à l'Est. Dans ces modèles, l'asymétrie induit une collision précoce à l'Ouest (vers 35-40 Ma), tandis que la subduction est encore active à l'Est. Ce processus génère des déformations intraplaques, dont la géométrie, en présence d'une faiblesse représentant au point chaud des Afars, est très similaire à celle des rifts Afro-Arabes (Mer Rouge et Golfe d'Aden). La direction et la cinématique de ces rifts sont reproduit dans ces modèles sans réactivation d'anciennes zones de faiblesse ni de propagation du rifting. La séparation Afrique-Arabie est donc directement liée aux conditions particulières de subduction au Nord et à la présence du point chaud des Afars au Sud.

Why did Arabia separate from Africa?

N. Bellahsen, C. Faccenna, F. Funiciello, J.M. Daniel and L. Jolivet

Abstract

The Arabian plate started to separate from Africa around 30-35 Ma, with the initiation of the Red Sea and Gulf of Aden rifts. This event occurred contemporaneously with the collision Africa-Arabia/Eurasia in the North and the peak of activity of the Afar hot spot. In this study, we test the influence of the Tethyan subduction processes on the deformation of Northeast Africa. We present dynamically self-consistent laboratory experiments of plate-upper mantle system. In models where an oceanic plate, free to move, is subducting in the mantle, the subduction does not generate extensional deformation in the plate, even if the plate is locally weaken. In more complex models, we introduce the oblique paleogeography of Africa of the beginning of Tertiary: the Tethys ocean is asymmetrical and larger toward the East. In these models, the asymmetry induces a earlier collision in the West, while the subduction is still active in the East. This process generate intraplate deformations whose geometry, when a weakness representing the Afar hot spot is introduced, is very similar to the one of the Afro-Arabian rifts system. The direction and the kinematics of these rifts are reproduced without preexisting linear weakness neither rift propagation. The Africa-Arabia separation is directly linked to the northern subduction conditions and to the southern Afar hot spot.

5.1 Introduction

The initiation of rifting, the break-up of continents, and the formation of new plates are still enigmatic and open to questions (Storey et al. 1995). In some cases, the close temporal relationships between magmatism and continental rifting suggest that the action of hot plumes favors the break-up of continents (Courtillot et al. 1999), as suggested for the Madagascar-India separation in the late Cretaceous (Storey et al. 1995), and for the whole Gondwanaland (Storey 1995). However, the activity of some hot spots did not lead to continental break-up, such as in the Siberian Traps (Hill 1991). Moreover, a considerable delay can occur between the onset of a plume activity and the onset of spreading (e.g. South African and Central Atlantic traps discussed in Hill (1991) and in Courtillot et al. (1999). This suggests that favorable boundary conditions, i.e. far-field extensional stresses, are also required to lead to plate fragmentation. These far-field extensional stresses are classically attributed to subduction processes. For example, the distribution and the orientation of ridges more or less reflecting the shape of subduction zones (Ricard & Froidevaux 1986) suggest that slab pull forces related to subducted lithosphere can be guided through the slab/plate system and transmitted at large

distance inside the plate. In this case, it is likely that strain will localize in regions of pre-existing weakness such as older suture zones (Dunbar & Sawyer 1989). Lithosphere/mantle plume interactions result in global weakening of the lithosphere (especially by erosion at the base of the lithosphere) and surface doming (see Saunders et al. (1992) for an exhaustive synthesis of plume/lithosphere interactions), and thus may also localize the deformation. Geodynamic models shed greater light on this problem by showing that the supercontinental cycle (collision followed by break-up) can be reproduced over a time scale of 10^8 years by the combined action of subducting plate and mantle upwelling. Their mutual contribution is largely a function of both the wavelength of the convection pattern and the source of internal heat generation (Lowman & Jarvis 1999). However, over a shorter time-scale, it is not clear how convection processes produce (subductions and plumes) a stress level able to overcome the strength of plates.

The formation of the Arabian plate (**Fig. 1**) represents a spectacular example where, over short time scales, the mutual interaction between body (hot spot related) and far-field forces can be evaluated. Arabia separated from Africa around 30-35 Ma with the formation of the Gulf of Aden-Red Sea rift systems and related transform zones (Bayer et al. 1988, Beydoun & Sikander 1992, Bohannon 1989, Ghebread 1998, Roger et al. 1989, Watchorn et al. 1998). Contemporaneously, a peak in activity of the Afar hot spot is recorded (Ebinger & Sleep 1998, George et al. 1998, Hofmann 1997, Kenea et al. 2001).

Authors who investigated the forces necessary to break the Africa plate recognized the importance of both the Afar hot spot and the Tethyan subduction, still active beneath Makran (Courtillot et al. 1999, Jolivet & Faccenna 2000, Manighetti et al. 1997, Meijer & Wortel 1999, Zeyen et al. 1997). The main paradox for the separation of the Arabian plate is that the formation of the new extensional plate boundary to the south occurred during the collision and the indentation of the plate inside Eurasia to the north. Hence, forces driving the Arabian plate northward should be able to overcome not only the strength of the plate, but also the strength along the northern collision zone.

We perform a set of 3-D laboratory experiments to explore the role of the subduction-collision process addressing specifically the case of Arabia-Africa separation. Our results show that continental break-up with a geometrical pattern similar to the natural case one can be obtained only if two major conditions are satisfied. The first condition is that the continent-ocean transition is oblique to the subduction zone. This condition induces an increase of the slab pull force along the subduction zone, from the continental collision zone to the oceanic subduction. The second condition is that the plate contains an important weakness zone in its interior. This can be achieved by the presence of the hot spot producing significant local weakening.

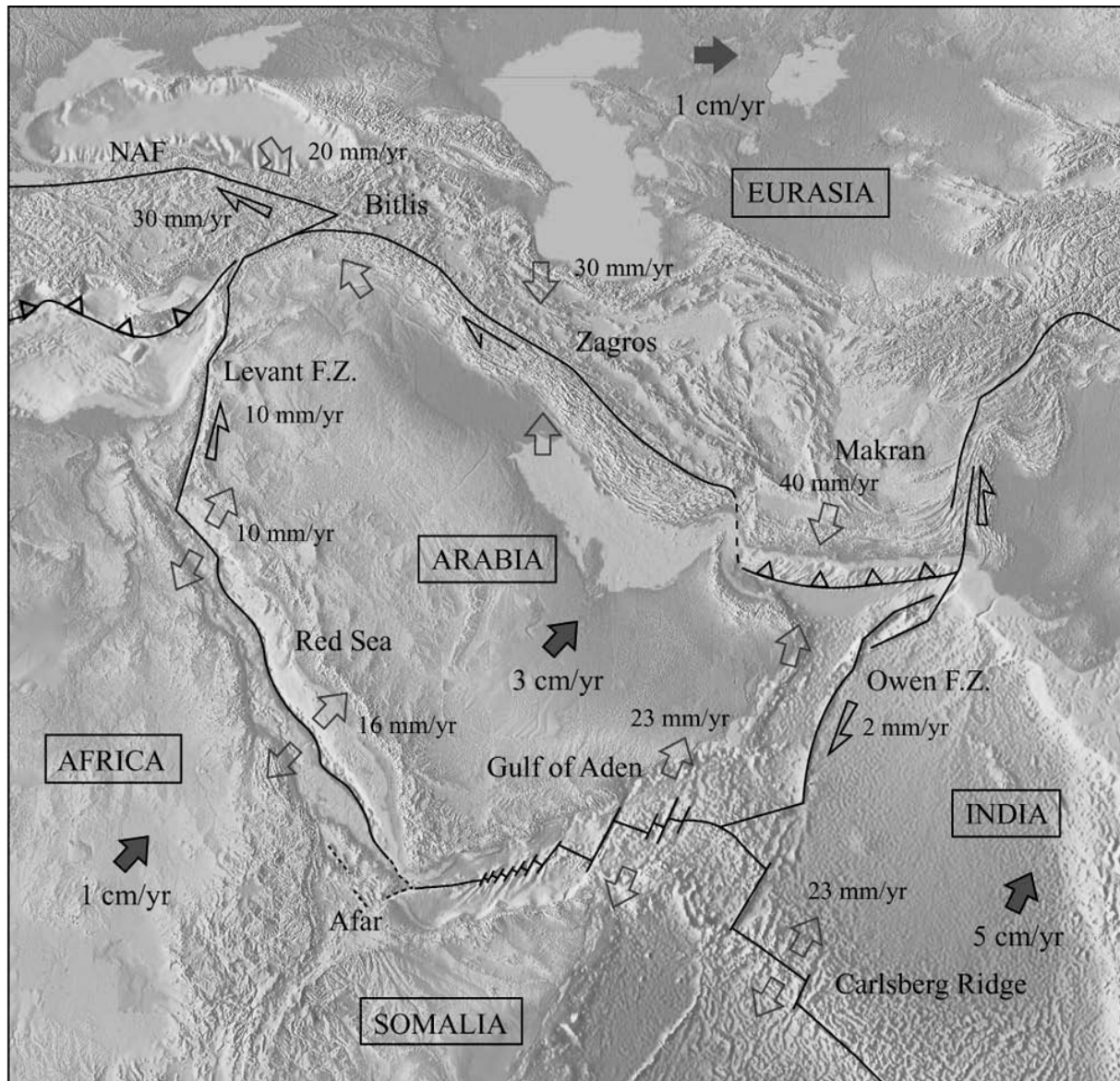


Fig. 1: Tectonic framework of the Arabian Plate. Direction and intensity of relative velocities (empty arrows) are from Reilinger et al. (1997) and from Allen et al. (2001) for the convergent northern margin, from Le Pichon and Gaulier (1988) and Chu and Gordon (1998) for the Red Sea, from Jestin et al. (1994) for the Gulf of Aden, from Quennel (1958), Garfunkel (1981), and Le Pichon and Gaulier (1988) for the Levant F. Z., and from DeMets et al. (1990) for the Owen F.Z. The absolute velocities (plain arrows) are from the model Nuvel1 (DeMets et al. 1990).

5.2 Geodynamic framework of the Arabian plate

The Arabian plate is located between three large plates: Eurasia, Africa and India plates (**Fig. 1**). It is presently moving northward to north-eastward at a rate of 2 to 3 cm/yr with respect to Eurasia (Reilinger et al. 1997). To the north, the plate is bordered by a convergent margin, the Bitlis and Zagros belts, and the Makran trench, extending from Turkey to Pakistan (**Fig. 1**). To the south, Arabia separates from Africa through the opening of two oceanic basins, the Red Sea and the Gulf of Aden

(**Fig. 1**), linked through the Afar depression. The Levant F.Z., a strike-slip plate boundary, connects the Red Sea to the northern convergent boundary, as the Owen F.Z does for the Gulf of Aden (**Fig. 1**).

The northern collision-subduction zone is the result of the last stages of evolution of the Tethyan subduction zone which dates back to the beginning of the Mesozoic (Berberian & Berberian 1981, Dercourt et al. 1986). To the west, subduction-collision processes can be followed up to the Central Mediterranean. The Mesozoic evolution of this Tethyan subduction system (Van der Voo et al. 1999) was punctuated by episodes of ridge subduction (Le Pichon et al. 1988) and by the generation of a new trench, obducting oceanic material on the southern basin shoulders (Nicolas et al. 1988, Searle & Cox 1999, Shervais 2001). The complete consumption of the (Neo-)Tethyan ocean and related collision occurred only in the Cenozoic with a progressive migration of the collision towards the east from 40 Ma onward (**Fig. 2**).

The African-Arabian platform collided with Eurasia, first in Turkey around 40 Ma (Hempton 1985) and later in Iran from 20 Ma (Berberian & Berberian 1981). Beneath the Makran trench, deep earthquakes distribution (Quittmeyer et al. 1984) and arc volcanism (Kazmi & Jan 1997) show that oceanic subduction is still active today. The slab has a clear signature even in the seismic tomography images (see Fig. (11a) in Bijwaard et al. (1998)), and the length of the slab can be estimated at more than 1300 km. This tectonic evolution reveals an eastward propagation of the collisional event, and suggests that the Tethyan ocean was narrowed westward (Dercourt et al. 1986) (**Fig. 2**).

The formation of the Arabian plate and its break-up from Africa initiated at about 30-35 Ma (**Fig. 2**), with the formation of the Red Sea-Gulf of Aden rift system, centered in the Afar region. Volcanism and uplift can be related to the presence of a hot spot below east Africa whose trace on the surface dates back to 45 Ma, with a peak of activity around 30 Ma (Ebinger & Sleep 1998, George et al. 1998, Hofmann 1997, Kenea et al. 2001). Above this hot spot, the deformation is very complex and subject of several studies (Acton et al. 1991, Courtillot et al. 1984, Manighetti et al. 2001b, Rouby et al. 1996, Sichler 1980, Souriot & Brun 1992, Tapponnier et al. 1990) but will not be discussed there, as we consider a very large scale that cannot take into account such phenomenon.

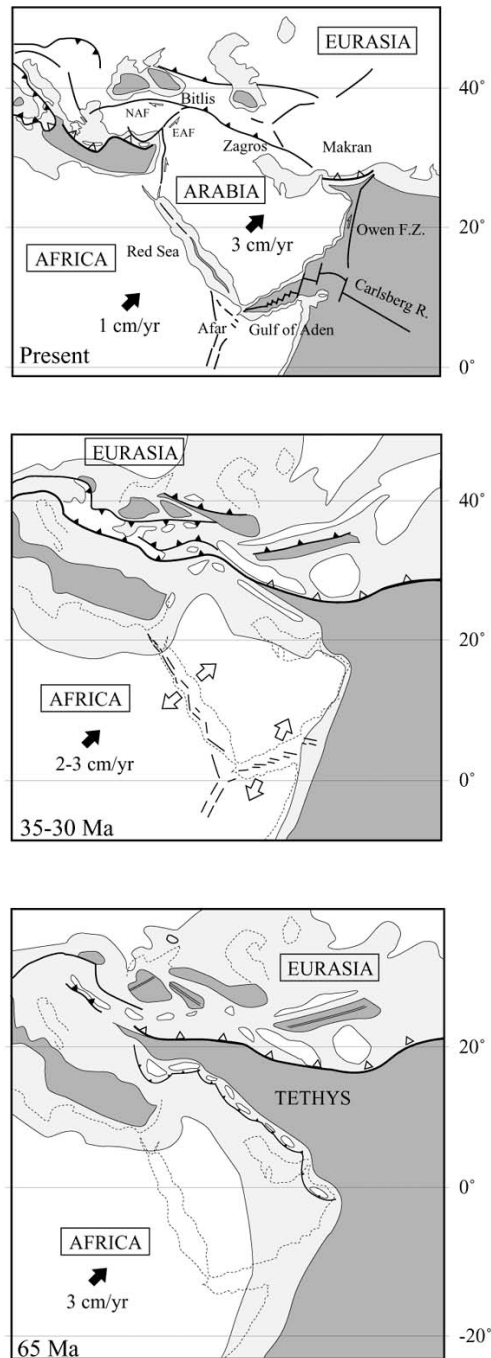


Fig. 2: Paleotectonic evolution since 65 Ma, modified from Dercourt et al. (1993). Black arrows are absolute velocities. Empty arrows are the direction of extension. At 65 Ma, Arabia had not collided Eurasia, a part of Tethyan ocean still existed in the north, around Turkey, and in the northeast, around Pakistan. Note the asymmetry of the Tethys, which is larger in the East. At 35 Ma, the Arabian platform had collided Eurasia, in Turkey, while the collision started in Iran. At this time, extension started in Gulf of Aden, Red Sea, Gulf of Suez and probably in the East African Rifts, contemporaneously with the activity of the Afar hot spot. Finally, in the present situation, the subduction is still active only in the easternmost part, beneath Makran. The suture is done in the Bitlis and Zagros regions.

The Red Sea and the Gulf of Suez (**Fig. 1**) which represent the western branch of the rift system first rifted at the beginning of the Oligocene (Bohannon 1989, Cochran & Martinez 1988, Le Pichon &

Gaulier 1988), possibly reactivating older weakness zones (Dixon et al. 1987). The onset of extension in the Red Sea occurred earlier than in the Gulf of Suez suggesting a northward propagation of the extensional front. In the Red Sea, dykes and basaltic floods emplaced during the Oligocene (Ghebread 1998) and syn-rift deposits accumulated from the Oligocene (34 Ma) to Miocene (14 Ma) (Bayer et al. 1988). Oligocene extensional direction is N20°E-30°E in the Gulf of Suez (Lyberis 1988), turning to N45°E in the southern Red Sea (Le Pichon & Gaulier 1988). Oceanic accretion has been detected only in the southern Red Sea and the timing of its onset is still under debated, ranging from 13 Ma (Le Pichon & Gaulier 1988) to 5 Ma (Martinez & Cochran 1988, Roeser 1975), or in two distinct phases (between 30 and 15 Ma, and from 5 Ma until present time (Girdler & Styles 1974). During Miocene times, the activity of the Gulf of Suez decreased as it was transferred to the Levant F.Z. (**Fig. 1**), which accommodated a total left-lateral displacement of 107 km (Quennel 1958), since 14 Ma (Bayer et al. 1988, Garfunkel 1981).

The eastern arm of the rift system is represented by the Gulf of Aden rift (**Fig. 1**). First syn-rift sediments are dated to late Eocene-early Oligocene, around 35 Ma (Roger et al. 1989, Watchorn et al. 1998). Extension proceeds in two stages, first N20°E and then N160°E (Huchon et al. 1991, Khanbari 2000, Lepvrier et al. 2002). In the eastern part of the Gulf of Aden, the onset of oceanic accretion is dated to the early Miocene (Sahota et al. 1995), around 18 Ma (Leroy et al. in prep) becoming younger westward. In the westernmost part of the Gulf it might have started around 3.5 Ma (Audin 1999, Cochran 1981, Courtillot et al. 1980, Manighetti et al. 1997). The rift and ridge global trend (N75°E) is strongly oblique to both the early syn-rift extension (N20°E) and the present relative plate motion (N27°E). The segmentation of the fault network is due to this obliquity (Fantozzi & Sgavetti 1998, Lepvrier et al. 2002). However, the origin of the obliquity is still enigmatic. Several mechanisms have been invoked: an oblique rifting due to a pre-existing lithospheric zone of weakness (Fantozzi & Sgavetti 1998, Withjack & Jamison 1986), an oblique rift propagation along such a weakness zone (Dauteuil et al. 2001), a propagation from the Carlsberg Ridge towards the Afar hot spot (Manighetti et al. 1997).

The timing and the evolution of the new plate boundaries are still open to question. Courtillot et al. (1987) proposed a two-phase model where extension occurred first in the East African Rifts at the end of Eocene and in the Red Sea/Gulf of Suez, while the Gulf of Aden started to open around 30 Ma (Manighetti et al. 1997) in the East, from the Carlsberg ridge, propagating towards the Afar hot spot and to the neck formed by the East African and Red Sea rift system. Girdler (1991) proposed that extension started in the eastern Gulf of Aden during the Eocene, and propagated towards the west, and then towards the North-West creating the Red Sea rift during Oligocene. Finally, Le Pichon & Gaulier (1988) proposed that extensional processes are rather synchronous and that accretion started around 13 Ma, in Red Sea and Gulf of Aden, when the Gulf of Aqaba and the Dead Sea were activated.

Despite the differences in the timing of propagation and formation of the new plate boundaries, the overall picture for the formation of the Arabian plate is rather well established. It includes the following points. a) A collisional process gets younger towards the east, first in Turkey around 40 Ma and later in Iran. Oceanic subduction remains active only further east, below Makran. b) The activity of the Afar hot spot started about 45 Ma with a peak of volcanism recorded between 35 Ma and 30 Ma. c) The break-up of Africa and the formation of rifts in the Gulf of Aden, Red Sea, and Afar started around 35 Ma. Hence, during increasing extension, oceanic accretion initiated from the Gulf of Aden (at 18 and 16 Ma) to the Red Sea (at 13 or 5 Ma). Contemporaneously with the formation of the Arabian plate, the absolute motion of Africa decreased from about 3 cm/yr until 40-30 Ma to the present-day rate of about 1 cm/yr (Burke 1996, Müller et al. 1993, O'Connor & Le Roex 1992, Silver et al. 1998).

While the temporal relationship between collision-subduction and the extension has already been noticed (Jolivet & Faccenna 2000), the role of the subduction process for the break-up of Africa has never been tested. Our experiments have been specifically designed to explore the connection between the subduction dynamics and the deformation of the African plate.

5.3 Model setup

We select four representative 3-D laboratory experiments from a larger set of twenty, to analyze the role of the subduction-collision processes in the development of a new extensional plate boundary in the subducting plate. We design our experiments in the following framework.

a) Since the aim of these experiments is to test the role of subduction in the deformation of the subducting plate, we set up our models in such a way that the main driving force is gravitational. The effect of thermal aging of the Tethyan oceanic lithosphere is simulated by imposing a constant density contrast between the oceanic lithosphere and the mantle of about 100 kg/m^3 . The initial density contrast is assumed to be preserved during all the subduction process, neglecting the possible role of phase changes (Bunge et al. 1997, Lithgow-Bertelloni & Richards 1998, Tetzlaff & Schmeling 2000) and of thermal diffusion. Therefore, our experiments are valid only if convection is faster than conduction: a condition which can be accepted only for a velocity of the slab/plate system of the order of a few cm/year (Bunge et al. 1997, Wortel 1982), as is the case in nature and in the experiments. In this way, the scaled level of slab pull in the experiment reaches $4.6 \cdot 10^{13} \text{ N/m}$ for 660 km depth, in agreement with the one estimated for natural system (Davies & Richards 1992, McKenzie 1977, Turcotte & Schubert 1982). Continental lithosphere, conversely, is set up positively buoyant with respect to the underlying material ($\Delta\rho = 20 \text{ kg/m}^3$). The subduction process is arbitrarily initiated by forcing the plate tip inside the syrup up to a level (corresponding to about 200 km in nature) where gravitational force overcomes the resisting forces.

Resisting forces are mainly related to viscous dissipation due to bending of the plate at trench. Sliding at subduction fault and along transform faults and the resistance to penetration inside the mantle play a subordinate role in our experiment (Becker et al. 1999, Conrad & Hager 1999, Faccenna et al. 2001, Funiciello et al. submitted-a). To avoid edge effects, our slab/plate system is isolated in the middle of the box (**Fig. 3**) and the subduction zone is lubricated by honey. Hence, the transform plate boundary and the subduction zone are considered to be as weak as the viscosity of the underlying material, and their strength should be considered as a lower bound.

b) We assume a mantle with no trench-relative motion as a reference frame. In this sense, we are interested in isolating the effect of the subduction process on the mantle convection. Flow is only generated by subduction and we do not consider the effects of global (Ricard et al. 1991) or local background flow (Russo & Silver 1994). For the aim of our experiments, we try to isolate the capability of the slab pull force to deform the subducting plate in its interior. Thus, we do not include in our system force related to the active upwelling of material due to the hot spot. The effect on the lithosphere of the hot-spot activity, however, has been partly included in our system by placing a thinner, lighter and weaker circular zone (equivalent to 300 km in diameter) inside the plate (**Table 1**).

c) The upper-lower mantle boundary is simulated by the bottom of the box positioned at an equivalent depth of 660 km. This approximation can be accepted only if the duration of the processes analyzed here (70 Myrs) does not exceed the time necessary for the slab to penetrate into the lower mantle. Geodynamic models (Christensen 1996, Davies 1995, Ito & King 1998, Zhong & Gurnis 1995a), indeed, show that penetration of the slab in the lower mantle can be significantly retarded by 100 Myrs or more due to the combined effect of the endothermic phase transition (Bina 1991, Kirby et al. 1991) and of the jump in viscosity with depth with a factor of 10 to 100 placed at a depth of 660 km (Davies & Richards 1992, Hager 1984, Mitrovica & Forte 1997). Moreover, some previous experimental works (Faccenna et al. 2001) have demonstrated that, for the relatively short time-scale analyzed, a rigid bottom at an equivalent depth of 660 km or a 10-100 times more viscous lower mantle have the same effects on the subduction evolution.

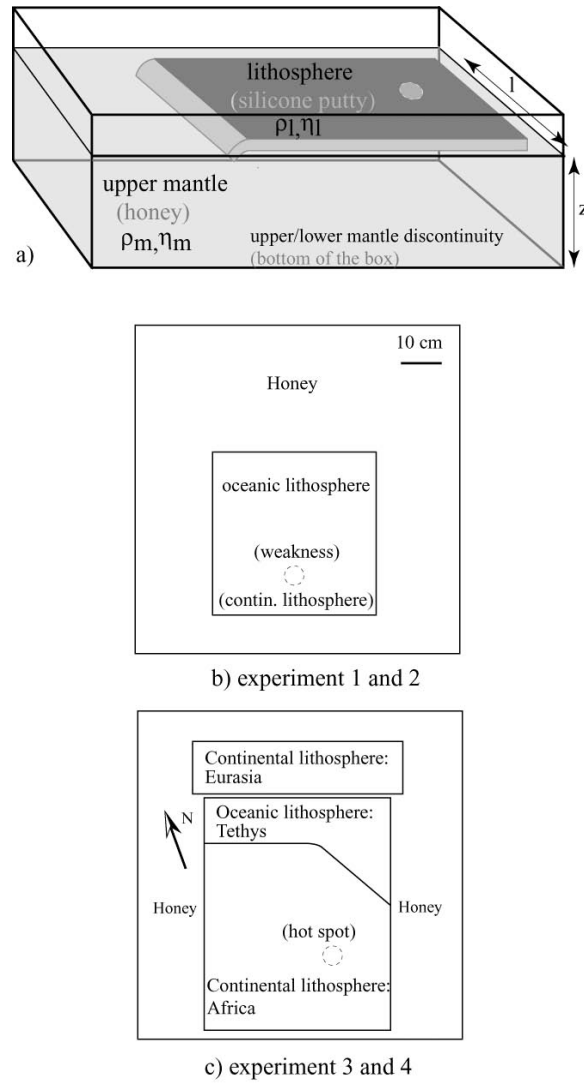


Fig. 3: Model set up. a) The silicone plate float on the honey in a rectangular plexiglas box. The thickness z of the honey layer is 11 cm, the plate thickness is 1.2 cm. The weakness is represented by the gray and dashed ellipse. Three different configurations in top view: b) the purely oceanic plate and the oceanic-continental plate with the transition parallel to the subduction and c) the oceanic-continental plate with a complex transition (with and without hot spot).

	Model	Nature
Oceanic lithosphere thickness (m)	0.012	70 000
Continental lithosphere thickness (m)	0.017	100 000
Characteristic length	1 cm	60 km
Oceanic lithosphere density (kg m^{-3})	1480	3300
Continental lithosphere density (kg m^{-3})	1360	3000
Upper mantle density (kg m^{-3})	1380	3220
Density contrast between oc. lith. and mantle	100	80
Oceanic lithosphere viscosity (Pa s)	200 000	4.10^{23}
Continental lithosphere viscosity (Pa s)	140 000	10^{23}
Upper mantle viscosity (Pa s)	460	4.10^{21}
Viscosity ratio(between oc. lith. and mantle)	430	100
Characteristic time	1 min	1 Ma

Table 1 : List of similarity criteria

d) The experiments are constructed assuming that the lithosphere behaves as a viscous plate (England & McKenzie 1982) overlying a less viscous mantle. Following the approach used in previous analogue studies (Becker et al. 1999, Faccenna et al. 1996, Griffiths et al. 1995, Guillou-Frottier et al. 1995, Kincaid & Olson 1987), the rheology of the lithosphere-mantle system is then approximated by a linear viscous multi-layer. In particular, we used silicone putty – honey, to approximate the long-term behavior of the slab-mantle system. Silicone putty (**Table 1**) is a visco-elastic material but the elastic component is negligible for the applied experimental strain rate. Hence, the silicone putty can be considered as a quasi-Newtonian fluid where stress increases linearly with strain rate (Weijermars 1986). It is composed of a pure polymeric substrate (polydimethylsiloxane-PDMS) with galena powder to vary both density and viscosity. The upper mantle has been modeled by honey, which is a Newtonian low-viscosity and high-density fluid (**Table 1**). The viscosity and density of each layer are constant and are considered as average of effective values. The viscosity ratio between the slab (η_s) and the upper mantle (η_{um}) is fixed to 460 respecting the range of natural viscosity contrast (Davies & Richards 1992, Hager 1984, Mitrovica & Forte 1997). The models are constructed using geometric and dynamic similarity criteria of Davy and Cobbold (1991) and Faccenna et al. (1999). Parameters and values for nature and the experimental system are listed in **Table 1**.

The multilayered system were arranged in a square Plexiglass tank (**Fig. 3**) (20 cm high, 80 cm long, and 80 cm wide). A total number of 20 different experiments were performed using variable combinations of thickness, viscosities, densities of the plate and mantle and different boundary conditions. Experiments were performed 2-6 times to ensure reproducibility. Each experiment was monitored using a sequence of photographs taken in time intervals (from 1 to 4 minutes) in the lateral and top view. Trench retreat and dip of the slab were measured using image-processing tools. Extensional deformations was measured using the grid drawn on the plates. The deformation field was visualized measuring both the elongation and the strike of the horizontal component of the strain ellipsoid (e_1 - e_2).

5.4 Results

5.4.1 Evolution of a single oceanic plate system

Experiment 1 (**Fig. 3b**) shows the behavior of a uniform oceanic plate subducting in the upper mantle and isolated from the possible influence of the overriding plate (**Fig. 4a**). The evolution of the experiment can be described in three different stages. In the first phase, the slab progressively sinks into the mantle increasing its dip, while the trench retreats backward (**Fig. 4a**). The subduction

velocity increases linearly with the slab length. In this phase, slab velocity (as well as the amount of trench retreat and plate motion) has been predicted by the balance of slab pull and bending resistance at trench (Becker et al. 1999, Faccenna et al. 2001). After 7-10 min, the slab reaches the bottom of the mantle attaining its maximum dip and trench retreat velocity. The second phase is characterized by the interaction between the slab tip and the bottom of the box. During this phase, the slab attains a backward reclined U-shape (**Fig. 4a**) and the plate accelerates while the trench advances. During a third phase, the slab flattens again reaching a dip of 60° while trench retreats again and plate motion slows down. The evolution of this experiment illustrates how the plate and trench motion depends upon the behavior of the slab at depth. In this case, the force produced by subduction is entirely transmitted to the plate. However, the plate does not deform in its interior, even if a weakness zone is located in its center.

5.4.2 Evolution of an oceanic-continental plate system

Experiment 2 (**Fig. 3b**) shows the behavior of an oceanic-continental plate subducting in the upper mantle without overriding plate (**Fig. 4a**). The continent-ocean transition in the subducting plate has been oriented parallel to the trench (**Fig. 3b**). During oceanic subduction, the evolution of the slab/plate system is very similar to the one shown before (**Fig. 4b**). The entrance of the continent at trench occurred, at $t=10$ min, during the third phase. From this moment the system evolution differs from the previous one as the subduction velocity progressively slows down and the trench keeps on advancing until the system stops. The amount of continental subduction necessary for the system to stop is about 350 km and this occurs when the system attains a neutral buoyancy, ($t = 17$ min). As in the previous experiment, the plate does not present any significant deformation in its interior even when inserting a weakness zone in the middle of the plate.

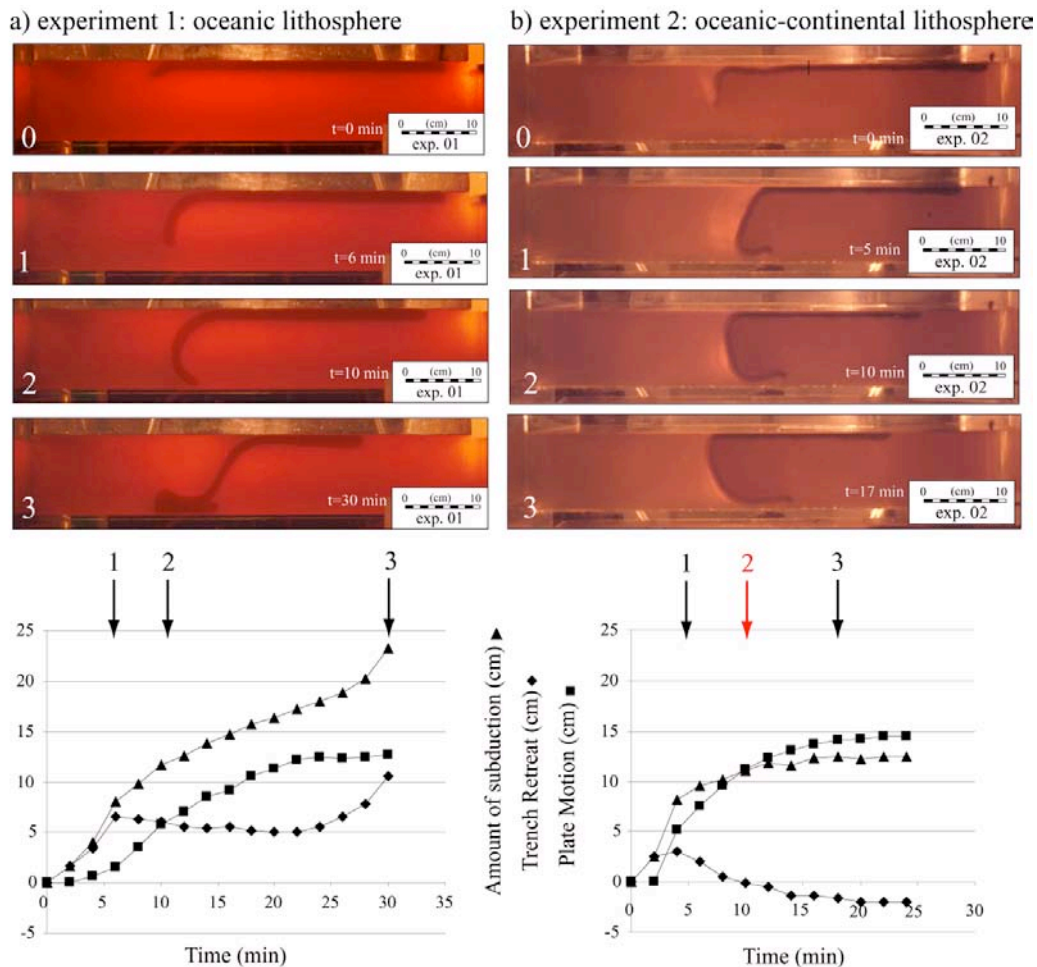


Fig. 4: Model of purely oceanic plate and ocean-continent (transition parallel to the subduction) plate subduction. Three steps of the system evolution. a) pictures and graph of the experiment 1 (purely oceanic experiment). In the first phase, the amount of subduction, the trench retreat and plate motion increase. In the second phase, when the slab tip interacts with the bottom of the model, the subduction and plate motion are slowed down, while trench advances. In the third phase, the trench restarts to retreat, the subduction accelerates, while the plate motion is again slowed down. b) pictures and graph of the experiment 2 (continent-ocean transition parallel to the subduction). The two first phases are similar to the oceanic experiment. During the third phase, when the continent enters in subduction, the amount of subduction and the plate motion are reduced, while the trench continues to advance. At the end of the experiment, the system stopped when the system has a neutral buoyancy, and all curves are quite horizontal.

Experiments 3 and 4 (**Fig. 2**) have been set up in such a manner to simulate a small portion (about 30 %) of the Africa-Tethyan system at the beginning of the Tertiary (Besse & Courtillot 1988, Dercourt et al. 1993, Gnos et al. 1997, Scotese et al. 1988). Hence, the ocean-continent transition in the subducting plate runs from parallel to oblique to the trench system (Figure 3c) in order to simulate the transition from the Mediterranean to the Middle East region (Figure 2). In the Mediterranean, the Alpine collisional system from the Rif-Betic to the Bitlis has been simplified by a ocean-continent transition parallel to the trench with a length of 25 cm (equivalent to 1500 km) (**Fig. 2 and 3c**). In the Middle East, at 65 Ma, the size of the Neo-Tethyan ocean is increasing from eastern Turkey (about

700 km (Besse & Courtillot 1988, Dercourt et al. 1993, Gnos et al. 1997)) to Pakistan (ranging from 1100-1400 km (Besse & Courtillot 1988, Gnos et al. 1997, Scotese et al. 1988) to 1700 km (Dercourt et al. 1993)). This paleogeography is modeled by varying the model ocean width from 12 cm (equivalent to 720 km) to 25 cm (equivalent to 1500 km). Collision is modeled by introducing an upper continental plate.

Experiment 3 (**Fig. 5**) is performed with a homogeneous continental plate, thus excluding the possible effect of the Afar hot-spot. The evolution of the system is characterized first by a phase of oceanic subduction, with acceleration of the subduction velocity, and then by a slowing down during the entrance of the continent in the subduction zone (at $t = 20\text{min}$). As in the previous experiment, the trench advances while the subduction velocity slows down (**Fig. 5a**). From this moment, the model evolution differs from the previous experiment, as the reduction of the subduction velocity affects only the portion of the experiment where continent entered the trench (in the western part). On the other side (east), oceanic material is still subducting, driving subduction and plate motion (**Fig. 5a**). Hence, while in the continental subduction zone, the trench advances slowly, in the oceanic subduction zone the trench retreats. This first produces a small clockwise rotation of the plate (**Fig. 5b and c**). Afterwards, the ocean also progressively closes in the region (east) where the continent-ocean transition is oriented obliquely to the trench. The increasing amount of continental subduction produces a general advancement of the trench also in the area where the ocean is still subducting. This differential velocity of subduction, increasing eastward, then triggers a small rigid counterclockwise rotation of the plate (**Fig. 5c**). However, once the trench is completely locked in the continental region, the tendency of the plate to rotate is accommodated by deformation of the plate itself. In addition, the plate presents a zone of deformation localized at the transition from collision to subduction. **Fig. 5c** shows the elongation of the strain ellipse. It attains maximum values of 0.25 at the subduction zone, whereas in the other portion of the plate attains a value of about 0.2. The major extension axes of the strain ellipse (represented by short lines in **Fig. 5c**) are rather well oriented perpendicular to the subduction zone, slightly turning to a more oblique trend towards the west. Along the segment a-b (**Fig. 5c**), the amount of extension inside the plate does not exceed 10 %.

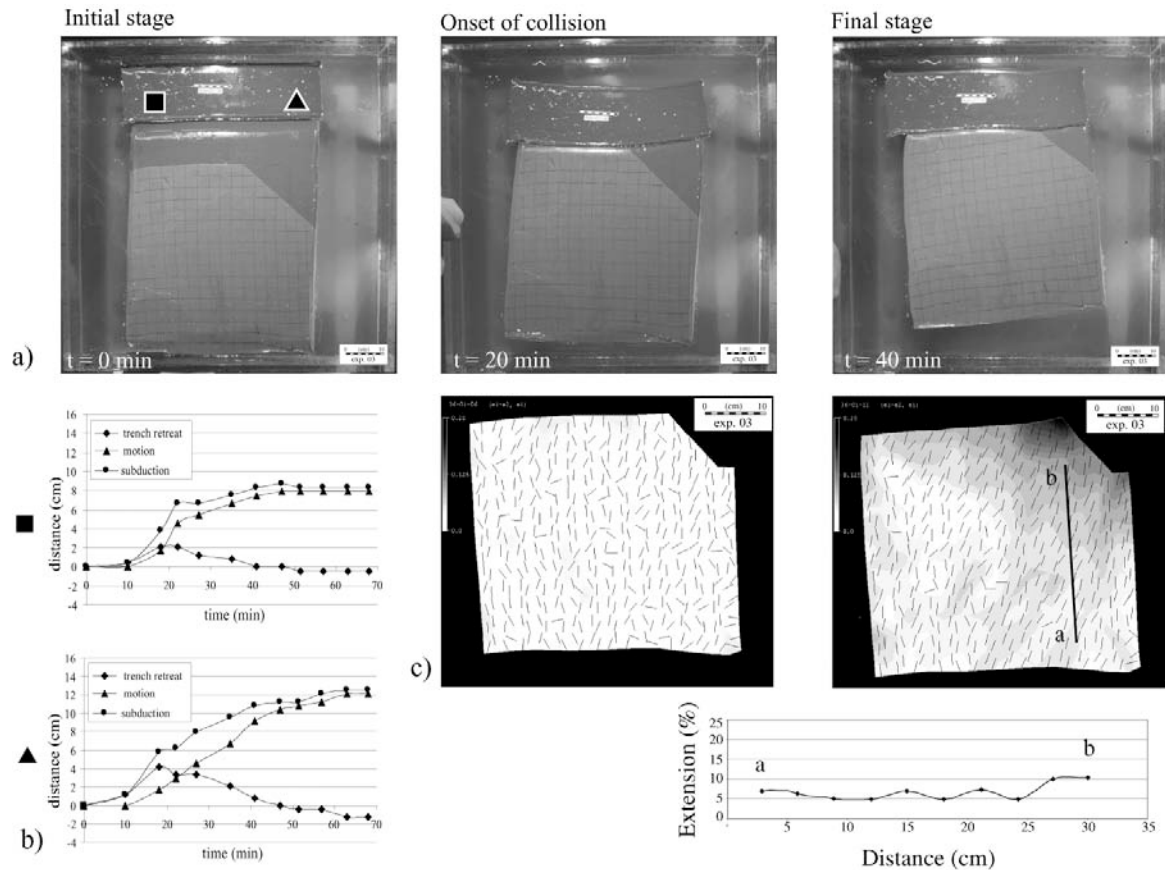


Fig. 5: Experiment 3. Oceanic-continental models without hot spot. a) Three pictures of top view of the models are shown, at the beginning of the experiment, just before the collision, and at the end. b) Curves of plate motion, trench motion, and amount of subduction. The upper diagram is from measures in the western part of the model (where the collision occurred first, square) and the lower one is from the eastern part (triangle). c) Strain maps are calculated: the short segments represent the orientation of extension (major axis of the strain ellipse), the gray scale shows the elongation of the strain ellipse (difference between major and minor axes) and dark colors signify high elongation. Finally, amount of extension is measured along relative segments. Before the collision the evolution is similar to the previous experiments. When and where the collision occurs, the subduction and the plate are slowed down, while the trench advances. Conversely, where the collision has not occurred (in the eastern part), the subduction is still active. The plate starts to deform in its interior as shown by the strain maps.

Experiment 4 is similar to experiment 3, except for the presence of a circular weak zone, simulating the Afar hot spot (**Fig. 3c and 6**). The overall evolution of the system is similar to the one illustrated in experiment 3. However, the presence of the weak zone produces a different distribution of strain intensity while the orientation of the maximum strain axis is similar to the previous experiment. Figure 6c shows that the strain intensity shows two maxima. One is centered at trench, at the transition between ocean and continent, as observed in the previous experiment. The other is centered in the weak zone, with similar values of 0.25 of the strain ellipsoid. In addition we note the presence of two deformation belts departing from the weak zone. The western one trends about N150°E and the eastern one N70°E (**Fig. 6c and 6e**). The amount of extension is measured along two segments. Along

segment a-b which crosses the weak zone, the extension attains 20-25 %, while along segment c-d which crosses one of the two zones of deformation, the extension attains 10-15 % (**Fig. 6d**). While in the eastern zones the strain directions (N20°E) are perpendicular to the subduction zone (N110°E), in the western part they are strongly oblique, at about N50°E. The combination of the trend of the deformed zone and the direction of extension in these zones produces an orthogonal extension in the western part and an oblique extension in the eastern part.

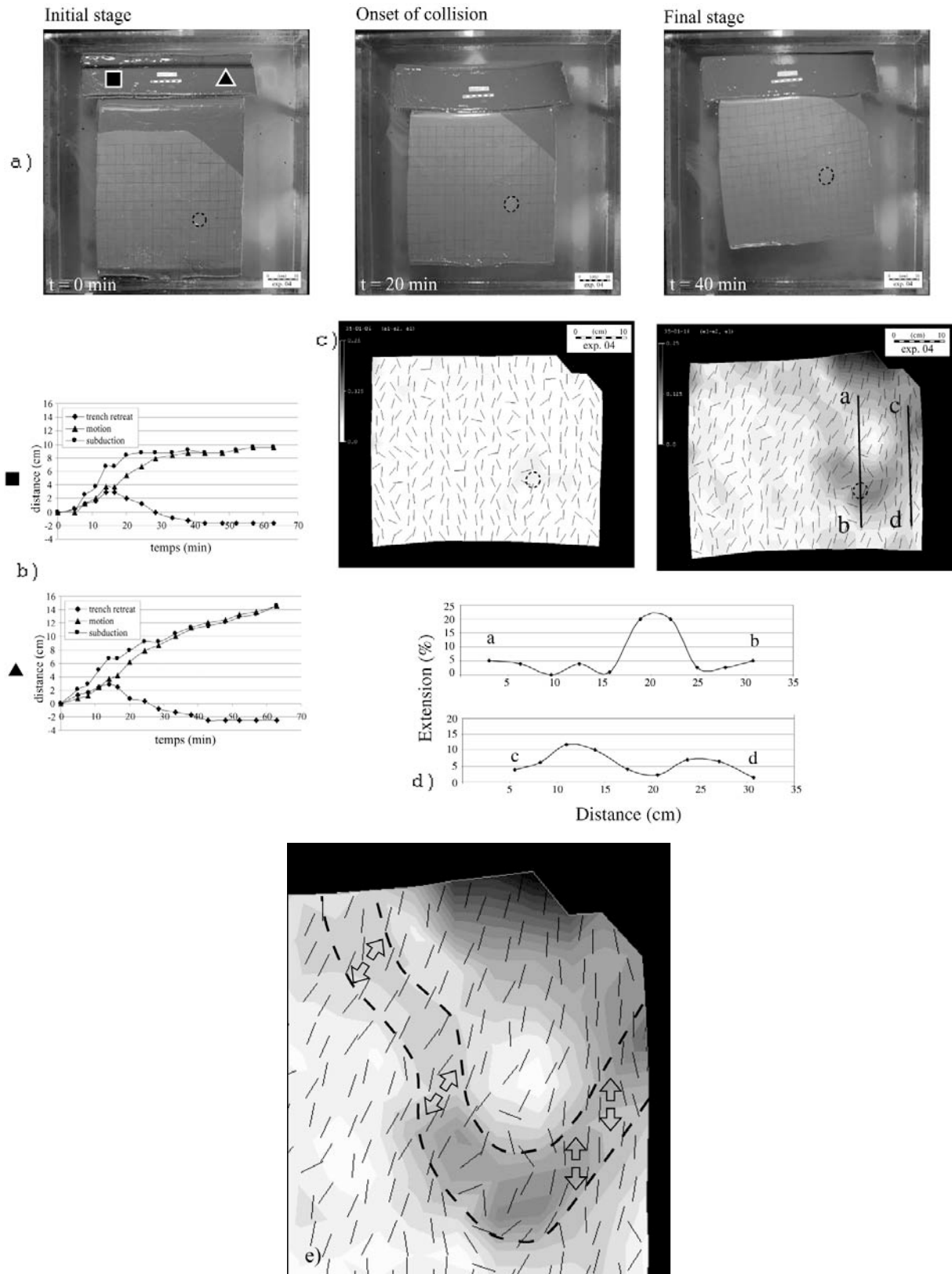


Fig. 6: Experiment 4. Same legend than figure 5 except e). Same model than in the figure 5 but with a circular hot spot. The evolution is similar to the model without hot spot, except for the strain distribution, which is localized at the weak zone. Two major zones of extensive deformation develop with different kinematics as a function of their position relatively to the weak zone and the subduction-collision boundary. e) Zoom of the deformed zone (Northeast part) at the last stage.

5.5 Interpretation of the experimental results: insights into the Arabia-Africa separation.

The four experiments presented here have been selected to show the role of subduction processes on the deformation of the subducting plate. We observe that in a simple configuration the forces generated by the subduction system are totally transferred to the plate boundaries. In other words, the motion of both the trench and the plate reacts to the changing configuration of the subduction system. The plate never deforms in its interior, even in the presence of a pre-existing weakness zone. In the same manner, the entrance of a continent at the trench produces only a slowing down and progressive locking of the system. In this sense, our experiments show that internal deformation of the subducting plate is difficult to reproduce: plates, once created, move entirely under the pulling force of the downwelling slabs. The amount of subduction is completely partitioned between trench migration (retreat in the experiment 1) and plate motion.

Experiment 3 shows that internal deformation of the plate has been obtained only by imposing a complex initial paleogeographic setting. First, the lateral transition and progressive time-space shift from subduction to collision is able to cause a rigid clockwise rotation of the plate itself towards the subduction zone. Afterwards, once the western portion of the trench in the collision zone is completely locked (after 360 km of continental subduction), the tendency of the plate to rotate is inhibited. The value of 360 km is in accordance with the analytical predictions of Molnar and Gray (1979) and Ranalli (2000). Therefore, the rotation pole shifts inside the plate at the collision-subduction transition and the plate itself is deformed in its interior under the pulling force of the eastern subducting oceanic seaway. In this eastern zone, the amount of subduction is still important, while it is greatly reduced in the western zone when the continental subduction occurs. However, the plate motion is slowed down and the trench retreat is inhibited by the continental subduction (in the western part) that induces also a stationary (or advancing) trench in the eastern part. The amount of subduction is not totally accommodated by plate motion and trench retreat. The plate deforms in its interior to fill this deficit.

Experiment 4 demonstrates that the geometry and the style of deformation are strictly related to the imposed paleogeographical setting. In fact, stress and strain localization inside the plate is achieved only by the presence of a weakness zone. From this weakness, we observe the formation of two narrow zones of extension delimiting a block pulled inside the subduction zone.

To summarize, our experiments show that a subducting plate can indeed deform (when its rotation pole migrates in its interior) by changing laterally the velocity field related to subduction. Comparison

between the experimental results and natural examples, of course, should be considered with care taking into account the numerous assumptions listed before and briefly recalled here.

First, our experimental run encompasses the Tertiary evolution of the region, whereas the subduction process has been active for a much longer time span. This choice is guided by the fact that in the late Cretaceous the northern subduction zone of the Neo-Tethys was temporarily inactivated, as attested by the initiation of a new subduction zone and of the obduction of the Oman ophiolites (Nicolas et al. 1988, Searle & Cox 1999, Shervais 2001).

Second, subduction processes in our experiment are restricted to the upper mantle. Our previous experiments (Faccenna et al. 2001) indeed indicate that this solution is appropriate when the investigated process occurs over a short time-scale (50 Myrs).

Third, due to experimental limitation, the size of the model African plate is largely reduced. However, this limitation should further corroborate our results as a larger plate would offer a larger resistance to the pull of the slab favoring the generation of a larger stress field inside it. This mechanism can also be enhanced by the presence of the deep continental roots below central-western Africa that can indeed anchor the plate to lower more viscous mantle (Stoddard & Abbott 1996, Zhong 2001).

Fourth, the resistance along the plate boundaries, both in the collision and in the transform zones (Meijer & Wortel 1999), has probably been underestimated. Thus no compressive deformations are generated in the vicinity of the collision. However, as mentioned above, the imposed boundary conditions and the level of slab pull produced by the upper mantle subduction correctly reproduce the slowing down of Africa absolute motion probably related to continental subduction and collisional process (diagram in **Fig. 5**). In the model, we observe a decrease in the plate motion during the collisional process (35 Ma) from 2 cm/yr (before the collision) to less than 1 cm/yr (when the collision is mature) at the end of the experiment. The African plate effectively slowed down from a velocity of 3 cm/yr before the Eurasia-Africa collision to 1 cm/yr after the collision (Burke 1996, Müller et al. 1993, O'Connor & Le Roex 1992).

Finally, and most important, the thermal effect and related melt generation are not included here. During rifting, these processes are considered fundamental to feed and enhance the extensional process to the point that continental lithosphere breaks up and oceanic lithosphere starts forming at the ridge. For this limitation our model is able to reproduce only the very initial stage of deformation and rifting.

Despite these over-simplifications, the result of experiments 3 and 4 do provide insights into the dynamics of the Arabia-Africa break-up. Two major points should be emphasized;

a) Experiments show that the rifting process is strictly connected to and caused by the collisional process and trench locking along the western portion of the northern plate boundary. Similarly, the

onset of rifting inside the African plate occurred soon after the onset of collision in Turkey. The complete locking of the western portion of the trench is the cause of rifting as suggested by Jolivet and Faccenna (2000). In our model, the differential stress field inside the African plate is generated by the differential evolution and along strike variation of the northern converging boundary. Stress field generated by the remaining active portion of the trench, further east below Makran, where oceanic lithosphere is still subducting, contrasts with the complete locking of the trench in the western portion. Once the African plate is locked in the West, the pull exerted by the Makran subduction zone, favors the separation of Arabia from the rest of the plate. This solution can then explain why the rifting and break-up of Africa occurred during the collisional process along a large part of the northern boundary. Finally, our experiments also demonstrate that in a simple subduction, one should not expect that the subducting plate deforms. Causes of plate break-up should be analyzed taking into account the 3-D geometry.

b) Our model does not include the convection process generated by the upwelling plume. Hence, we cannot define the role of the hot-spot in the genesis of the tensional stress field acting in the Afar region. However, our experiments show that the weakening effect generated by the action of the mantle plume over the lithosphere is fundamental as it localizes stresses inside the plate. Our experiments show that the geometry and kinematics of the two extending belts are directly related to the location of the Afar weakened zone with respect to the geometry of the trench. This solution can indeed justify the orientation of the Red Sea and the Gulf of Aden without invoking the presence of pre-existing linear zones of weakness (for the Gulf of Aden as suggested by Berhe (1986), Katz (1987), and Morgan (1983)) and fits well the directions of extension. This model does not need a propagation of rifting from the eastern boundary (Courtillot et al. 1987, Manighetti et al. 1997) and corroborates the stratigraphic evidences of a synchronous syn-rift base. The rifting could have begun quite synchronously along the whole Gulf of Aden, or have propagated very fast, between the Afar hot spot and the Carlsberg ridge extremities. This ridge obviously offers an additional zone of weakness favorable to strain localization, although we show that its presence is not necessary to reproduce the plate boundary geometry.

The onset of accretion in the Red Sea, around 5 Ma (Martinez & Cochran 1988, Roeser 1975) or 13 Ma (Le Pichon & Gaulier 1988), occurred latter than in the Gulf of Aden, at 18 Ma in the East (Leroy et al. in prep). The Red Sea opens at an average velocity around 1.5 cm/yr (Chu & Gordon 1998, Le Pichon & Gaulier 1988) and the Gulf of Aden at 2 cm/yr (Jestin et al. 1994). These observations are in good agreement with the analogue models where the plate is deformed with internal rotation whose rotation pole is located in the western part of the plate. Thus, the extension rate increases from East to West, inducing an earlier break-up and an higher accretion rate in the East (Gulf of Aden), although the extensional event started quite simultaneously.

5.6 Conclusions

We have performed a set of experiments in the laboratory to investigate the role of the subduction processes in the break-up of the subducting plate. Despite the approximation used in the experiments, the result of this study can be used to analyze the formation of the Arabian plate. We found that intraplate stresses, which generated the Red Sea-Gulf of Aden rift system, can be related to the evolution of the northern convergent margin of the African plate. Two necessary conditions are recognized. First, the velocity field along the margin should be discontinuous so that the plate is submitted to differential stress field. The Tertiary paleogeographic pattern reconstructed in previous studies can indeed be appropriate to simulate this condition. At about 30-35 Ma, the collisional margin in the Mediterranean was probably locked whereas under the eastern Makran margin, oceanic lithosphere was still actively subducting. Second, intraplate stresses and strain localization is favored by the presence of a weakness zone. The position of the Afar hot-spot, simulated only in its weakening effect, not only caused the localization of the extension but also induced the formation of two rifts, the Red Sea and the Gulf of Aden.

The Arabian plate separated from Africa at around 30 Ma because (1) it was locked in the North in the collision zone and pulled in the East by the subducting slab below the Makran and (2) because the Afar hot spot had weakened the African lithosphere.

6. Discussion

6.1 Les conditions aux limites

Les expériences préliminaires montrent que l'extension s'initie dans des conditions très particulières : une plaque fixe et confinée, une plaque mobile et confinée avec une faiblesse. Lorsque la fosse se déplace (en retrait) au cours de la subduction, le manteau sous le slab subit des pressions importantes et cela provoque un fluage latéral autour du slab (depuis le compartiment en surpression sous la plaque et la slab vers le compartiment sous la plaque chevauchante). Lorsque ce fluage latéral est inhibé, notamment par la condition confinée, le manteau en surpression exerce sur le slab une force normale qui peut déformer le slab et la plaque attachée. Ainsi de l'extension est générée dans la plaque en subduction.

Classiquement, les études géodynamiques considéraient que la présence d'une subduction active à une extrémité de la plaque en question est une source suffisante de contraintes extensives. Les expériences préliminaires présentées ici montrent qu'une subduction « simple », c'est à dire libre de se déplacer en réponse à des forces internes au système et non confinée, ne génère pas de contraintes extensives.

Les conditions, plaque fixe, plaque confinée, sont, dans un premier temps, difficiles à appliquer à la nature. Effectivement, il est difficile de justifier un système mantellique fermé d'où les matériaux ne peuvent s'échapper lorsqu'ils sont en surpression. Toutefois, ces conditions peuvent être discutées.

Une condition peut se rapprocher du confinement : lorsqu'une plaque est très large, les conditions qui doivent régner dans le manteau au centre de la plaque ne sont peut être pas très différentes de celles qui règnent quand le système est fermé. Par exemple, à la fin du Crétacé, la Téthys subductait sous l'Eurasie et la longueur de la subduction devait être de l'ordre de 10000 km, depuis le Nord de l'Afrique jusqu'à l'Est de l'Inde (**Figure 130**). Au centre de ce système, le manteau sous le slab et la plaque en subduction est « très loin » d'un possible bord libre (en Europe ou en Asie du Sud-Est). De ce fait, le manteau est plus ou moins confiné sous la subduction et la plaque. Ce confinement peut générer des contraintes extensives, comme nous l'avons vu en modèle analogique dans l'expérience où la plaque est confinée, mobile et contenant une faiblesse. Le rifting et l'accrétion se mettent effectivement en place entre les Seychelles et Madagascar, vers 70-80 Ma, au centre d'un système en subduction très large, en présence du point chaud de Marion (voir Storey (1995) et Storey et al. (1995)).

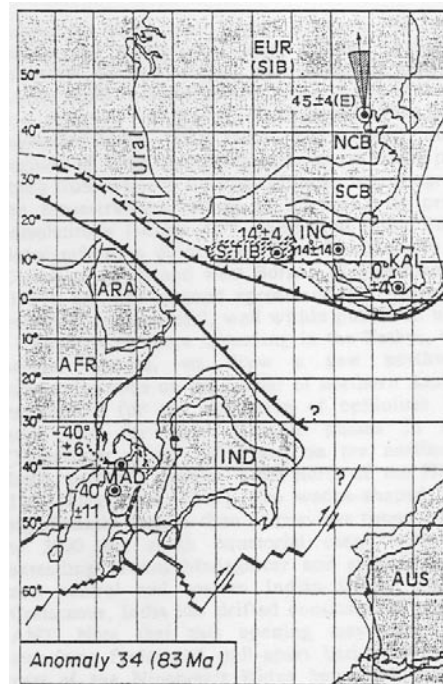


Figure 130 : Configuration de la Téthys à 83 Ma (Besse & Courtillot 1988). La séparation Inde-Madagascar intervient après l'épisode d'obduction (que nous négligeons) figuré sur la figure au Nord de l'Inde et de l'Arabie. Au moment de la séparation, la subduction est donc très longue et les déformations extensives s'initient au milieu du système (entre l'Inde et Madagascar) au niveau du point chaud Marion.

Concernant la condition plaque fixe des expériences préliminaires, il est difficile de justifier (dans tous les cas) un système où la plaque qui subducte n'est pas libre de se déplacer. Cette condition peut être appliquée à des zones de subduction, telles que la subduction des Calabres, où une subduction de taille limitée est liée à une très grande plaque qui se déplace peu [Faccenna, 2001 #549].

Dans les expériences avec la lithosphère continentale (article), la subduction du continent provoque un ralentissement de la plaque et une l'extension intraplaque décrite. Dans les expériences préliminaires, la subduction d'une plaque fixe mais non confinée ne produit pas d'extension dans celle-ci. C'est uniquement la présence du continent et de sa paléogéographie oblique qui génèrent l'extension intraplaque. Il apparaît donc que la collision est indispensable, dans le cas l'Arabie, pour générer les déformations intraplaques, comme suggéré par Jolivet et Faccenna (2000).

De manière plus générale, il semble qu'il soit nécessaire de perturber la vitesse de la fosse et/ou de la plaque. Comme nous l'avons vu au début du chapitre, la vitesse de subduction est égale à la somme de la vitesse de la plaque et celle de retrait de la fosse. Dans le cas de la plaque Arabe, la collision diachrone le long de sa frontière Nord, provoque une diminution de la vitesse de plaque et une diminution de la vitesse de retrait de la fosse (qui devient même négative puisque celle-ci avance), tandis que la vitesse de subduction, dans la zone où la subduction est encore active, demeure globalement inchangée. Pour contrebalancer ce « déficit de vitesse », la plaque doit nécessairement se déformer.

La collision, que l'on pense être, indirectement, responsable de l'extension en Afrique, semble, de plus, devoir répondre à certaines conditions. En effet, si l'on s'intéresse au cas de l'Inde, sa collision avec l'Eurasie n'a pas causé de déformations extensives apparentes. L'évolution de l'Inde est similaire à celle de l'Arabie à quelques différences près. L'Inde entre en collision avec l'Eurasie au niveau de son extrémité Nord-Ouest (voir par exemple (Besse & Courtillot 1988)), puis la collision progresse vers l'Est accompagnée de la rotation de la plaque qui « répond » donc à la collision par une diminution de sa vitesse et une rotation. De ce fait, aucune déformation interne de la plaque n'est initiée.

Cette observation montre que la collision doit être généralisée, ce qui semble être le cas au niveau de la collision Afrique-Eurasie, sur une distance minimale pour induire des déformations intraplaques. Cette collision généralisée induit une rotation particulière de la plaque. Dans les expériences présentées dans l'article (celles avec le continent représentant l'Afrique), la rotation n'est pas rigide comme le laissent supposer les déformations intraplaques mesurées, précédemment évoquées et interprétées comme responsables de la séparation Afrique-Arabie. Sur la **Figure 131**, on voit que les bords de la plaque ne sont pas affectés de la même quantité de rotation. Le bord Est et Sud commence à tourner après 20 mn approximativement (la collision intervient après 15 mn approximativement). La vitesse de rotation décroît ensuite au cours du temps de manière régulière à mesure que la collision se développe. Le bord Ouest est, dans un premier temps affecté d'une rotation d'amplitude similaire. Après 50 mn, la vitesse de rotation est fortement ralentit, ce que l'on interprète comme l'effet de la collision généralisée à l'Ouest, qui bloque complètement le système. Ces différences de vitesse de rotation illustrent une fois encore les déformations internes de la plaque, et le fait que la collision doit être généralisée. On peut supposer que dans le cas de l'Inde, une expérience similaire aurait montré des courbes de rotation confondues attestant de l'absence de déformation intraplaques.

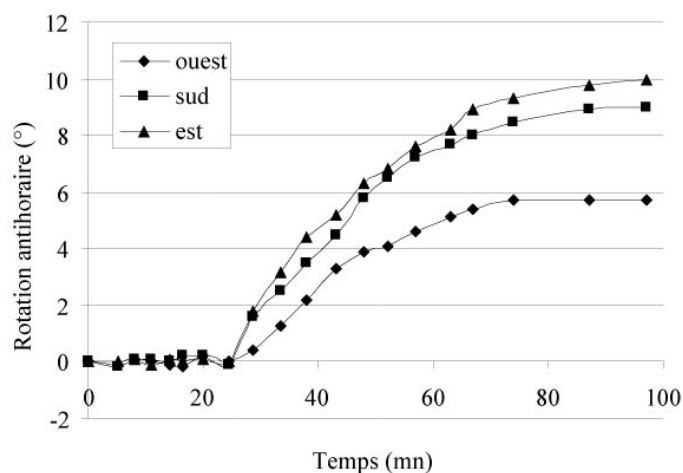


Figure 131 : Rotation des bords de la plaque continentale dans les expériences avec le continent de l'article.

6.2 Localisation de la déformation

Déterminer l'importance relative, dans la séparation Afrique-Arabie, du slab pull et du point chaud est très difficile, de même que savoir si la séparation avait pu avoir lieu en présence d'un des deux phénomènes uniquement.

Les contraintes extensives générées par un point chaud semblent capables de déformer la lithosphère sus-jacente et former un rift (Bott 1992). La question est de savoir si un tel rift peut se propager et mener à la déchirure continentale dans le contexte généralement compressif des continents (Zoback 1992), bien que ce ne soit pas dans les objectifs de ce travail de déterminer quelles forces étaient prépondérantes. Les rifts est-africains semblent se déformer sous l'action seule du point chaud des Afars. Leur faible vitesse d'extension pendant une longue période (plus de 30 Ma) semble montrer que la déchirure ne peut être atteinte en l'absence de conditions aux limites favorables (en tension).

Pour savoir si la fragmentation intraplaque peut se produire sans la présence du point chaud, il eut fallu mener des expériences localisantes, c'est à dire comprenant notamment une portion de croûte et de manteau de comportement cassant (Bonnet 1996, Benes & Davy 1996, Davy et al. 1995). En effet, les expériences sans zone de faiblesse ne montrent que peu de déformations intraplaques. Cela vient du fait que la rhéologie non localisante des matériaux visqueux Newtoniens ne génère pas de déformations intraplaques localisées. De ce fait, avec une rhéologie localisante, nous aurions pu, peut être, obtenir des déformations intraplaques même sans point chaud.

Dans le cas de l'Arabie, le point chaud et la subduction agissent ensemble et contribuent à la fragmentation des plaques. A l'intérieur de la plate-forme arabe, Hancock et al. (1984) décrivent une série de structures extensives et de fractures paléogènes compatibles avec une extension N/S à N20°E. Ces observations sont cohérentes avec le régime extensif produit par la traction aux limites de la subduction le long de la frontière Nord et argumentent bien en la faveur d'une origine passive du rifting. L'Arabie est, toute entière, en tension et la déformation se localise au niveau du Golfe d'Aden, vers 30-35 Ma, par la présence du point chaud avec la géométrie décrite dans l'article. Durant le Néogène, les structures indiquent une compression sans doute reliée à la collision le long de cette même frontière Nord (Hancock et al. 1984) et à l'effet des dorsales qui se mettent en place dans le Golfe d'Aden et en Mer Rouge, pendant le Miocène.

6.3 Géométrie du rift et directions d'extension

Les expériences montrent donc que l'extension en Afrique et la séparation de l'Arabie sont dues aux conditions de fermeture de la Téthys d'une part et à la présence du point chaud des Afars d'autre part. La conséquence importante pour le Golfe d'Aden est la formation d'un rift de direction oblique à

la direction d'extension. Les expériences montrent que l'effet couplé de la subduction au Nord et du point chaud suffit à générer un rift de direction approximativement N75°E (comme dans le Golfe d'Aden) où une extension est active de direction N20°E (perpendiculaire à la subduction environ N110°E). Une autre branche se développe à approximativement 90°, représentant la Mer Rouge.

Propagation, héritage ?

Il n'est pas nécessaire de provoquer une propagation du rifting depuis la dorsale Carlsberg en direction des Afars, comme cela est suggéré par les modèles de propagation (Courtilot 1980, Courtilot et al. 1987, Courtilot et al. 1980, Manighetti et al. 1997), pour générer une telle direction de rift. Même si elle a pu se produire, la propagation d'un rift en direction d'une faiblesse est encore à tester mécaniquement. De plus, les enregistrements stratigraphiques ne permettent pas d'argumenter en la faveur de la propagation du rifting. En revanche, selon les données disponibles actuellement, il semble effectivement que la dorsale se soit propagée d'Ouest en Est (ce que nous commenterons plus loin). De plus, d'après les données disponibles, le rifting a commencé dans le Golfe d'Aden avant (ou en même temps) qu'il ne commence en Mer Rouge. Il semble que le rifting du Golfe d'Aden n'a donc pas pu se propager en direction du coude Mer Rouge-Rift Ethiopien au niveau des Afars (Courtilot et al. 1987).

Khanbari (2000) a suggéré que l'extension N160°E soit due aux contraintes en extrémité de crack liées à la propagation de la déchirure continentale vers le point chaud des Afars. Cela implique un diachronisme important, calé sur les vitesses de propagation de la dorsale. Ce modèle nécessite que la dorsale soit active à l'Est pendant que le rifting est actif à l'Ouest. La base des sédiments post-rift est datée vers 21-17 Ma au Yémen (Watchorn et al. 1998) à l'Ouest de la transformante Alula Fartak et vers 18 Ma en Oman à l'Est de cette transformante (Roger et al. 1989). Cela montre que la fin du rifting est (presque) synchrone sur toute la longueur du Golfe. Le début de l'accrétion est daté à 17,6 Ma (d'Acremont et al. 2002) à l'Est de Alula Fartak et vers 16 Ma à l'Ouest de cette transformante puis progressivement plus jeune en se déplaçant vers l'Ouest (Khanbari 2000). Ces datations de l'initiation de l'accrétion sont pourtant encore peu sûres (d'Acremont, communication personnelle). La propagation ne semble pas continue. Les contraintes générées en extrémité de crack n'ont pu l'être que très localement et durant un temps très court, ce qui laisse penser qu'un tel modèle ne semble pas capable de générer des contraintes extensives de direction N160°E de manière généralisée le long de tout le Golfe. De plus, on ne sait pas si la propagation d'un crack lithosphérique peut produire un niveau de contrainte suffisant à générer des déformations extensives.

Les résultats montrent que l'extension oblique dans le Golfe d'Aden n'est pas non plus forcément due à une faiblesse lithosphérique de direction N75°E, comme cela était suggéré par Berhe (1986), Katz (1987) et Morgan (1983), mais peut se localiser de manière oblique et dynamique comme Malkin et Chemenda (1991) et Chemenda et al. (2002) l'ont déjà remarqué. Ces derniers obtiennent des géométries similaires au système Golfe d'Aden-Mer Rouge, dans des modèles analogiques avec un matériau plastique reposant sur un fluide (**Figure 132**). Dans ces expériences, les géométries discutées peuvent être obtenues sans même la présence d'un faiblesse (point chaud). Toutefois, ces zones en extension, à un fort angle de la direction d'extension, semble être dues aux conditions aux limites : la plaque est étirée par le déplacement d'un piston mobile auquel elle est attachée. Aux extrémités, la plaque ne peut donc se déplacer dans une direction perpendiculaire au mouvement du piston. Cette condition induit, au centre de la plaque, une déformation (en compression) perpendiculairement à l'extension. C'est, semble-t-il, ces conditions qui génèrent les bandes obliques à l'extension, en accord avec la théorie de la plasticité. Ces conditions sont particulièrement bien adaptée aux contextes compressifs tels qu'au niveau de la convergence Inde-Asie, et s'applique donc bien au développement du Rift du Lac Baikal (Chemenda et al. 2000).

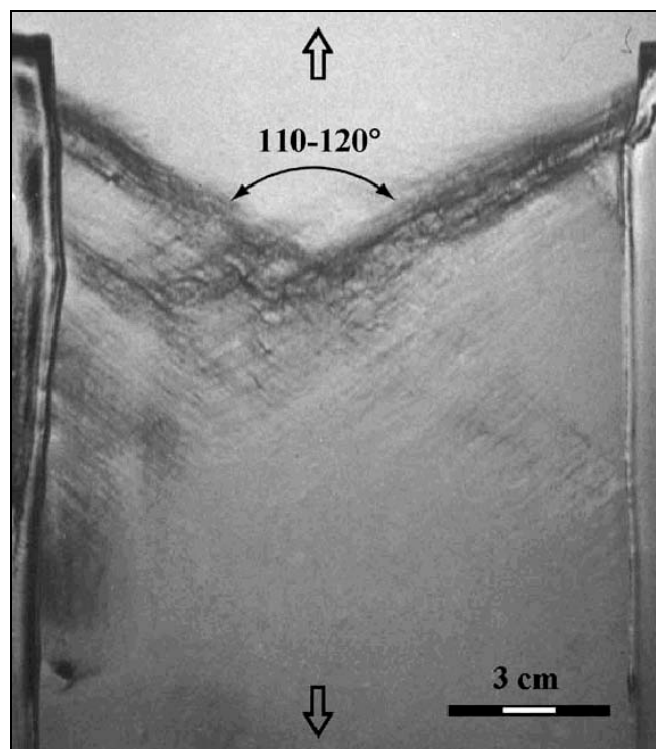


Figure 132 : Rifts obliques dans un matériau plastique (Chemenda et al. 2002)

Indépendamment de cela, la localisation d'un rift oblique sans faiblesse lithosphérique préexistante a des implications sur le modèle de rifting qu'il faut alors considérer. Dans un modèle de rifting oblique classique, la discontinuité à la base de la croûte est nécessaire et préexistante. Dès le début du rifting, l'obliquité est définie et localisée. Le réseau de failles est donc composé de failles sub-

perpendiculaires à l'extension imposée aux limites et de failles parallèles au rift (voir chapitre 4.). Ces failles parallèles au rift se forment dans les parties externes, de même que dans le Golfe d'Aden.

Modèle de développement du Golfe d'Aden

Le modèle que nous proposons est un peu différent. L'extension semble, dans un premier temps, accommodée par des bassins et des failles réactivés de direction moyenne N110°E, perpendiculaires à l'extension N20°E, qui se trouvent dans la zone oblique conséquence de la présence du point chaud. L'extension est donc dans un premier temps N20°E. L'effet de la direction globale du rift ne se fait pas sentir au début, puisqu'elle n'est pas encore réellement définie. Ces grands bassins réactivés génèrent en fait des zones de rifting orthogonal disposés en échelon. Les modèles de rifting oblique ne semblent donc, au début, « pas applicables ». Puis, à mesure que la déformation s'accumule, une zone d'amincissement lithosphérique se généralise.

L'amincissement lithosphérique produit des variations de densité, lesquelles peuvent être responsables d'un état de contrainte local extensif dans la lithosphère (Artyushkov 1973, Fleitout & Froidevaux 1982). Cet état de contrainte local se surimpose à l'état de contrainte régional changeant ainsi les directions et amplitudes des contraintes principales (Sonder 1990). L'angle γ , entre l'extension régionale et l'extension résultante (résultante de l'interaction entre les contraintes locales et régionales) (**Figure 133**), peut être exprimé en fonction de l'angle θ entre l'extension régionale et locale et du rapport entre les magnitudes des contraintes régionales et locales (**Figure 134**) (Sonder 1990, Zoback 1992). Il apparaît, logiquement, que l'extension résultante est de direction intermédiaire entre celle de l'extension locale et régionale, suivant les intensités relatives des deux états de contraintes. Ne connaissant pas l'amplitude des contraintes, on ne peut calculer le rapport utilisé dans la **Figure 134**. Toutefois on peut, partiellement, raisonner sur les directions de contraintes régionales et locales et considérer une extension résultante de direction N-S/N160°E (**Figure 135**).

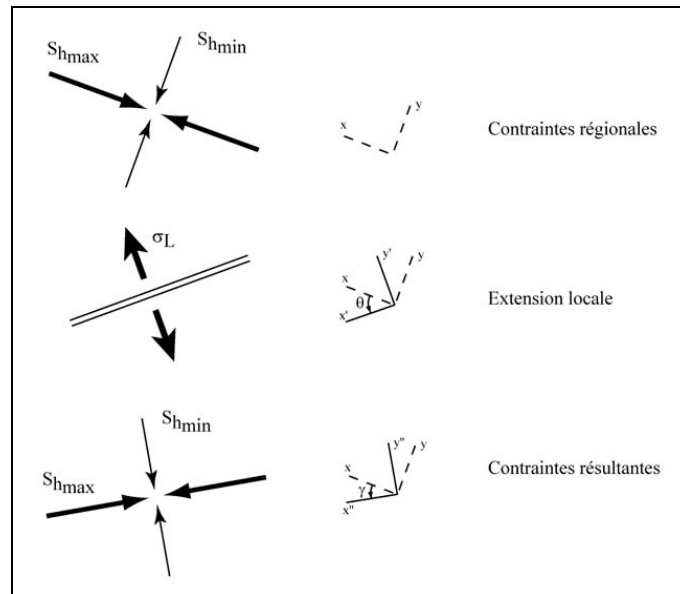


Figure 133 : Interaction entre les contraintes générées aux limites et locales modifié d’après Sonder (1990) et appliqué au Golfe d’Aden. Les contraintes générées aux limites (dites contraintes régionales) ont une direction de contrainte minimale (extension) N20°E. Les contraintes locales générées par un rift de direction N70°E ont une direction d’extension N160°E. La combinaison de ces deux extensions doit résulter en une extension de direction intermédiaire entre N20°E et N160°E, suivant le rapport des contraintes.

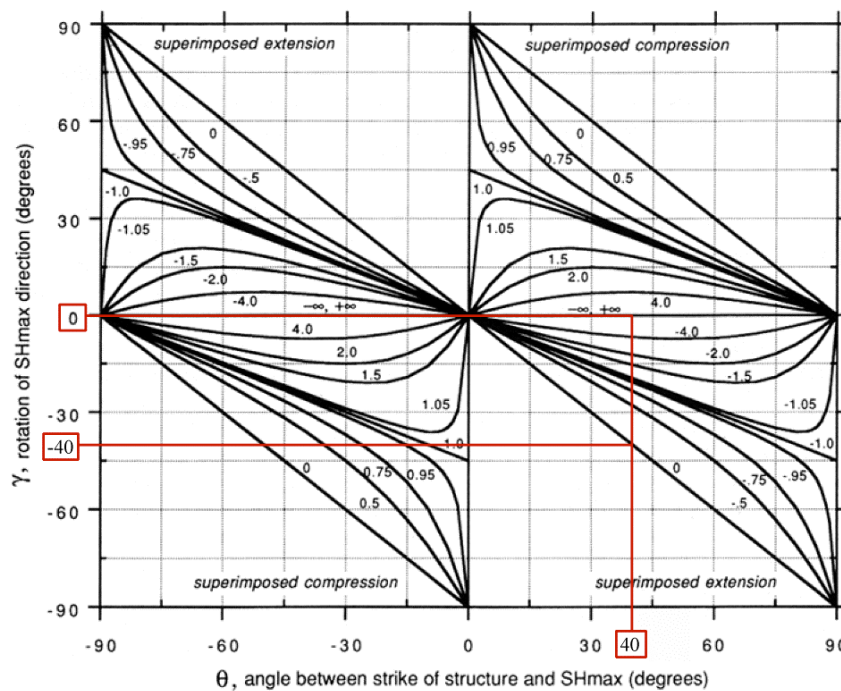


Figure 134 : Rotation de la direction d’extension en fonction de l’angle θ entre la direction de la structure (ici le rift d’Aden N70°E) et la direction de la contrainte horizontale la plus grande (ici N110°E puisque la direction d’extension est N20°E) et du rapport entre les contraintes. Pour le Golfe d’Aden, il doit se produire une rotation antihoraire de la contrainte extensive d’un angle entre 0 et 40°, suivant le rapport des contraintes. Si la contrainte locale est beaucoup plus grande que la contrainte régionale, la déviation est proche de 40° (donc une extension N160°E, inversement elle est proche de 0°.

Le caractère tardif de l'extension N160°E mesurée sur le terrain semble cohérent avec ce modèle où l'extension locale doit être induite lorsque le rifting est « mature », c'est à dire lorsqu'il a généré un amincissement significatif, donc par définition tardif, et capable de générer des contraintes suffisantes pour produire des déformations. Toutefois, l'extension N20°E est encore active car c'est elle qui guide l'ouverture du Golfe et continue d'agir lors de l'initiation de l'accrétion.

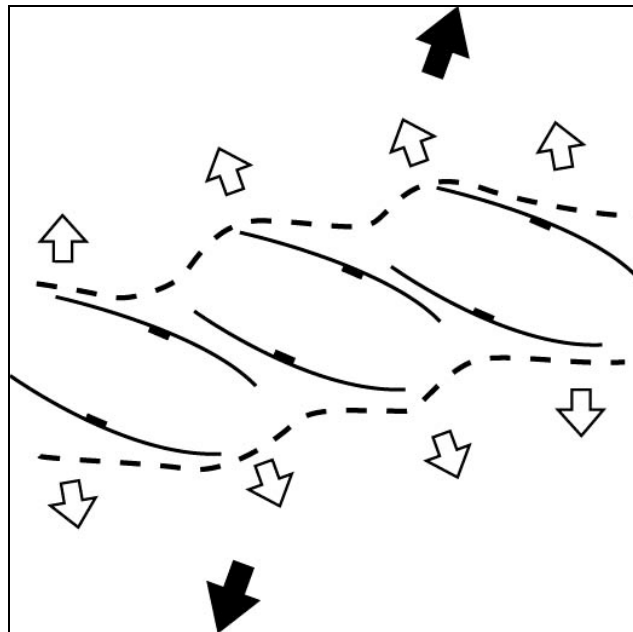


Figure 135 : Structure très schématique du rift du Golfe d'Aden. L'extension se localise sur une zone de direction N75°E. Cette localisation se fait par la réactivation de bassins en échelon. La zone d'amincissement est guidée par l'extension dans ces bassins et non par une faiblesse sous-jacente. Cet amincissement génère une extension locale de direction sub-perpendiculaire au rift.

Remarques complémentaires

Un problème subsiste quant au changement d'orientation vers 55°E de longitude, où la dorsale passe de N140°E à N75°E. Cette géométrie n'est pas expliquée par nos modèles. Ce changement de direction se situe au niveau de la limite lithosphère continentale-lithosphère océanique. Une solution est que l'ouverture de l'océan indien pendant le Paléogène se produise jusqu'à la marge est-omanaise (Mountain & Prell 1990). Ainsi, la direction N140°E, direction de dorsale indienne, est acquise précocement dans l'Est du Golfe d'Aden, où l'extension est active au niveau de la dorsale pendant le Paléogène. Vers 35 Ma, l'extension continentale se met en place entre le point chaud des Afars et l'extrémité Ouest de cette dorsale, avec une direction N75°E compatible avec la direction observée dans les modèles analogiques.

Pourtant Fournier et al. (2002) suggèrent une évolution différente. La direction de la dorsale (N140°E) dans l'Est du Golfe est en fait tardive. Cette direction est acquise par la migration du point triple Arabie-Inde Somalie (voir chapitre 1). Le segment de direction N140°E est donc actuellement un segment de dorsale indienne qui « remplace » progressivement la dorsale d'Aden. Dans ce modèle, la dorsale d'Aden était donc, au Miocène, de direction approximativement E-W avant la migration du point triple, direction à peu près compatible avec la direction obtenue dans les modèles. Toutefois, il subsiste des problèmes quant à l'interprétation de cette zone, l'histoire du bassin d'Owen et de l'Est du Golfe d'Aden comportant encore des zones d'ombres.

Enfin, l'accrétion en Mer Rouge, à partir de 5 Ma (Martinez & Cochran 1988, Roeser 1975) ou à partir de 13 Ma (Le Pichon & Gaulier 1988), commence plus tard que dans le Golfe d'Aden où elle commence vers 17,6 Ma à l'Est (d'Acremont et al. in prep) et apparemment plus tard à l'Ouest du Golfe. De plus, la mer Rouge s'ouvre à une vitesse moyenne de 1,5 cm/an (Chu & Gordon 1998, Le Pichon & Gaulier 1988) et le Golfe d'Aden à 2 cm/an (Jestin et al. 1994).

Les modèles analogiques présentés dans l'article reproduisent ce schéma. La plaque Afrique est déformée, au moment de la collision, avec un pôle de rotation interne situé à l'Ouest de la plaque. L'extension augmente donc d'Est en Ouest, induisant une déchirure continentale précoce à l'Est et un taux d'accrétion plus important, bien que l'épisode extensif commence (presque) simultanément.

7. Conclusions

Les déformations intraplaques et l'individualisation de l'Arabie peuvent être générées par l'action de la subduction de la Téthys au Nord sous l'Eurasie. Toutefois ces déformations sont liées à la collision avec l'Eurasie. La collision à l'Eocène de l'Arabie avec l'Eurasie, au niveau de la Turquie actuelle, provoque un ralentissement de la plaque Afrique, tandis que la subduction est toujours active au Sud-Est. Cette asymétrie de la Téthys induit un slab pull actif au Sud-Est et une collision au Nord. Cette variation le long de la frontière génère les contraintes intraplaques responsables des déformations et de l'initiation des rifts de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden. Il apparaît que de telles déformations sont impossibles dans un mode de subduction classique où la lithosphère océanique subduit sous un continent.

Les déformations se localisent à l'intérieur du continent grâce à la présence du point chaud des Afars. Cette hétérogénéité provoque un agencement des déformations particulier où l'extension est accommodée le long de deux zones obliques à environ 90-100° l'une de l'autre. La branche Ouest subit une déformation à peu près orthogonale tandis que la branche Est subit une déformation oblique (la zone est environ N70°E et l'extension N20°E). Cette cinématique reproduit assez fidèlement ce que l'on observe respectivement en Mer Rouge et dans le Golfe d'Aden.

La direction du Golfe d'Aden semble donc due à une localisation dynamique de la déformation et non à une discontinuité lithosphérique préexistante. Il semble aussi que l'initiation du rifting soit synchrone le long du Golfe. Le modèle de rifting oblique pour le Golfe d'Aden est relié à l'origine de cette obliquité. Au début de l'extension, des bassins et des failles N110°E environ sont réactivés par l'extension N20°E due aux conditions aux limites. Le rifting, à mesure qu'il se développe, tend à amincir la lithosphère là où les bassins sont réactivés. Cet amincissement de la lithosphère provoque des déséquilibres au niveau des bords du rift. Ces déséquilibres génèrent des contraintes extensives perpendiculaires aux zones d'amincissement. Ces contraintes locales viennent « s'ajouter » aux contraintes générées par les conditions aux limites et modifient le champ de contrainte localement. Ce champ de contrainte est caractérisé par une direction d'extension entre la direction d'extension N20°E et la perpendiculaire à la zone d'amincissement (dont l'orientation varie entre N45°E et N120°E à cause de la disposition en échelon des bassins. C'est l'explication que nous privilégions pour l'extension tardive N160°E. Cette extension crée les géométries de failles décrites et interprétées au chapitre précédent, les failles de direction changeante et les failles N70°E notamment.

Lorsque le rifting a produit un amincissement suffisant, la dorsale met en place à partir de l'Est (vers 18 Ma) et vers l'Ouest, de manière apparemment plus tardive. En Mer Rouge, où le rifting a commencé au même moment que dans le Golfe d'Aden (ou légèrement plus tard, à 1 ou 2 Ma près), l'accrétion ne commence que tardivement pendant la deuxième moitié du Miocène. Ce diachronisme

s'explique par l'augmentation de l'intensité de l'extension d'Ouest en Est où elle est maximale. La plaque Afrique subit en effet une déformation interne dont le « pôle » est situé au Nord Ouest de la plaque, induisant une vitesse d'extension croissante vers le Sud-Est. L'individualisation de l'Arabie est achevée lorsque la faille du Levant est activée accompagnant le début de l'accrétion en Mer Rouge (Le Pichon & Gaulier 1988).

CONCLUSIONS

Les conclusions de ce mémoire se divisent en deux parties. La première synthétise les conclusions thématiques. Nous avons montré l'influence de la subduction et des conditions aux limites sur les mécanismes d'initiation du rifting. Nous avons aussi caractérisé l'influence, sur la croissance des réseaux de failles normales, de deux paramètres : les niveaux ductiles et la réactivation de failles.

La deuxième partie est une synthèse régionale des modèles appliqués au Golfe d'Aden, en tant que frontière sud divergente de la plaque Arabe. Nous tentons d'expliquer l'initiation du rift et les forces motrices, les conséquences de ce mode d'initiation sur le mode de rifting et les différentes extensions actives dans le rift. Les failles normales qui constituent le rift sont naturellement influencées par le mode de rifting ; nous insistons aussi particulièrement sur les effets de la réactivation de failles antérieures au rifting et pendant l'épisode lui-même.

1. Conclusions thématiques

Les conclusions thématiques de cette thèse sont à regrouper en deux catégories suivant l'échelle de travail : nous avons étudié l'influence des conditions aux limites sur la formation des rifts et l'influence de l'état rhéologique et mécanique du système, en d'autres termes la présence de discontinuités préexistantes et de niveaux ductiles.

Les conditions aux limites jouent un rôle prépondérant car elles conditionnent les modes d'action des forces motrices (ou résistance) susceptibles de générer les déformations intraplaques. Nous avons étudié les effets du slab pull sur la déformation de la plaque liée au slab. Il apparaît que, dans un système lithosphère-slab-manteau libre dans les trois dimensions de l'espace, la subduction, guidée par le slab pull, est incapable de générer des déformations intraplaques significatives. Les conditions libres signifient une plaque libre de se déplacer, une fosse mobile et des conditions latérales non-confinées

de manière à permettre au manteau de circuler autour du slab. Ce résultat est important dans le sens où il tempère les interprétations géodynamiques qui accordait à une subduction le rôle de source de contraintes extensives, négligeant les conditions 3-D du système. C'est seulement sous certaines conditions extrêmes que la subduction génère des déformations extensives dans la plaque. Ces conditions sont un confinement latéral et une immobilité de la plaque en subduction. La première condition tend à inhiber le retrait de la fosse dans le sens où le manteau sous le slab ne peut circuler librement et donc agit rétroactivement sur le slab en empêchant son mouvement de retrait. La deuxième condition force la vitesse de la plaque à être nulle. Les déformations extensives ne semblent donc possibles que lorsque les vitesses de retrait et de plaque sont perturbées et ne peuvent accommoder la vitesse de subduction. Un des facteurs perturbant peut être l'initiation d'une subduction continentale et d'une collision. La subduction continentale est un phénomène qui tend à ralentir le système jusqu'à son arrêt total. Nous verrons dans les conclusions régionales comment en pratique cela peut jouer sur les déformations intraplaques. Il faut ajouter à cela les phénomènes locaux dans la lithosphère. Ces phénomènes sont par exemple une hétérogénéité de résistance et une source locale de contraintes extensives, souvent dues à l'activité d'un point chaud.

Il ressort de cette étude que les deux phénomènes, slab pull et point chaud (du moins en tant qu'anomalie de résistance) sont nécessaires pour fragmenter une plaque. Toutefois, des modélisations avec des rhéologies décrivant mieux le comportement total de la lithosphère permettraient certainement de répondre à cette question de manière plus tranchée et quantitative en estimant mieux la part d'influence de chacun.

A l'échelle de la croûte, les caractéristiques du système déformé sont des paramètres importants et ont été pris en compte classiquement en termes de comportement de la couche cassante homogène. Dans cette thèse, nous avons étudié les effets de la présence de discontinuités préexistantes réactivées et de niveaux ductiles basaux. Ces deux paramètres contrôlent le réseau de faille de plusieurs manières.

Ils contrôlent la géométrie des grandes failles : leur espacement est influencé par la résistance des niveaux ductiles notamment ; leur orientation est influencée par la réactivation éventuelle de failles anciennes obliques à l'extension.

Ils contrôlent l'évolution des zones de relais. La réactivation de failles peut donner à celles-ci le statut de failles de relais grâce à leurs orientations. Les zones de relais se trouvent alors très différentes des relais classiques (dans les relais classiques, les failles interagissent un certain temps avant de se connecter éventuellement).

De ce fait, dans les stades précoces de l'évolution d'une zone de relais, les petites failles secondaires et les dépocentres se voient fortement influencés par la réactivation. Une faille de relais

composée d'une faille réactivée limite la formation de petites failles puisque la période d'interaction n'existe pas et localise, à son niveau, les dépo-centres par son activité précoce.

Les niveaux ductiles par les forts rejets qui induisent favorisent les perturbations de contraintes et les interactions entre les failles et, par exemple, produisent, à proximité des grandes failles, beaucoup de petites failles aux orientations dispersées.

Enfin, le lien entre l'échelle lithosphérique et crustale se fait notamment par la cinématique du rift qui influence l'organisation des failles normales à l'intérieur du rift. La géométrie et l'évolution d'un réseau de faille sont contrôlées, d'une part, par l'obliquité entre la direction du rift et celle de l'extension et, d'autre part, par l'origine de cette obliquité, comme cela est illustré dans la partie suivante.

2. Conclusions régionales

Initiation de l'extension et naissance du rift du Golfe d'Aden

Les modèles analogiques présentés dans le chapitre 5 montrent que l'extension dans le Nord-Est de l'Afrique à l'Oligocène ne peut être produite qu'en présence à la fois de conditions particulières de subduction au Nord et du point chaud des Afars. La conditions de subduction favorable est une collision diachrone le long de la frontière. Celle-ci débute vers 40 Ma en Turquie, accompagnée d'un blocage généralisé à l'Ouest au niveau de la frontière Afrique-Eurasie en Méditerranée (**Figure 136**). Cette collision ralentit le mouvement de la plaque Afrique à partir de 35 Ma. Simultanément, la subduction est toujours active à l'Est à une vitesse constante, alors que la plaque est freinée. De plus, la fosse n'est pas d'un mouvement de retrait, influencée par la subduction continentale qui induit une fosse stationnaire ou qui avance. Ces conditions induisent une déformation interne de la plaque Afrique, suivant une géométrie particulière liée à la géométrie du continent et aux conditions aux limites. Ces déformations ne se localisent pourtant qu'en présence d'une faiblesse qui représente une des conséquences de l'activité du point chaud des Afars. Dans cette zone une déformation très importante est accumulée ainsi que le long de deux zones sub-linéaires à environ 100° l'une de l'autre. Dans la branche Ouest, l'extension est sub-perpendiculaire à la direction de la branche. Dans la branche Est, l'extension est oblique. Cette géométrie et cette cinématique reproduit assez fidèlement celles de l'initiation de la séparation Afrique-Arabie, caractérisée par la formation de la Mer Rouge à l'Ouest et du Golfe d'Aden à l'Est du point chaud. Cette explication explique bien le paradoxe apparent du synchronisme entre la collision au Nord de la plaque et l'initiation de l'extension au Sud.

L'extension oblique dans le Golfe d'Aden est générée sans discontinuité lithosphérique préexistante de même direction du Golfe (N75°E) et est due à l'interaction entre les conditions aux limites et le point chaud. De plus, le rifting semble synchrone le long du Golfe ou bien se propage très rapidement sans que nous puissions le mesurer. Ce synchronisme est assez en accord avec les contraintes stratigraphiques qui indiquent une base du syn-rift apparemment contemporaine le long du Golfe.

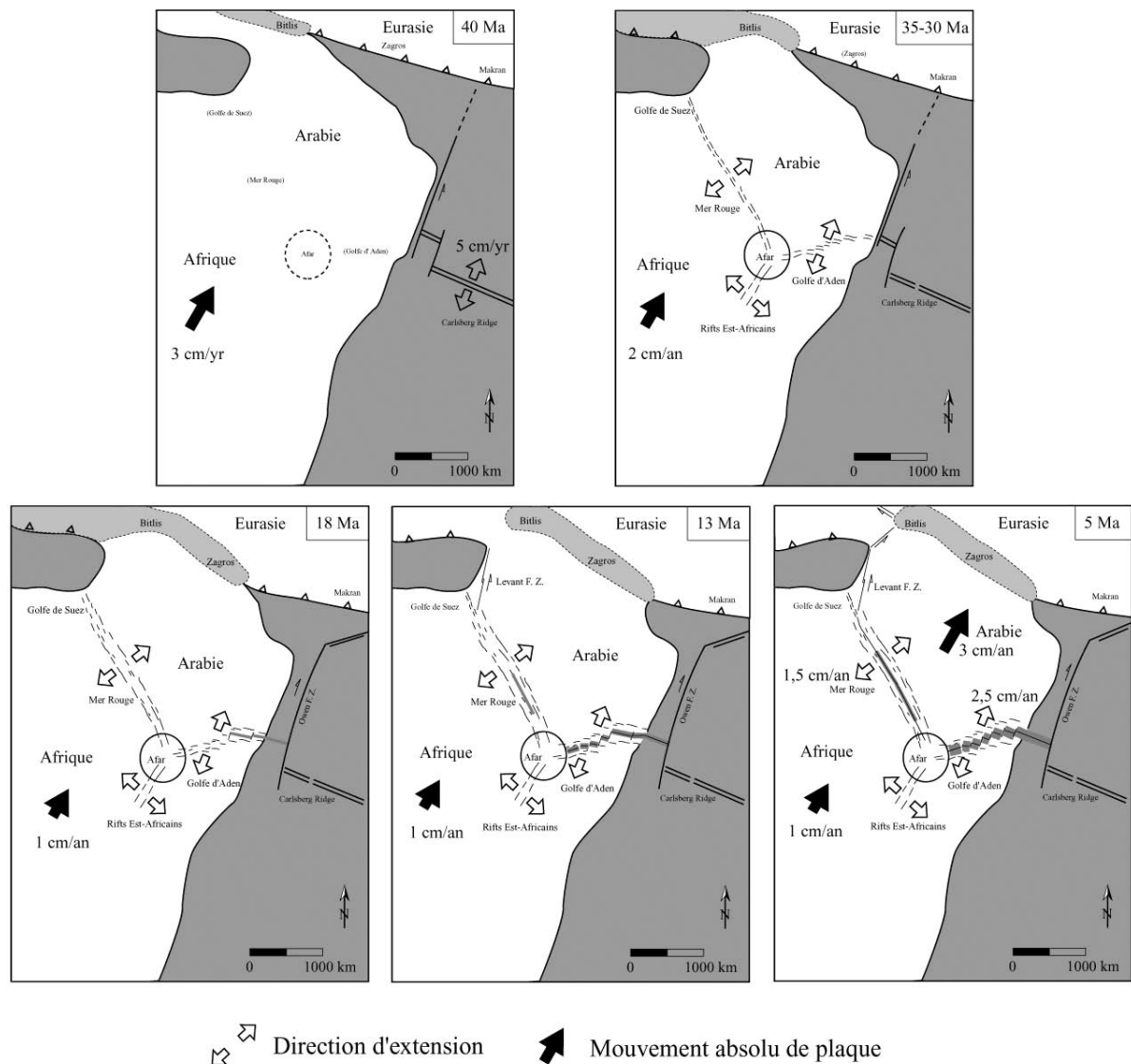


Figure 136 : Evolution de la plaque Arabe et du Golfe d'Aden depuis 40 Ma. Vers 40 Ma, la collision est initiée au Nord. Vers 30-35 Ma, la collision progresse et les rifts la Mer Rouge et du Golfe d'Aden s'initient simultanément (à 1 ou 2 Ma près). Les rifts est-africains s'initient probablement un peu plus tard mais ne sont pas détaillés sur le figure. Vers 18 Ma, l'accrétion se met en place dans l'Est du Golfe d'Aden, là où l'extension est la plus forte. Elle se met en place un peu plus tard dans l'Ouest du Golfe (vers 16 Ma) puis en Mer Rouge vers 13 Ma avec l'initiation de la faille du Levant. Depuis cette période, la plaque Arabe (individualisée sauf au niveau des Afars et du Nord de la Mer Rouge) retrouve la vitesse qui était la sienne à l'Eocène (environ 3 cm/an vers le Nord-Est) quand elle était solidaire de l'Afrique (qui maintenant a une vitesse plus faible de l'ordre de 1 cm/an).

Développement du rift

Dans cette zone de déformation, des bassins de direction N110°E sont présents et réactivés. De par l'obliquité entre la zone de déformation et la direction d'extension les bassins réactivés sont disposés en échelon. La disposition en échelon est toutefois naturellement contrôlée par la position initiale des bassins réactivés. Cette disposition est significativement différente de celle obtenue si la croûte avait été homogène. Les modèles de rifting oblique montrent une disposition en échelon très régulière, avec des bassins en relais, dont le recouvrement est « fixe ». Le transfert de la déformation se fait par des zones d'accommodation située en extrémité des bassins. Le transfert de la déformation d'un bassin à un autre est là encore un peu différent dans le Golfe d'Aden. En effet, des transformantes (notamment Alula Fartak) se trouvent localisées au milieu de bassins réactivés (en l'occurrence le bassin de Qamar), phénomène dû à la disposition en échelon irrégulière.

Quand le rift est mature, la structuration de la lithosphère et la répartition des zones d'amincissement tend à générer des contraintes locales extensives sub-perpendiculaires à la zone d'amincissement. Ce phénomène explique la présence le long de la marge de directions d'extension oblique (N-S à N160°E notamment) à l'extension précoce N20°E. Ces extensions sont tardives et provoquent une réactivation oblique de failles N110°E. Des géométries caractéristiques sont en effet observées le long du Golfe, surtout dans les zones externes. On observe des failles de directions variables, aux dépointes localisés au niveau des changements de direction. Cette extension peut aussi réactiver des structures de socle préexistantes N20°E à N45°E. Cette réactivation pourrait être à l'origine de la structure du bassin de Qamar recoupé par une transformante. Cela montre notamment que les failles transformantes ne situent pas uniquement au niveau des zones de transfert ou des hauts structuraux.

3. Perspectives

Les modèles analogiques présentés dans cette thèse s'intéressaient à deux échelles différentes : l'échelle lithosphère-manteau pour étudier l'initiation du rifting, l'échelle de la croûte pour la géométrie des failles normales.

Plusieurs expériences sont à réaliser pour compléter celles présentées ici. A l'échelle de la lithosphère, des expériences doivent être réalisées en prenant en compte le manteau inférieur, une convection thermique, une stratification rhéologique de la lithosphère notamment. A l'échelle de la croûte, il serait intéressant de réaliser plusieurs expériences avec des discontinuités préexistantes, de manière plus systématique. De plus, l'expérience qu'il eût été intéressant de réaliser est une double

extension sur des conditions basales d'extension homogène (caoutchouc). Une première extension très courte permettrait de générer un réseau de failles normales qui n'ont pas encore recoupé tout le modèle mais qui se répartissent dans le modèle avec leur organisation propre. Une extension oblique à la première nous informerait comment ce réseau « vrai » de failles normales est réactivé. Ce type d'expérience est pourtant difficile techniquement car elle nécessite de tirer sur un caoutchouc dans deux sens différents.

Le lien entre ces deux échelles a été fait de manière théorique pendant cette thèse. Il s'agissait notamment de contraindre l'influence de l'obliquité d'un rift sur la géométrie de ses failles normales, dans le cas particulier où l'obliquité du rifting n'est pas due à la réactivation d'une faiblesse lithosphérique préexistante. Nous avons émis l'hypothèse que cette influence peut se produire par des contraintes extensives tardives sur les bords du rift perpendiculaires à celui-ci, réactivant les failles normales néoformées (et réactivées) dans les stades précoces de l'extension.

Cette idée doit alors être testée, en modèles analogiques notamment réalisés à une échelle « intermédiaire ». Des expériences à cette échelle (**Figure 137**) ont été réalisées et publiées (Allemand 1988, Allemand & Brun 1991, Allemand et al. 1989, Bonnet 1996, Benes & Davy 1996, Brun 1999, Brun & Beslier 1996, Davy et al. 1995, Sornette et al. 1993). Il s'agit d'utiliser les conditions aux limites générées dans les modèles analogiques à l'échelle lithosphère-manteau et de les appliquer à un système lithosphérique avec une rhéologie réaliste (stratification cassant-ductile). Ces modèles permettraient d'étudier les relations entre le développement du rift et son réseau de failles normales, par exemple dans le cas d'un rifting oblique dont la direction n'est pas due à une faiblesse lithosphérique préexistante.

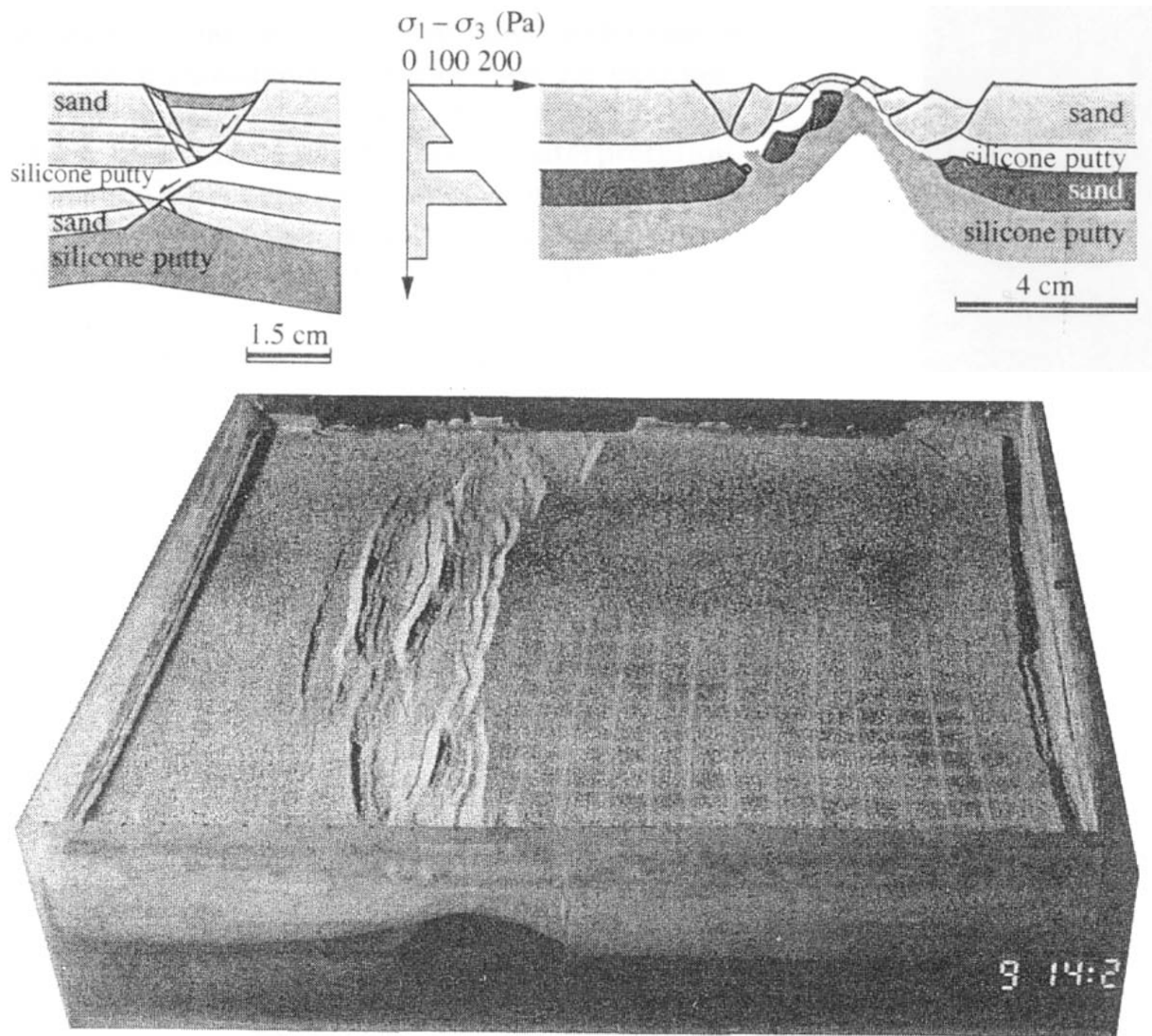


Figure 137 : Modèles d'extension lithosphérique. En haut, modèle quadricouche (croûte cassante et ductile, manteau cassant et ductile) (Brun 1999). En bas, modèle tricouche (croûte cassante et ductile, manteau lithosphérique) (Benes & Davy 1996).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ackermann, R. V., Schlische, R. W. & Withjack, M. O. 2001. The geometric and statistical evolution of normal fault systems: an experimental study of the effects of mechanical layer thickness on scaling laws. *Journal of Structural Geology* **23**, 1803-1819.
- Acton, G. D., Stein, S. & Engeln, J. F. 1991. Block rotation and extension in Afar: A comparison to oceanic microplate systems. *Tectonics* **10**, 501-526.
- Alavi, M. 1980. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology* **8**, 144-149.
- Al-Husseini, M. I. 2000. Origin of the arabian plate structures: Amar collision and Nadj Rift. *GeoArabia* **5**(4), 527-542.
- Allemand, P. 1988. Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. Unpublished Thèse d'université thesis, Université de Rennes I.
- Allemand, P. & Brun, J. P. 1991. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. *Tectonophysics* **188**, 63-69.
- Allemand, P., Brun, J. P., Davy, P. & Driessche, J. V. D. 1989. Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bulletin de la Société Géologique de France* **8**(V(3)), 445-451.
- Allen, M. B., Inger, S., Blanc, E. J. P., Ghassemi, M., Jackson, J., Talebian, M. & Walker, R. 2001. Neotectonic orogeny and basin development in Iran. In: *AAPG*.
- Argus, D. F. & Gordon, R. G. 1991. No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1. *Geophysical Research Letters* **18**, 2039-2042.
- 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 des Afars, Denis Diderot.
- Audin, L., Manighetti, I., Tapponnier, P., Métivier, F., Jacques, E. & Huchon, P. 2001. Fault propagation and climatic control of sedimentation on the Ghoubbet Rift Floor: insights from the Tadjoura cruise in the western Gulf of Aden. *Geophysical Journal International* **144**, 392-413.

- Baker, G. H., Mohr, P. A. & Williams, L. A. 1972. Geology of the Eastern Rift System of Africa. *Geological Society of America Special Publications* **136**, 67.
- Bayer, H. J., Hötzl, H., Jado, A. R., Roscher, B. & Voggenreiter, W. 1988. Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea margin. *Tectonophysics* **153**, 137-151.
- Becker, T. W., Faccenna, C., O'Connell, R. J. & Giardini, D. 1999. The development of slabs in the upper mantle: Insights from numerical and laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research* **104**(B7), 15207-15226.
- Becker, T. W. & O'Connell, R. J. 2001. Predicting plate velocities with mantle circulation models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **2**.
- Behrendt, J. C., LeMasurier, W. E., Cooper, A. K., Tessensohn, F., Tréhu, A. & Damaske, D. 1991. Geophysical studies of the west Antarctic Rift system. *Tectonics* **10**(6), 1257-1273.
- Benes, V., Davy, P. 1996. Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes. *Tectonophysics* **254**, 69-87.
- Berberian, F. & Berberian, M. 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic evolution* (edited by Gupta, H. K. & Delany, F. M.). *Geodynamics Series* **3**, Washington, D. C., 5-32.
- Berberian, M. & King, G. C. P. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* **18**(2), 5-32.
- Berberian, M., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. & Berberian, M. 1982. Late Cretaceous and early Miocene Anadean-type plutonic activity in the northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society of London* **139**, 605-614.
- Bercovici, D., Ricard, Y. & Richards, M. A. 2000. The relation between mantle dynamics and plate tectonics: a primer. In: *The history and dynamics of global plate motions, Geophysical Monograph* (edited by Richards, M. A. R., Gordon, R. G. & Hilst, R. D. V. d.) **121**. American Geophysical Union, Washington DC.
- Berhe, S. M. 1986. Geologic and geochronologic constraints on the evolution of the Red Sea-Gulf of Aden and Afar Depression. *Journal of the African Earth Science* **5**, 101-117.
- Besse, J. & Courtillot, V. 1988. Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian ocean since the early Jurassic. *Journal of Geophysical Research* **93**(B10), 11791-11808.
- Beydoun, Z. R., As-Sasuri, M. L. & Baraba, R. S. 1996. Sedimentary basins of the Republic of Yemen: Their structural evolution and geological characteristics. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* **51**(6).
- Beydoun, Z. R. & Sikander, A. H. 1992. The Red Sea-Gulf of Aden: re-assessment of hydrocarbon potential. *Marine and Petroleum Geology* **9**(5), 474-485.
- Bijwaard, H., Spakman, W. & Engdahl, E. R. 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. *Journal of Geophysical Research* **103**(B12), 30055-30078.

- Bina, C. R. 1991. Mantle discontinuities. *Reviews of Geophysics*, 783-793.
- 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**(6), 675-684.
- Bohannon, R. G. 1989. Style of extensional tectonism during rifting, Red Sea and Gulf of Aden. *Journal of African Earth Sciences* **8**(2/3/4), 589-602.
- Bohannon, R. G. & Eittreim, S. L. 1991. Tectonic development of passive continental margins of the southern and central Red Sea comparison to Wilkes Land, Antarctica. *Tectonophysics* **198**, 129-154.
- 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**(2), 347-362.
- Bonnet, E. 1996. La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile: approche expérimentale et application à la lithosphère continentale. Unpublished Ph.D. thesis, Université de Rennes, France.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N. E., Davy, P., Main, I., Cowie, P. & Berkowitz, B. 2001. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics* **39**(3), 347-383.
- Bosence, D. W. J. 1997. Mesozoic rift basins of Yemen. *Marine and Petroleum Geology* **14**(6), 611-616.
- Bott, M. H. P. 1992. The stress regime associated with continental break-up. In: *Magmatism and the causes of continental break-up* (edited by Storey, B. C., Alabaster, B. C. & Pankhurst, T.) **68**. Geological Society Special Publication, London, 125-136.
- Bott, M. H. P. & Kuznir, N. J. 1979. Stress distributions associated with the compensated plateau uplift structures with application to the continental splitting mechanism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **56**, 451-459.
- Brannan, J., Gerdes, K. D. & Newth, I. R. 1997. Tectono-stratigraphic development of the Qamar basin, Eastern Yemen. *Marine and Petroleum Geology* **14**(6), 701-730.
- Brun, J. P. 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences of rifting from laboratory experiments. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London* **357**, 695-712.
- Brun, J. P. & Beslier, M. O. 1996. Mantle exhumation at passive continental margin. *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.
- Bunge, H. P. & Richards, M. A. 1996. The origin of large scale structure in mantle convection: effects of plate motions and viscosity stratification. *Geophysical Research Letters* **23**(21), 2987-2990.

- Bunge, H. P., Richards, M. A. & Baumgardner, J. R. 1997. A sensitivity study of three-dimensional spherical mantle convection at 10 (super 8) Rayleigh number. *Journal of Geophysical Research* **102**(6), 11991-12007.
- Bunge, H. P., Richards, M. A., Lithgow-Bertelloni, C., Baumgardner, J. R., Grand, S. P. & Romanowicz, B. A. 1998. Time scales and heterogeneous structure in geodynamic Earth models. *Science* **280**, 91-95.
- Bürgmann, R., Pollard, D. D. & Martel, S. J. 1994. Slip distributions on faults: effects of stress gradients, inelastic deformation, heterogeneous host-rock stiffness, and fault interaction. *Journal of Structural Geology* **16**(12), 1675-1690.
- Burke, K. 1996. The African Plate. *South African Journal of Geology* **99**, 341-409.
- Cadek, O. & vandenBerg, A. P. 1998. Radial profiles of temperature and viscosity in the Earth's mantle inferred from the geoid and lateral seismic structure. *Earth and Planetary Science Letters* **164**, 607-615.
- Cartwright, J. A., Mansfield, C. & Trudgill, B. 1996. The growth of normal faults by segment linkage. In: *Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling* (edited by Buchanan, P. G. & Nieuwland, D. A.) **99**. Geological Society of London Special Publication, 163-177.
- Cartwright, J. A. & Mansfield, C. S. 1998. Lateral displacement variation and lateral tip geometry of normal faults in the Canyonlands National Parks, Utah. *Journal of Structural Geology* **20**(1), 3-19.
- Cartwright, J. A., Trudgill, B. D. & Mansfield, C. S. 1995. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology* **17**(9), 1319-1326.
- Chemenda, A., Déverchère, J. & Calais, E. 2002. Three-dimensional laboratory modelling of rifting: application to the Baikal rift, Russia. *Tectonophysics* **in press**.
- Chemenda, A. I. 1993. Subduction of the lithosphere and back-arc dynamics: insights from physical modeling. *Journal of Geophysical Research* **98**(B9), 16167-16185.
- Chemenda, A. I., Burg, J. P. & Mattauer, M. 2000. Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem based on new modelling, geological and geophysical data. *Earth and Planetary Science Letters* **174**, 397-409.
- Chemenda, A. I. & Grocholowski, A. L. 1992. Physical Modeling of Lithosphere Evolution in Collision Zones. *Tectonophysics* **216**, 273-290.
- Chenet, P. Y., Colletta, B., Letouzey, J., Desforges, G., Ousset, E. & Zaghoul, E. A. 1987. Structures associated with extensional tectonics in the Suez rift. In: *Continental Extensional Tectonics, Geological Society Special Publications No. 28* (edited by Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L.), 551-558.

- Childs, C., Watterson, J. & Walsh, J. 1995. Fault overlap zones within developing normal fault systems. *Journal of the Geological Society, London* **152**, 535-549.
- Christensen, U. R. 1996. The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **140**, 27-39.
- Christensen, U. R. 1997. Influence of chemical buoyancy on the dynamics of slabs in the transition zone. *Journal of Geophysical Research* **102**(B10), 22435-22443.
- Christensen, U. R. & Yuen, D. A. 1984. The interaction of a subducting lithospheric slab with a chemical or phase boundary. *Journal of Geophysical Research* **89**(B6), 4389-4402.
- Chu, D. & Gordon, D. G. 1998. Current plate motions across the Red Sea. *Geophysical Journal International* **135**, 313-328.
- Cladouhos, T. T. & Marrett, R. 1996. Are fault growth and linkage models consistent with power-law distributions of fault lengths? *Journal of Structural Geology* **18**(2/3), 281-293.
- 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 margin. *Journal of Geophysical Research* **86**(B1), 263-287.
- Cochran, J. R. & Martinez, F. 1988. Evidence from the northern Red Sea on the transition from continental to oceanic rifting. *Tectonophysics* **153**, 25-53.
- Colletta, B., Le Quellec, P., Letouzey, J. & Moretti, I. 1988. Longitudinal evolution of the Suez rift structure (Egypt). *Tectonophysics* **153**, 221-233.
- Conrad, C. P. & Hager, B. 1999. Effects of plate bending and fault strength at subduction zones on plate dynamics. *Journal of Geophysical Research* **104**, 17551-17571.
- Contreras, J., Anders, M. H. & Scholz, C. H. 2000. Kinematics of normal fault growth and fault interaction in the central part of Lake Malawi Rift. *Journal of Structural Geology* **22**, 159-168.
- 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. 1982. Propagating rifts and continental breakup. *Tectonics* **1**, 239-250.
- Courtillot, V., Achache, J., Landre, F., Bonhommet, N., Montigny, R. & Féraud, G. 1984. Episodic spreading and rift propagation: new paleomagnetic and geochronological data from the Afar nascent passive margin. *Journal of Geophysical Research* **89**, 3315-3333.
- 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* (edited by Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L.) **28**. Geological Society Special Publication, London, 559-573.

- Courtillot, V., Galdeano, A. & LeMouel, J. L. 1980. Propagation of an accreting plate boundary: a discussion of new aeromagnetic data in the Gulf of Tadjoura and Southern Afar. *Earth and Planetary Science Letters* **47**, 144-160.
- Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P. & Besse, J. 1999. On causal links between flood basalt and continental breakup. *Earth and Planetary Science Letter* **166**, 177-195.
- Cowie, P. 1998a. Normal fault growth in three dimensions in continental crust and oceanic crust. In: *Faulting and magmatism at mid-ocean ridges* (edited by Union, A. G.) **106**, 325-348.
- Cowie, P. A. 1998b. A healing-reloading feedback control on the growth rate of seismogenic faults. *Journal of Structural Geology* **20**(8), 1075-1087.
- Cowie, P. A. & Scholz, C. H. 1992a. Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion. *Journal of Structural Geology* **14**(10), 1149-1156.
- Cowie, P. A. & Scholz, C. H. 1992b. Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model. *Journal of Structural Geology* **14**(10), 1133-1148.
- Cowie, P. A. & Shipton, Z. K. 1998. Fault tip displacement gradients and process zone dimensions. *Journal of Structural Geology* **20**(8), 983-997.
- Crider, J. 2001. Oblique slip and the geometry of normal-fault linkage: mechanics and case study from the Basin and Range in Oregon. *Journal of Structural Geology* **23**, 1997-2009.
- Crider, J. G. & Pollard, D. D. 1998. Fault linkage: Three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults. *Journal of Geophysical Research* **103**(B10), 24373-24391.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Bellahsen, N., Beslier, M. O., Fournier, M., Gente, P., Patriat, P. & Fleury, J. M. 2002. Structure and evolution of the conjugate passive margins of the eastern Gulf of Aden: the oceanisation process. In: *European Geophysical Society*, Nice.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Bellahsen, N., Beslier, M. O., Fournier, M. & Patriat, P. in prep. Structure and evolution of the conjugate passive margins of the eastern Gulf of Aden. *Marine Geophysical Research*.
- Dauteuil, O. & Brun, J. P. 1993. Oblique rifting in a slow-spreading ridge. *Nature* **361**, 145-148.
- Dauteuil, O., Huchon, P., Quemeneur, F. & Souriot, T. 2001. Propagation of an oblique spreading centre: the western Gulf of Aden. *Tectonophysics* **332**, 423-442.
- Davidson, A. & Rex, D. C. 1980. Age of volcanism and rifting in southern Ethiopia. *Nature* **283**, 657-658.
- Davies, G. F. 1988. Ocean bathymetry and mantle convection 1. Large-scale flow and hotspots. *Journal of Geophysical Research* **93**(B9), 10467-10480.
- Davies, G. F. 1995. Penetration of plates and plumes through the mantle transition zone. *Earth and Planetary Science Letters* **133**, 507-516.

- Davies, G. F. 1999. *Dynamic Earth. Plates, plumes and mantle convection*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Davies, G. F. & Richards, G. F. 1992. Mantle convection. *Journal of Geology* **100**, 151-206.
- Davy, P. & Cobbold, P. R. 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model on the continental lithosphere. *Tectonophysics* **188**, 1-25.
- Davy, P., Hansen, A., Bonnet, E. & Zhang, S. Z. 1995. Localization and fault growth in layered brittle-ductile systems: Implications for deformations of the continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research* **100**(B4), 6281-6294.
- Dawers, N. H., Anders, M. H. & Scholz, C. H. 1993. Growth of normal faults: displacement-length scaling. *Geology* **21**, 1107-1110.
- Dawers, N. H. & Underhill, J. R. 2000. The role of fault interaction and linkage in controlling synrift stratigraphic sequences: late Jurassic, Statfjord East area, northern North Sea. *AAPG bulletin* **84**(1), 45-64.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International* **101**, 425-478.
- 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. *Geophysical Research Letters* **21**(20), 2191-2194.
- Deparis, V., Legros, H. & Ricard, Y. 1995. Mass anomalies due to subducted slabs and simulations of plate motion since 200 My. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **89**(3-4), 271-280.
- Dercourt, J., Ricou, L. E. & Vrielynck, B. 1993. *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. Gauthier-Villars, Paris.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kuzmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. & Bijou-Duval, B. 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics* **123**, 241-315.
- Dixon, T. H., Stein, R. J. & Hussein, I. M. 1987. Control of Red Sea geometry by Precambrian structures. *Tectonics* **6**(5), 551-571.
- Dubois, A., Odonne, F., Massonnat, G., Lebourg, T. & Fabre, R. 2002. Analogue modelling of fault reactivation: tectonic inversion and oblique remobilisation of grabens. *Journal of Structural Geology* **in press**.
- Dunbar, J. A. & Sawyer, D. S. 1989. How preexisting weaknesses control the style of continental breakup. *Journal of Geophysical Research* **94**(B6), 7278-7292.
- Ebinger, C. J. & Sleep, N. H. 1998. Cenozoic magmatism throughout east African resulting from impact of a single plume. *Nature* **395**, 788-791.

- Ebinger, C. J., Yemane, T., Harding, D. J., Tesfaye, S., Kelley, S. & Rex, D. C. 2000. Rift deflection, migration, and propagation: Linkage of the Ethiopian and Eastern rifts, Africa. *GSA Bulletin* **112**(2), 163-176.
- Ebinger, C. J., Yemane, T., Woldegabriel, G., Aronson, J. L. & Walter, R. C. 1993. Late Eocene-Recent volcanism and faulting in the southern main Ethiopian rift. *Journal of the Geological Society, London* **150**, 99-108.
- Edwards, R. A., Minshull, T. A. & White, R. S. 2000. Extension across the Indian-Arabian plate boundary: the Murray Ridge. *Gephysical Journal International* **142**(2), 461-477.
- England, P. & Houseman, G. 1989. Extension during continental convergence with application to the Tibetan plateau. *Journal of Geophysical Research* **94**, 17561-17579.
- England, P. & McKensie, D. 1982. A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **70**, 295-351.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J. P., Funiciello, R., Giardini, D., Mattei, M. & Nalpas, T. 1996. The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International* **126**, 781-795.
- Faccenna, C., Funiciello, F., Giardini, D. & Lucente, F. P. 2001. Episodic back arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* **187**, 105-116.
- Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P. & Argentieri, A. 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margin: insight from laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research* **104**, 2749-2766.
- Faccenna, C., Nalpas, T., Brun, J. P. & Davy, P. 1995. The influence of pre-existing thrust fault on normal fault geometry in nature and in experiments. *Journal of Structural Geology* **17**(8), 1995.
- Faereth, R. B. 1996. Interactions of Permo-triassic and Jurassic extensional fault-blocks during the development of the northern North Sea. *Journal of the Geological Society* **153**, 931-944.
- 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**(10), 1285-1302.
- 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* (edited by Purser, B. H. & Bosence, D. W. J.). Chapman & Hall, London, 56-76.
- Fleitout, L. & Froidevaux, C. 1982. Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics* **1**, 21-56.

- Fossen, H. 1992. The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Journal of Structural Geology* **14**, 1033-1046.
- Fossen, H. & Hesthammer, J. 1997. Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstones. *Journal of Structural Geology* **19**(2).
- Fournier, M., Patriat, P. & Leroy, S. 2002. Reappraisal of the Arabia-India-Somalia triple junction kinematics. *Earth and Planetary Science letters*.
- Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D. & Regenauer-lieb, K. submitted-a. Dynamics of retreating slabs (part2): insights from 3-D laboratory experiments. *Jouranl of Geophysical Research*.
- Funiciello, F., Morra, G., Regenauer-lieb, K. & Giardini, D. submitted-b. Dynamics of retreating slabs (part1): insights from 2-D numerical models. *Jouranl of Geophysical Research*.
- Gable, C. W., O'Connell, R. J. & Travis, B. J. 1991. Convection in three dimensions with plates: generation of toroidal flow. *Journal of Geophysical Research* **96**(B5), 8291-8405.
- Gabrielsen, R. H., Odinsen, T. & Grunnaleite, I. 1999. Structuring of the northern Viking Graben and the More Basin; the influence of basement structural grain, and the particular role of the More-Trondelag Complex. *Marine and Petroleum Geology* **16**, 443-465.
- Garfunkel, Z. 1981. Internal structures of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate tectonics. *Tectonophysics* **80**, 81-108.
- Garfunkel, Z., Anderson, C. A. & Schubert, G. 1986. Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs. *Journal of Geophysical Research* **91**(B7), 7205-7223.
- Gautier, P. & Brun, J. P. 1994. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia island). *Geodynamica Acta* **7**, 57-85.
- Gawthorpe, R. L. & Leeder, M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* **12**, 195-218.
- George, R., Rogers, N. & Kelley, S. 1998. Earliest magmatism in Ethiopia; evidence for two mantle plumes in one flood basalt province. *Geology* **26**(10), 923-926.
- Ghebread, W. 1998. Tectonics of the Red Sea region reassessed. *Earth Science reviews* **45**, 1-44.
- Giardini, D. & Woodhouse, J. H. 1984. Deep seismicity and modes of deformation in Tonga subduction zone. *Nature* **307**(5951), 505-509.
- Gillespie, P. A., Walsh, J. J. & Watterson, J. 1992. Limitations of dimension and displacement data from single faults and the consequences for data analysis and interpretation. *Journal of Structural Geology* **14**(10), 1157-1172.
- Girdler, R. W. 1991. The Afro-Arabian rift system - an overview. *Tectonophysics* **197**, 139-153.
- Girdler, R. W. & Styles, P. 1974. Two-stage Red Sea floor spreading. *Nature* **247**, 1-11.

- 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.
- Griffiths, R. W., Hackney, R. I. & vanderHilst, R. D. 1995. A laboratory investigation on effects of trench migration on the descent of subducted slabs. *Earth and Planetary Science Letters* **133**, 1-17.
- Guillou-Frottier, L., Buttles, J. & Olson, P. 1995. Laboratory experiments on structure of subducted lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* **133**, 19-34.
- Gupta, S., Cowie, P. A., Dawers, N. H. & Underhill, J. R. 1998. A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution. *Geology* **26**, 595-598.
- Gupta, S., Underhill, J. R., Sharp, I. R. & Gawthorpe, L. 1999. Role of fault interactions in controlling synrift sediment dispersal patterns: Miocene, Abu Alaqa Group, Suez Rift, Sinai, Egypt. *Basin Research* **11**, 167-189.
- Gurnis, M., Eloy, C. & Zhong, S. J. 1996. Free-surface formulation of mantle convection. 2. Implication for subduction zone observables. *Geophysical Journal International* **127**(3), 719-727.
- Hager, B. H. 1984. Subducted slabs and the geoid: Constraints on mantle rheology and flow. *Journal of Geophysical Research* **89**(B7), 6003-6015.
- Hancock, P. L., AlKadhi, A. & Sha'at, N. A. 1984. Regional joint sets in the arabian platform as indicators of intraplate processes. *Tectonics* **3**(1), 27-43.
- 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**(B11), 26345-26364.
- Hempton, M. R. 1985. Structure and deformation history of the Bitlis suture near Lake Hazar, southeastern Turkey. *Geological Society of America Bulletin* **96**, 233-243.
- 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**(1), 89-98.
- Hill, R. I. 1991. Starting plumes and continental break-up. *Earth and Planetary Science Letters* **104**, 398-416.
- Hofmann, C. 1997. Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. *Nature* **389**, 838-841.
- Houseman, G. A. & Gubbins, D. 1997. Deformation of subducted oceanic lithosphere. *Geophysical Journal International* **131**, 535-551.
- Hubbert, M. K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* **48**, 1459-1520.

- Huchon, P., Jestin, F., Cantagrel, J. M., Gaulier, J. M., Khirbash, S. A. & Gafaneh, A. 1991. Extensional deformation in Yemen since Oligocene and the Africa-Arabia-Somalia triple junction. *Annales Tectonicae* **V**(2), 141-163.
- Huggins, P., Watterson, J., Walsh, J. J. & Childs, C. 1995. Relay zone geometry and displacement transfer between normal faults recorded in coal-mine plans. *Journal of Structural Geology* **17**(12), 1741-1755.
- Ito, J. & King, S. D. 1998. The influence of thermodynamic formulation on simulations of subduction zone geometry and history. *Geophysical Research Letters* **25**(9), 1463-1466.
- Jackson, J., Haines, J. & Holt, W. 1995. The accomodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. *Journal of Geophysical Research* **100**(B8), 15205-15219.
- Jaeger, J. C. & Cook, N. G. W. 1979. *Fundamentals of rock Mechanics*. Chapman and Hall, London.
- Jestin, F., Huchon, P. & Gaulier, J. M. 1994. The Somalia plate and the East African Rift System: present day kinematics. *Geophysical Journal International* **116**, 637-654.
- Jolivet, L. & Faccenna, C. 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* **19**(6), 1095-1106.
- Kadinsky-Cade, K. & Barazangi, M. 1982. Seismotectonics of Southern Iran: the Oman Line. *Tectonics* **1**(5), 389-412.
- Katz, M. B. 1987. East African rift and northeast lineaments; continental spreading-transform system ? *Journal of African Earth Sciences* **6**(1), 103-107.
- Kazmi, A. H. & Jan, M. Q. 1997. *Geology and tectonics of Pakistan*. Graphic Publishers, Karachi.
- Keep, M. & McClay, K. R. 1997. Analogue modelling of multiphase rift systems. *Tectonophysics* **273**, 239-270.
- 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**(2), 285-294.
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R. & Buland, R. 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophysical Journal International* **122**, 108-124.
- Khanbari, K. 2000. Propagation d'un rift océanique: le Golfe d'Aden. Ses effets structuraux sur la marge yéménite., Université Paris-Sud.
- Kincaid, C. & Olson, P. 1987. An experimental study of subduction and slab migration. *Journal of Geophysical Research* **92**(B13), 13832-13840.
- King, S. D. 2002. Geoid and topography over subduction zones: The effects of pahse transformations. *Journal of Geophysical Research* **107**(B1).
- Kirby, S. H., Durham, W. B. & Stern, L. A. 1991. Mantle phase-changes and deep-earthquake faulting in subducting lithosphere. *Science* **252**, 216-225.

- Kirby, S. H., Stein, S., Okal, E. A. & Rubie, D. C. 1996. Metastable phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere. *Review of Geophysics* **34**, 261-306.
- Krantz, R. W. 1991a. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics* **188**, 203-207.
- Krantz, R. W. 1991b. Normal Fault Geometry and Fault Reactivation in Tectonic Inversion Experiments. *Geol. Soc. Spec. Pub.* **56**, 219-229.
- Küntz, M. 1994. Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés: une application à l'inversion tectonique des bassins sédimentaires, Université de Rennes I.
- Lavier, L. L., Buck, W. R. & Poliakov, A. N. B. 1999. Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults. *Geology* **27**(12), 1127-1130.
- Le Pichon, X., Bergerat, F. & Roulet, M. J. 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation: A new analysis. *Geological Society of America Special Paper* **218**, 111-131.
- Le Pichon, X. & Gaulier, J. M. 1988. The rotation of Arabia and the Levant fault system. *Tectonophysics* **153**, 271-294.
- Lepvrier, C., Fournier, M., Berard, T. & Roger, J. 2002. Cenozoic extension in coastal Dhofar (southern Oman): Implications on the oblique rifting of the Gulf of Aden. *Tectonophysics* **sous presse**.
- Leroy, S., Gente, P., Fournier, M. & party, a. t. s. s. in prep. From continental margins to spreading ridge in the eastern Gulf of Aden: the Encens-Sheba cruise. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Lesne, O., Calais, E. & Deverchere, J. 1998. Finite element modelling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into active-passive rifting debate. *Tectonophysics* **289**, 327-340.
- Lezzar, K. E., Tiercelin, J. J., LeTurdu, C., Cohen, A. S., Reynolds, D. J. & LeGall, B. 2002. An improved kinematic model of the Upper Miocene to Present evolution of the northern Lake Tanganyika Rift Basin (East Africa). Fault interaction types and influence on major depocenters distribution. *AAPG Memoir Special Issue???: The structure and sequence stratigraphy of rift systems*.
- Litak, R. K., Barazangi, M., Beauchamp, W., Seber, D., Brew, G., Sahaf, T. & Al-Youssef, W. 1997. Mesozoic-Cenozoic evolution of the intraplate Euphrates fault system, Syria: implications for regional tectonics. *Journal of the Geological Society, London* **154**, 653-666.
- Litak, R. K., Barazangi, M., Brew, G., Sahaf, T., Al-Imam, A. & Al-Youssef, W. 1998. Structure and evolution of the petroliferous Euphrates graben system, southeast Syria. *AAPG Bulletin* **82**(6), 1173-1190.
- Lithgow-Bertelloni, C. & Richards, M. A. 1995. Cenozoic plate driving forces. *Geophysical Research Letters* **22**(11), 1317-1320.

- Lithgow-Bertelloni, C. & Richards, M. A. 1998. The dynamics of cenozoic and mesozoic plate motions. *Reviews of Geophysics* **36**(1), 27-78.
- Lowman, J. P. & Jarvis, G. T. 1999. Effects of mantle heat source distribution on supercontinent stability. *Journal of Geophysical Research* **104**(B6), 12733-12746.
- Lyberis, N. 1988. Tectonic evolution of the Gulf of Suez and the Gulf of Aqaba. *Tectonophysics* **153**, 209-220.
- Lyberis, N., Yurur, T., Chorowicz, J., Kasapoglu, E. & Gundogdu, N. 1992. The East Anatolian Fault: An oblique collisional belt. *Tectonophysics* **204**, 1-15.
- Maerten, L., Gillespie, P. & Pollard, D. D. 2002. Effect of local stress perturbation on secondary fault development. *Journal of Structural Geology* **24**(1), 145-153.
- Makris, J. & Ginzburg, A. 1987. The Afar Depression: transition between continental rifting and sea-floor spreading. *Tectonophysics* **141**, 199-214.
- 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**, 193-210.
- Manighetti, I. 1993. Dynamique des systèmes extensifs en Afar.
- Manighetti, I., King, G. C. P., Gaudemer, Y., Scholz, C. & Doubre, C. 2001a. Slip accumulation and lateral propagation of active normal faults in Afar. *Journal of Geophysical Research* **106**(B7), 13667-13696.
- Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gallet, Y., Jacques, E. & Gillot, P. Y. 2001b. Strain transfer between disconnected, propagating rifts in Afar. *Journal of Geophysical Research* **106**(B7), 13613-13665.
- Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S. & Gillot, P. Y. 1997. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: the Gulfs of Aden and Tadjoura. *Journal of Geophysical Research* **102**(B2), 2681-2710.
- Manighetti, I., Tapponnier, P., Gillot, P. Y., Jacques, E., Courtillot, V., Armijo, R., Ruegg, J. C. & King, G. 1998. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: Into Afar. *Journal of Geophysical Research* **103**(B3), 4947-4974.
- Mansfield, C. & Cartwright, J. 2001. Fault growth by linkage: observations and implications from analogue models. *Journal of Structural Geology* **23**(5), 745-763.
- Marchal, D., Guiraud, M., Rives, T. & Van den Driessche, J. 1998. Space and time propagation processes of normal faults. In: *Faulting, Fault sealing and fluid flow in hydrocarbon reservoirs* (edited by Jones, G., Fisher, Q. J. & Knipe, R. J.) **147**. Geological Society of London Special Publication, 51-70.
- Marotta, A. M., Fernandez, M. & Sabadini, R. 1999. The onset of extension during lithospheric shortening: a two-dimensional thermomechanical model for lithospheric unrooting. *Geophysical Journal International* **139**, 98-114.

- Marrett, R. & Allmendinger, R. W. 1991. Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations. *Journal of Structural Geology* **13**, 735-738.
- Martinez, F. & Cochran, J. R. 1988. Structure and tectonics of the northern Red Sea: catching a continental margin between rifting and drifting. *Tectonophysics* **150**, 1-32.
- Marton, F. C., Blina, C. R. & Rubie, D. C. 1999. Effects of slab mineralogy on subduction rates. *Geophysical Research Letters* **26**, 119-122.
- McClay, K. R. & White, M. J. 1995. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology* **12**, 137-151.
- McKenzie, D. 1977. The initiation of trenches: a finite amplitude instability. In: *Island Arcs Deep Sea Trenches and Back Arc Basins* (edited by Talwani, M. & Pitman, W. C.) **1**. Maurice Ewing Serie, 57-61.
- McLeod, A. E., Dawers, N. H. & Underhill, J. R. 2000. The propagation and linkage of normal faults: insights from the Strathspey-Brent-Statfjord fault array, northern North Sea. *Basin Research* **12**, 263-284.
- Mechie, J. & El-Isa, Z. H. 1988. Upper lithospheric deformations in the Jordan-Dead Sea transform regime. *Tectonophysics* **153**, 153-159.
- Meijer, P. T. & Wortel, M. J. R. 1999. Cenozoic dynamics of the African plate with emphasis on the Africa-Eurasia collision. *Journal of Geophysical Research* **104**(B4), 7405-7418.
- Menzies, M. A., Baker, J., Bosence, D. W. J., Dart, C., Davison, I., Hurford, A., Al-Kadasi, M. A., McClay, K. R., Nichols, G. J., Al-Subbary, A. K. & Yelland, A. 1992. The timing of crustal magmatism, uplift and crustal extension - preliminary observations from Yemen. In: *Magmatism and Continental Break Up* (edited by Storey, B.) **68**. Geological Society Special Publications, London, 293-304.
- Michon, L. & Merle, O. 2000. Crustal structures of the Rhine graben and the Massif Central grabens: An experimental approach. *Tectonics* **19**(5), 896-904.
- Mitrovica, J. X. & Forte, A. M. 1997. Radial profile of mantle viscosity: Results from the joint inversion of convection and postglacial rebound observables. *Journal of Geophysical Research* **102**(B2), 2751-2769.
- Molnar, P. & Gray, D. 1979. Subduction of continental lithosphere: some constraints and uncertainties. *Geology* **7**, 58-62.
- Montes, C., Daniel, J. M., Bellahsen, N., Balé, P. & Mengus, J. M. submitted. Four-dimensional observations of fault growth in analog models of extension. *Journal of Structural Geology*.
- Moretti, I. & Colletta, B. 1987. Spatial and temporal evolution of the Suez rift subsidence. *Journal of Geodynamics* **7**, 151-168.

- Morewood, N. C. & Roberts, G. P. 1999. Lateral propagation of the surface trace of the South Alkyonides normal fault segment, central Greece: its impact on models of fault growth and displacement-length relationships. *Journal of Structural Geology* **21**, 635-652.
- Morgan, W. J. 1983. Hotspots tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics* **94**, 123-139.
- Morley, C. K. 1999. How successful are analogue models in addressing the influence of pre-existing fabrics on rift structure ? *Journal of Structural Geology* **21**, 1267-1274.
- Morley, C. K., Wescott, W. A., Stone, D. M., Harper, R. M., Wigger, S. T. & Karanja, F. M. 1992. Tectonic evolution of the northern Kenya Rift. *Journal of the Geological Society, London* **149**, 333-348.
- Mountain, G. S. & Prell, W. L. 1990. A multiphase plate tectonic history of the southeast continental margin of Oman. In: *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (edited by Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C.) **49**. Geological Society Special Publications, London, 725-743.
- Mueller, B., Reinecker, J., Heidback, O. & Fuchs, K. 2000. The 2000 release of the World Stress Map (available online at www.world-stress-map.org).
- Müller, R. D., Royer, J. Y. & Lawver, L. A. 1993. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology* **21**, 275-278.
- Murton, B. J. & Parson, L. M. 1993. Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centres: a quantitative study of the Reykjanes Ridge. *Tectonophysics* **222**(237-257).
- Nicolas, A., Ceuleneer, G., Boudier, F. & Misseri, M. 1988. Structural mapping in the Oman ophiolites: mantle diapirism along an oceanic ridge. *Tectonophysics* **151**, 27-56.
- O'Connell, R. J. & Hager, B. H. 1980. On the thermal state of the earth. In: *Physics of the Earth's Interior* (edited by Dziewonski, A. & Boschi, E.), 270-317.
- O'Connor, J. M. & Le Roex, A. P. 1992. South Atlantic hot spot-plume systems, 1, Distribution of volcanism in space and time. *Earth and Planetary Science Letters* **113**, 343-364.
- Olbertz, D., Wortel, M. J. R. & Hansen, U. 1997. Trench migration and subduction zone geometry. *Geophysical Research Letters* **24**(3), 221-224.
- Patriat, P. & Achache, J. 1984. India-Asia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature* **311**, 615-621.
- Patton, T. L., Moustafa, A. R., Nelson, R. A. & Abdine, S. A. 1994. Tectonic evolution and structural setting of the Suez rift. In: *AAPG Memoir 59 Interior Rift Basins* (edited by Landon, S. M.) **59**. The American Association of Petroleum Geology, Tulsa, 9-55.
- Peacock, D. C. P. & Sanderson, D. J. 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology* **13**(6), 721-733.

- Peacock, D. C. P. & Sanderson, D. J. 1994. Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *AAPG Bulletin* **78**(2), 147-165.
- Peltzer, G. & Tapponnier, P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. *Journal of Geophysical Research* **93**(B12), 15085-15117.
- Platel, J. P. & Roger, J. 1989. Evolution géodynamique 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* **V**(2), 253-263.
- Poulimenos, G. 2000. Scaling properties of normal fault populations in the western Corinth Graben, Greece: implications for fault growth in large strain settings. *Journal of Structural Geology* **22**, 307-322.
- Quennel, A. M. 1958. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift. *Journal of the Geological Society of London* **114**, 1-14.
- Quittmeyer, R. C., Kafka, A. L. & Armbruster, J. G. 1984. Focal mechanisms and depths of earthquakes in central Pakistan: a tectonic interpretation. *Journal of Geophysical Research* **89**(B4), 2459-2470.
- Ranalli, G., Pellegrini, R. & D'Offizi, S. 2000. Time dependence of negative buoyancy and the subduction of continental lithosphere. *Journal of Geodynamics* **30**, 539-555.
- Ranalli, G. & Yin, Z. M. 1990. Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: the two-dimensional case. *Journal of Structural Geology* **12**(8), 1067-1071.
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O. & Sanli, I. 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research* **102**(B5), 9983-9999.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O. & Teyssier, C. 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics* **342**, 435-449.
- Ricard, Y., Doglioni, C. & Sabadini, R. 1991. Differential rotation between lithosphere and mantle: a consequence of lateral mantle viscosity variations. *J. Geophys. Res.* **96**, 8407-8415.
- Ricard, Y. & Froidevaux, C. 1986. Stretching instabilities and lithospheric boudinage. *Journal of Geophysical Research* **91**(B8), 8314-8324.
- Ricard, Y. & Vigny, C. 1989. Mantle dynamics with induced plate tectonics. *Journal of Geophysical Research* **94**(B12), 17543-17559.
- Richard, P. D. 1991. Experiments on Faulting in a Two Layer Cover Sequence Overlying a Reactivated Basement Fault with Oblique (Normal Wrench or Reverse Wrench) Slip. *Jour. Struc. Geol.* **13**,4, 459-469.

- Richards, M. A. & Hager, B. H. 1984. Geoid anomalies in a dynamic earth. *Journal of Geophysical Research* **89**, 5487-6002.
- Roeser, H. A. 1975. A detailed magnetic survey of the southern Red Sea. *Geol. Jahrb.* **D13**, 131-153.
- Roger, J., Platel, J. P., Cavelier, C. & Grisac, C. B. D. 1989. Données nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire géologique du Dhofar (Sultanat d'Oman). *Bulletin de la Société Géologique de France* **V(2)**, 265-277.
- Rouby, D., Souriot, T., Brun, J. P. & Cobbold, P. R. 1996. Displacements, strains, and rotations within the Afar depression (Djibouti) from restoration in map view. *Tectonics* **15(5)**, 952-965.
- Russo, R. M. & Silver, P. G. 1994. Trench-parallel flow beneath Nazca plate from seismic anisotropy. *Science* **263**, 1105-1111.
- Sahota, G., Styles, P. & Gerdes, K. 1995. Evolution of the Gulf of Aden and implications for the development of the Red Sea. In: *Rift sedimentation and tectonics in the Red Sea-Gulf of Aden region*, Sana'a, Yemen, 56.
- Sassi, W., Colletta, B., Balé, P. & Pacquereau, T. 1993. Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics* **226**, 97-112.
- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. W. & Norry, M. J. 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions. In: *Magmatism and the Causes of Continental Break-up* (edited by Storey, B. C., Alabaster, T. & Pankhurst, R. J.) **68**. Geological Society Special Publication, London, 41-60.
- Schilling, J. G., Kingsley, R. H., Hanan, B. B. & McCully, B. L. 1992. Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: Evidence for Afar mantle plume-continental lithosphere interaction. *Journal of Geophysical Research* **97(B7)**, 10927-10966.
- Schlische, R. W., Young, S. S., Ackermann, R. V. & Gupta, A. 1996. Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. *Geology* **24(8)**, 683-686.
- Schreurs, G. & Immenhauser, A. 1999. West-northeast directed obduction of the Batain Group on the eastern Oman continental margin at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Tectonics* **18(1)**, 148-160.
- Schultz, R. A. & Fossen, H. 2002. Displacement-length scaling in three dimensions: the importance of aspect ratio and application to deformation bands. *Journal of Structural Geology* **24**, 1389-1411.
- Schütz, K. I. 1994. Structure and stratigraphy of the Gulf of Suez, Egypt. In: *AAPG Memoir: Interior Rift Basins* (edited by Landon, S. M.) **59**. The American Association of Petroleum Geology, Tulsa, 57-96.
- Scotese, C. R., Gahagan, L. M. & Larson, R. L. 1988. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics* **153**, 27-48.

- Searle, M. P. & Cox, J. 1999. Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. *Geological Society of America Bulletin* **111**(1), 104-122.
- Séguret, M., Séranne, M., Chauvet, A. & Brunel, M. 1989. Collapse basin: a new type of extensional sedimentary basin from the Devonian of Norway. *Geology* **17**, 127-130.
- Shervais, J. W. 2001. Birth, death, and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **2**.
- Sichler, B. 1980. La bielle danakile: Un modèle pour l'évolution géodynamique de l'Afar. *Bulletin de la Société Géologique de France* **22**, 925-933.
- Silver, P. G., Russo, R. M. & Lithgow-Bertelloni, C. 1998. Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science* **279**, 60-63.
- Sonder, L. J. 1990. Effects of density contrasts on the orientation of stresses in the lithosphere: relation to principal stress directions in the Transverse Ranges, California. *Tectonics* **9**(4), 761-771.
- Sornette, A., Davy, P. & Sornette, D. 1993. Fault growth in brittle-ductile experiments and the mechanics of continental collisions. *Journal of Geophysical Research* **98**(B7), 12111-12139.
- Sornette, D. & Davy, P. 1991. Fault growth model and universal fault length distribution. *Geophysical Research Letters* **18**, 1079-1081.
- Souriot, T. & Brun, J. P. 1992. Faulting and block rotation in the Afar triangle, East Africa: The Danakil "crank arm" model. *Geology* **20**, 911-914.
- Stampfli, G. & Pilleveit, A. 1993. An alternative Permo-triasique reconstruction of the kinematics of the Tethyan realm. In: *Atlas Palaeoenvironmental Maps. Explanatory notes* (edited by Dercourt, J., Ricou, L. E. & Vrielinck, B.), Paris.
- Stoddard, P. R. & Abbott, D. 1996. Influence of tectosphere upon plate motion. *Journal of Geophysical Research* **101**(B3), 5425-5433.
- Storey, M. 1995. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. *Nature* **377**, 301-308.
- Storey, M., Mahoney, J. J., Saunders, A. D., Duncan, R. A., Kelley, S. P. & Coffin, M. F. 1995. Timing of hot spot-related volcanism and the breakup of Madagascar and India. *Science* **267**, 852-855.
- Tackley, P. 2000. Self-consistent generation of tectonic plates in time-dependent, three-dimensional mantle convection simulations. 1. Pseudoplastic yielding. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **1**.
- Tao, W. C. & O'Connell, R. J. 1993. Deformation of a weak subducted slab and variation of seismicity with depth. *Nature* **361**, 626-628.

- Tapponnier, P., Armijo, R., Manighetti, I. & Courtillot, V. 1990. Bookshelf faulting and horizontal block rotations between overlapping rifts in southern Afar. *Geophysical Research Letters* **17**(1), 1-4.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Dain, A. Y. L., Armijo, R. & Cobbold, P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology* **10**, 611-616.
- Tetzlaff, M. & Schmeling, H. 2000. The influence of olivine metastability on deep subduction of oceanic lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **120**(1-2), 29-38.
- Thomas, A. L. 1993. Poly3D: a three-dimensional, polygonal-element, displacement discontinuity boundary element computer program with applications to fractures, faults and cavities in the Earth's crust, Stanford University.
- Toth, G. & Gurnis, M. 1998. Dynamics of subduction initiation at preexisting fault zones. *Journal of Geophysical Research* **103**, 18053-18067.
- Tron, V. & Brun, J. P. 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics* **188**, 71-84.
- Trudgill, B. & Cartwright, J. A. 1994. Relay-ramp forms and normal-fault linkage, Canyonlands National Parks, Utah. *Geological Society of America Bulletin* **106**, 1143-1157.
- Tuckwell, G. W., Bull, J. M. & Sanderson, D. J. 1998. Numerical models of faulting at oblique spreading centers. *Journal of Geophysical Research* **103**(B7), 15474-15482.
- Turcotte, D. L. & Schubert, G. 1982. *Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems*, New York.
- Uyeda, S. & Kanamori, H. 1979. Backarc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research* **84**(1), 1049-1061.
- Van der Voo, R., Spakman, W. & Bijwaard, H. 1999. Tethyan subducted slabs under India. *Earth and Planetary Science Letters* **171**, 7-20.
- Vendeville, B., Cobbold, P. R., Davy, P., Brun, J. P. & Choukroune, P. 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: *Continental extensional tectonics* (edited by Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L.) **28**. Geological Society of London Special Publication, 95-107.
- Vilotte, J. P., Daignières, M. & Madariaga, R. 1982. Numerical modeling of intraplate deformation: simple mechanical models of continental collision. *Journal of Geophysical Research* **87**, 10709-10728.
- Walsh, J. J., Nicol, A. & Childs, C. 2002. An alternative model for the growth of faults. *Journal of Structural Geology* **in press**.
- Walsh, J. J. & Watterson, J. 1988. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology* **10**, 239-247.

- Walsh, J. J., Watterson, J. & Yielding, G. 1991. The importance of small-scale faulting in regional extension. *Nature* **351**, 391-393.
- Walsh, J. J. & Watterson, L. 1987. Distribution of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault surface. *Journal of Structural Geology* **9**(1039-1046).
- Watchorn, F., Nichols, G. J. & Bosence, D. W. J. 1998. Rift related sedimentation and stratigraphy, southern Yemen (Gulf of Aden). In: *Sedimentation and tectonics of rift basins: Red Sea-Gulf of Aden* (edited by Purser, B. H. & Bosence, D. W. J.). Chapman & Hall, London, 165-189.
- Watterson, J. 1986. Fault dimensions, displacements and growth. *Pure and Applied Geophysics* **124**, 365-373.
- Wdowinski, S. 1992. Dynamically supported trench topography. *Journal of Geophysical Research* **97**(B12), 17651-17656.
- Weijermars, R. 1986. Flow behavior and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics* **124**, 325-328.
- Weijermars, R. & Scmeling, 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). *Phys. of the Earth and Planet. Int.* **43**, 316-330.
- White, R. S. 1992. Magmatism during and after continental break-up. In: *Magmatism and the Causes of Continental Break-up* (edited by Storey, B. C., Alabaster, T. & Pankhurst, R. J.) **68**. Geological Society Special Publication, London, 1-16.
- Whitmarsch, R. B. 1979. The Owen Basin off the south-east margin of Arabia and the evolution of the Owen Fracture Zone. *Geophysical Journal of the Royal astron. Society* **58**, 441-470.
- Willemsse, E. J. M. 1997. Segmented normal fault: Correspondence between three-dimensional mechanical models and field data. *Journal of Geophysical Research* **102**(B1), 675-692.
- Willemsse, E. J. M., Pollard, D. D. & Aydin, A. 1996. Three dimensional analysis of slip distributions on normal fault arrays with consequences for fault scaling. *Journal of Structural Geology* **18**(295-310).
- Withjack, M. O. & Callaway, S. 2000. Active normal faulting beneath a salt layer: An experimental study of deformation patterns in the cover sequence. *AAPG Bulletin* **84**(5), 627-651.
- Withjack, M. O. & Jamison, W. R. 1986. Deformation produced by oblique rifting. *Tectonophysics* **126**, 99-124.
- WoldeGabriel, G., Yemane, T., Suwa, G., White, T. & Asfaw, B. 1991. Age of volcanism and rifting in the Burji-Soyoma area, southern Main Ethiopian rift: Geo- and biochronologic data. *Journal of African Earth Science* **13**, 437-447.
- Wortel, R. 1982. Seismicity and rheology of subducted slabs. *Nature* **296**, 553-556.
- Yielding, G., Needham, T. & Jones, H. 1996. Sampling of fault populations using sub-surface data: a review. *Journal of Structural Geology* **18**(135-146).

- Yin, Z. M. & Ranalli, G. 1992. Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under non-Andersonian stress systems. *Journal of Structural Geology* **14**(2), 237-244.
- Zeyen, H., Volker, F., Wehrle, V., Fuchs, K., Sobolev, S. V. & Altherr, R. 1997. Styles of continental rifting: crust-mantle detachment and mantle plume. *Tectonophysics* **278**, 329-352.
- Zhong, S. 2001. Role of ocean-continent contrast and continental keels on plate motion, net rotation of lithosphere, and the geoid. *Journal of Geophysical research* **106**, 703-712.
- Zhong, S. & Gurnis, M. 1995a. Mantle convection with plates and mobile, faulted plate margins. *Sciences* **266**, 838-843.
- Zhong, S. & Gurnis, M. 1995b. Toward a realistic simulation of plate margins in mantle convection. *Geophysical Research Letters* **22**, 981-984.
- Zhong, S. & Gurnis, M. 1996. Interaction of weak faults and non-newtonian rheology produces plate tectonics in a 3D models of mantle flow. *Nature* **383**, 245-247.
- Zhong, S. & Gurnis, M. 1997. Dynamic interaction between tectonics plates, subducting slabs, and the mantle. *Earth Interactions* **1 (1-003)**, 1-18.
- Zoback, M. L. 1992. First- and second-order pattern of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research* **97**(B8), 11703-11728.

ANNEXE

Des tests ont été réalisés en laboratoire pour explorer l'effet, notamment, de la troisième dimension sur la dynamique de la subduction et la vitesse des plaques. Le paramètre qui est testé ici est en particulier la largeur de la plaque. Le dispositif expérimental est le même que dans le chapitre 5. Ces expériences sont préliminaires, dans le sens où elles seront probablement complétées par des calculs analytiques et numériques, dans un avenir proche. De plus, un effort doit encore être fait pour appliquer ces expériences à la nature.

3-D laboratory tests of plate motion

Abstract

We have performed 3-D laboratory experiments to test the influence of the geometric configuration on the velocity field of a slab bearing plate. We scale down our experiments to natural gravity field using silicone putty and honey to simulate the viscous behavior of slab and mantle, respectively. Our results show that the third dimension exerts a primary control on the geometry of the subducting system and on kinematics of slab bearing plate.

Introduction

The motion of plates on the earth surface is classically considered as mainly the result of buoyancy forces arising from subduction of cold lithosphere [Forsyth and Uyeda, 1975]. During the last decade, this prevision has been confirmed by means of numerical simulations [Bercovici et al., 2000; Zhong and Gurnis, 1995]. Global models also shed greater light on the different contributions of forces resisting and driving plate motion for realistic plate velocities [Becker and O'Connell, 2001; DeParis et al., 1995; Lithgow-Bertelloni and Richards, 1998]. In this sense, the velocity of subduction (V_s), expected to be related to the velocity of the plate, scales proportionally with buoyancy forces related to subducted material and to a lesser extent stored inside the lithosphere ("ridge push"), and is resisted by lithosphere and mantle viscous dissipation and by friction along fault at plates boundary [Becker et al.,

1999; Conrad and Hager, 1999; Lithgow-Bertelloni and Richards, 1998]. This relationship, however, does not take into account the presence lateral viscosity variations, which induce 3-D complexities in mantle flow [Bercovici et al., 2000; Gable et al., 1991; Hager and O'Connell, 1981] and does not predict the way the velocity of subduction is related to the velocity of the plate with a dynamically moving trench, as shown for example by Zhong et al. [1995] results.

Using 3-D laboratory experiments, we explore velocity of subduction and its repartition between trench and plate motions, as a function of both the deep and lateral viscosity variations, investigated through the depth of the convective mantle and the width of the lithosphere, respectively. Our results show that the velocity of subduction cannot be predicted using 2-D assumptions. We found that the velocity of the slab bearing plate and of trench is highly not steady state during the process and depends on the mutual interaction between the mantle flow and the lithosphere.

Model set up

Experiments were designed to investigate the motion of a subducting slab free to sink into the mantle. We test the influence of two geometrical parameters, the width of the plate (w) and the mantle thickness (z) (**Fig. 1**), summarized by their ratio ($A = w/z$). We keep constant all the other geometric and rheologic parameters (lithosphere and mantle viscosity, density, and lithosphere thickness) already investigated in our previous studies [Faccenna et al., 2001]. Following previous experimental works [Becker et al., 1999; Faccenna et al., 1996; Griffiths et al., 1995; Kincaid and Olson, 1987], the rheology of the lithosphere/mantle system is approximated by a linear viscous multi-layer. We used a layer of silicon putty (lithosphere), 430 times more viscous and 100 kg/m³ denser than the underlying layer of honey (mantle), respecting correct scaling for natural system [Cloos, 1993; Mitrovica and Forte, 1997], and allowing a correct scaling for time (**Fig. 1**, Table 1). The scaled rate of subduction observed in these experiments is high enough (~ 1 to 6 cm/yr) and the time scale of the process is low enough (~ 50 Ma) to ensure a correct simulation even neglecting temperature changes. Under these conditions, in fact, advection is assumed to overcome conduction and the slab is thought to be in a quasi-adiabatic condition with no thermo-rheological effects [Bunge et al., 1997; Wortel, 1982]. Experimental limitations also impose that phase changes are not taken into account. However, their contribution seems to have a secondary effect with respect to the one exerted by the deep viscosity stratification [Lithgow-Bertelloni and Richards, 1998]. In previous work, we tested the role of deep viscosity increase of 10 or more [Faccenna et al., 2001]. We showed that, for a 50 Ma time-scale and for the obtained subduction velocity, this deep layer is always impermeable. For this reason the lower boundary of the convective layer can be adequately approximated with a closed bottom boundary. Experiments are designed in a manner that the plate can move freely answering self consistently to subduction dynamics. Therefore, we assume that plate is completely surrounded by fault zones (trench, ridge and transform faults) whose equivalent viscosity is that of the mantle. These conditions

result in a faster velocity [King and Hager, 1990] but ensure the maximum mobility of the plate. Our system is then driven by the gravitational force (slab pull) and is resisted only by viscous dissipation in the lithosphere and in the mantle. The latter resisting force can be neglected as being one order of magnitude smaller than the lithosphere viscous dissipation related to bending at trench, as the radius of curvature of the slab at trench is in the same order of the thickness of the lithosphere and the subduction system is restricted to the upper low viscosity layer of the mantle [Becker et al., 1999; Conrad and Hager, 1999; Faccenna et al., 2001].

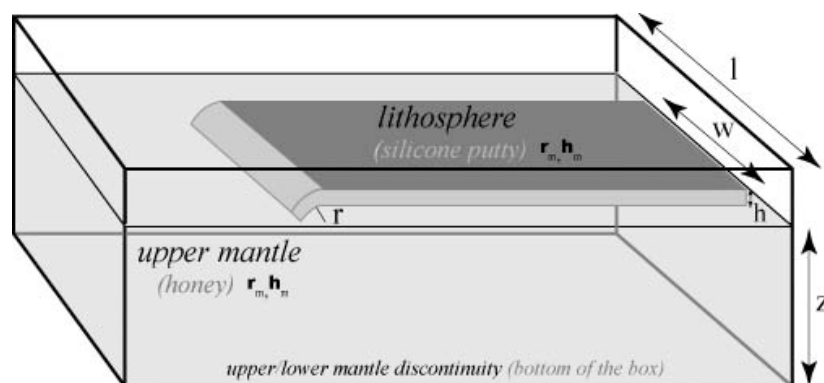


Fig. 1: Experimental setup. The experiments are performed in a Plexiglas box, which dimensions are adapted to guarantee laterally unconstrained plates ($l \gg w$). The plate is disposed on the honey layer and the subduction is initiated at the leading edge, while the trailing edge is kept free to move (“free ridge” sensu Kincaid and Olson (1987)). Top and lateral photographs are taken through time and are used to quantify the evolution of the system. Markers floating on honey allow reconstructing mantle flow-lines on the surface.

	Model	Nature
Oceanic lithosphere thickness (m)	0.012	70 000
<i>Characteristic length</i>	<i>1 cm</i>	<i>60 km</i>
Oceanic lithosphere density (kg/m^3)	1480	3300
Upper mantle density (kg/m^3)	1380	3220
<i>Density contrast (kg/m^3)</i>	<i>100</i>	<i>80</i>
Oceanic lithosphere viscosity (Pa s)	200000	4.10^{23}
Upper mantle viscosity (Pa s)	460	4.10^{21}
<i>Viscosity ratio</i>	<i>430</i>	<i>100</i>
<i>Characteristic time</i>	<i>1 min</i>	<i>1 Ma</i>

Table 1: Parameters in nature and experiments.

Experiment	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11
Plate width w (cm)	5	10	15	22	5	10	15	23	35	6	9
Mantle thickness z (cm)	11	11	11	11	16	16	16	16	16	5	5
Buoyancy number F	2.2	2.2	2.2	2.2	3.2	3.2	3.2	3.2	3.2	1.2	1.2
Aspect ratio $A=w/z$	0.4	0.9	1.4	2	0.3	0.6	0.9	1.4	2.2	1.2	1.8

Table 2: List of experimental parameters

We test three configurations changing the thickness of the convecting mantle system (360, 660, 960 km). These three different configurations produce three different levels of slab pull force. The ratio between the main acting forces (slab pull and bending resistance) can be expressed as non-dimensional number F , the “buoyancy number” [Houseman and Gubbins, 1997]. The bending resistance value has been experimentally defined as the force necessary to bend the plate and to initiate subduction. In our experiments, this corresponds to a length of subducted slab of 2.5 cm (equivalent to 150 km in nature) that results in a slab pull level of 0.6 N/m (corresponding to a natural value of $1.6 \cdot 10^{13}$ N/m). Hence, the three model set up correspond to F of 1.2, 2.2 and 3.2, for 360, 660 and 960 km of mantle thickness, respectively.

For each setting, the plate width ranges between 5 and 35 cm (representing 300 and 2100 km). In the experiments, we observe 3-D mantle flow whose radius is in the order of the mantle thickness. For all the cases, box width is large enough to ensure free flow of the mantle material. The mantle is also free to circulate to the back of the plate, simulating a ridge migrating without resistance and transform fault systems. The experiments are listed in Table 2. They are replicated at least twice ensuring reproducibility.

Experimental results

We selected 12 experiments out of 40, changing mantle thickness and plate width. All the experiments show a typical sequence of three phases: 1) sink of the slab through the mantle, 2) transient slab/lower boundary interaction, and 3) steady state subduction. The experiments share a common behavior during first two phases. Conversely, during the third phase, experiments show up a different behavior as a function of their parameters A and F .

Phase 1

The first phase, characterized by the sinking of the slab into the mantle, has been already described in details by previous experiments [Faccenna et al., 2001]. To start subduction, the leading edge of the lithosphere is forced inside the mantle with a shallow dipping angle to obtain enough slab pull able to overcome the bending resistance at trench. After initiation, the slab sinks into the mantle, the trench retreats, and the slab increases its dip to reach overturned configuration (**Fig. 2, 4 and 5**). The subduction velocity (**Fig. 3**) increases linearly with the slab length. In this stage, slab velocity (as well as the amount of trench retreat and plate motion) can be predicted by the balance of slab pull and bending resistance (Becker et al. 1999, Faccenna et al. 2001). Because of the lateral migration of the slab, a pressure gradient is generated in the mantle producing strong mantle flow. In this phase, the mantle flow follows the velocity of the slab/plate system and turns below the slab. After 7-10 Ma, the slab reach the bottom of the mantle (**Fig. 2**) attaining its maximum dip and trench retreat velocity (**Fig. 2 and 4**).

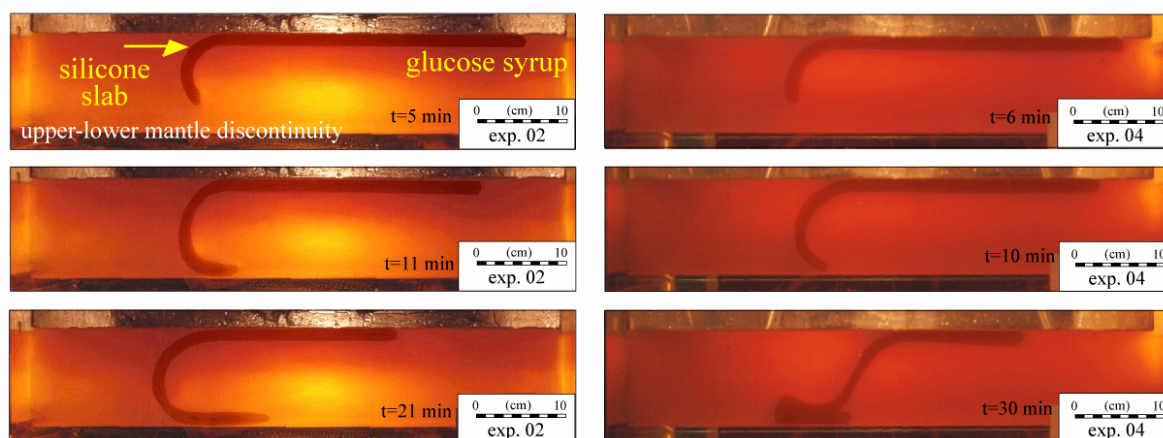


Fig. 2: Lateral views of two different dynamics through time. a) Experiment characterized by $z = 11$ cm and $w < z$. After initiation, the trench is retreating and the dip reaches a value about 120° (phase 1). When the slab reaches the bottom of the box (phase 2), the dip tends to a value of 80° and the trench retreat is slowed down. At the end of phase 2, the trench starts to advance, the dip attains higher steady state values around 80° and the plate has high velocity. b) Experiment characterized by $z = 11$ cm and $w > z$. After initiation, the kinematics of the system is similar to those of the previous experiment (phase 1 and 2). Nevertheless differences appear in the third phase. The trench retreat restarts after few minutes, while the slab interacts with the upper-lower mantle discontinuity (phase 3). In this phase, the dip attains a steady state value of around 60° and the plate moves with a low velocity.

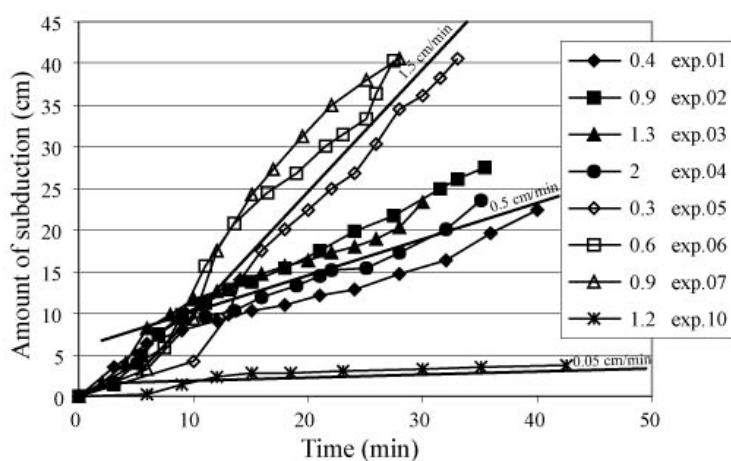


Fig. 3: Amount of subduction through time. During the third phase, the subduction velocity becomes roughly constant. For experiments with a mantle thickness equal to 16 cm, 11 cm, and 6 cm, the velocity is about 1.5, 0.5, and 0.05 cm/min, respectively. Numbers represent the aspect ratio A .

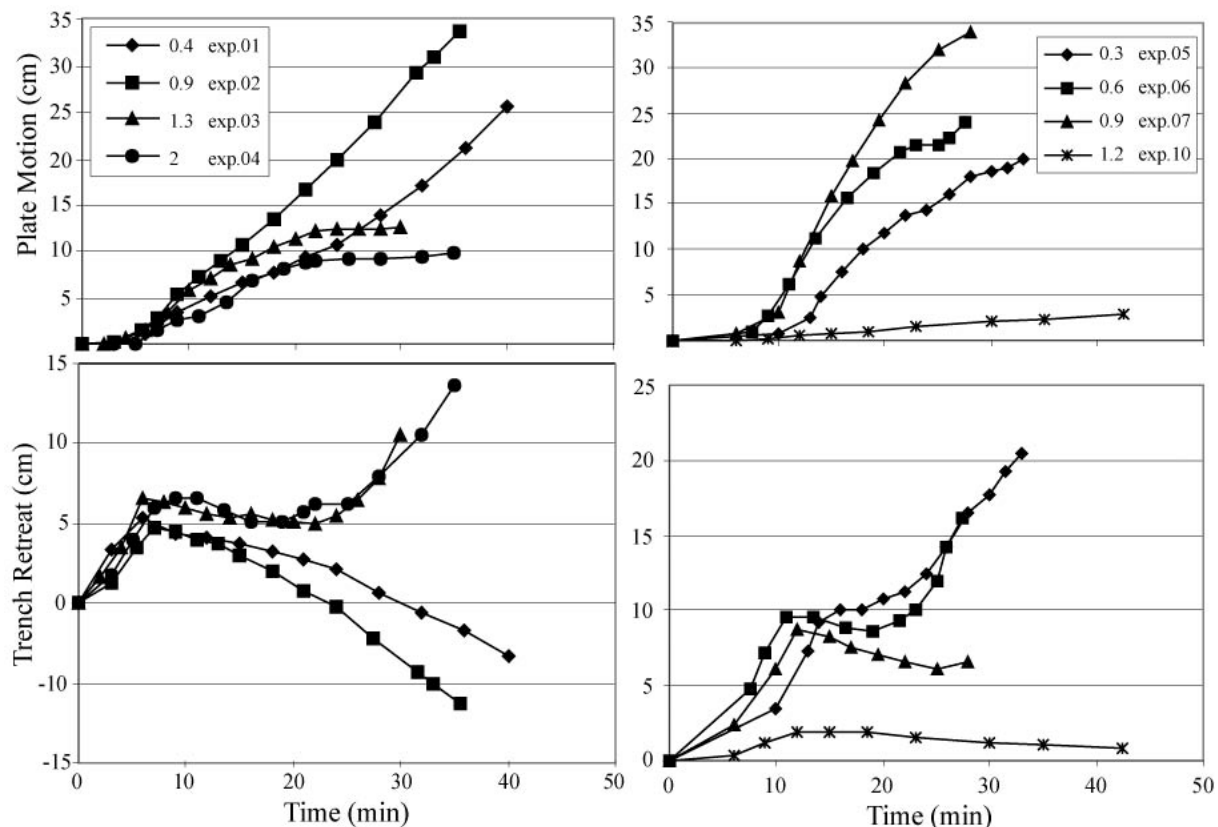


Fig. 4: a) Plate motion, trench retreat for the experiments with a mantle thickness of 11 cm (experiment 1, 2, 3, and 4). b) Plate motion and trench retreat for the experiments with a mantle thickness of 16 cm (experiments 5, 6, and 7) and 6 cm (experiment 10). See text for explanation. Numbers represent the aspect ratio A .

Phase 2

Once the slab reaches the bottom of the mantle, the tip of the slab folds at depth doubling the bending resistance. Generally, the trench starts to advance (**Fig. 4**). During this phase, the slab assumes a reclined U-shape characterized by a dip of about 90° (**Fig. 2**). From this moment, the flow of the mantle beneath the slab is inhibited by the impermeable barrier and attains a significant lateral out-of-plane component.

Phase 3

From this phase, the evolution is strongly dependent on geometrical parameters, the thickness of the mantle (z) and the plate width (w).

In the first set of experiments, the thickness of the upper mantle is 11 cm, equivalent to 660 km in nature (Table 2, experiments 1, 2, 3, 4), resulting in F value of 2.2. In experiments 1 and 2 (**Fig. 2a and 4**), the width of the plate is less than that of the mantle ($w = 5$ and 10 cm) with A equal to 0.4 and 0.9, respectively. In both the experiments, the trench advances at a roughly constant velocity of ~ 0.3 - 0.5 cm/min, while the dip of the slab remains constant at around 80° and the plate velocity is constant and ranges from 0.9 to 1.1 cm/min (equivalent to about 6 cm/yr in nature) for experiment 1 and 2 (**Fig.**

4). Mantle flow is not significant since small width plates are able to create only limited pressure gradients.

In experiments 3 and 4, plate width w is larger than that of the mantle ($w = 15$ and 22 cm) with A equal to 1.4 and 2, respectively. The trench is advancing at a velocity slower than in the experiments where $A < 1$, until $t \sim 20$ min. At this time, the slab tip is folded again for the third time (**Fig. 2b**). From this time, the dip of the slab stabilizes around 60° and trench restarts to retreat at a constant velocity of around 0.5 cm/min. The plate motion slows down to a velocity around 0.2 cm/min (around 1.2 cm/yr in nature) (**Fig. 4**).

The second set of experiments has been performed with a larger mantle thickness (16 cm, representing 960 km in nature) (Table 2, experiments 5, 6, 7, 9). V_s here is always faster with respect to the previous case, around 1.5 cm/min (**Fig. 3**). The buoyancy number F is equal to 3.2. The **Fig. 4** shows the evolution of the three experiments for plate widths between 5 and 35 cm (equivalent to 300 and 2100 km in nature). This stage starts with the formation of the third fold at the slab tip, as observed in the previous experiments 3 and 4. From this moment, the dip stabilizes at 60° , the trench restarts its retreating motion and plate velocity decreases ranging between 0.6 and 1 cm/min (between 3 to 6 cm/yr in nature). We observe a large component of out-of-plane flow around the slab, accompanying the trench retreat. The evolution is similar to the one illustrated in **Fig. 2b**. Differences between experiments 5, 6, 7, 8 and 9 concern only the timing of the different phases: the wider the plate, the later the third bending and the longer the second “transient” phase.

The third set of experiments explores the possibility that convection is restricted to 360 km, as mantle thickness is set to 6 cm (Table 2, experiment 10, 11, and 12). Under these conditions the adimensional number F is equal to 1.2. This set of experiments resembles to experiments 1 and 2, as the trench is continuously advancing. Velocity of the plate, however, is low, less than 0.05 cm/min (0.3 cm/yr in nature) (**Fig. 4**), as is the velocity of subduction (**Fig. 3**).

Discussion

We explore the role of the 3-D boundary conditions on the evolution of a dynamically consistent subducting slab/plate system over a time-scale of 50 Ma.

In all the experiments, we observe that V_s increases exponentially with time during the free sink of the slab in the mantle (phase 1) and then decreases during the slab deformation at depth (phase 2). During the first phase, the trench retreats, while during the second phase it advances (**Fig. 4**). These trench migrations induce displacement of mantle material mainly beneath the slab during the first phase. Once the slab reaches the bottom of the mantle, the mantle flow attains a major lateral component, flowing around slab/plate sides. Those two phases can be reasonably explained using a simple 2-D forces equilibrium between slab pull and viscous dissipation due to bending at trench (phase 1) and at the box bottom (phase 2). During the third phase, in all the experiments, the

subduction system attains a almost steady state configuration with a rather constant subduction velocity. V_s depends on the mantle thickness, but the observed average velocity can not be predicted by a simple 2-D forces equilibrium. In addition, we also observe that the velocity of subduction is partitioned in a different and variable manner between velocity of trench retreat and velocity of the plate. We find that this repartition is function of the aspect ratio A and the buoyancy number F . Two contrasting styles of subduction can be identified (**Fig. 5**). The first class shows slow plate velocity and retreating trench, whereas the second class is characterized by faster plate motion and advancing trench. We identified that the occurrence or not of a third folding phase at depth (controlled by the capacity of the material to flow which is favored in small plate cases) is the mechanical factor that controls the subduction behavior, permitting the “trench retreat” style of subduction (first class). The increasing of the buoyancy number F favors slab deformation at depth as shown by experiments with $F=3.2$. For the mantle thickness scaled to the 660km depth, we obtain contrasting style of subduction function of the aspect ratio A . In this case, the system is sensitive to the third dimension. Large plate favors a third folding at depth as, during the phase 2, the inner part of the slab is resisted in its advancing motion, by overpressure in the mantle, with respect to its lateral sides. This overpressure creates an arcuate shape of the trench favoring lateral slab deformation.

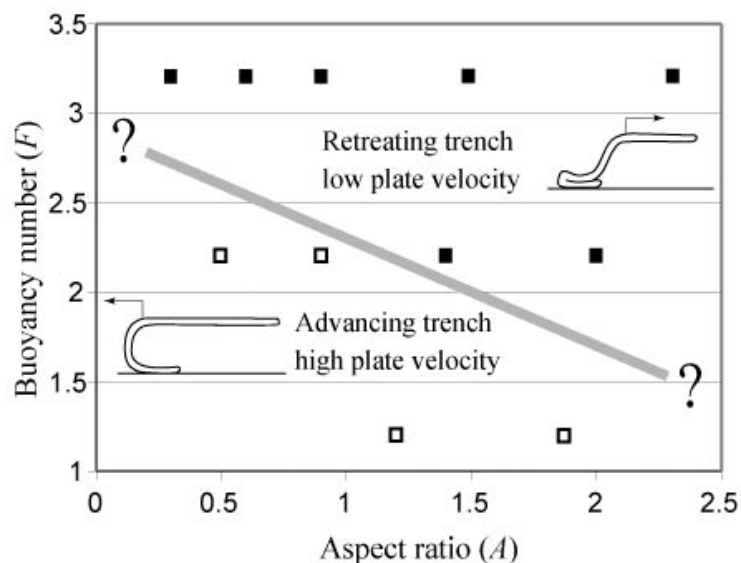


Fig. 5: Synthesis of the experimental results. The experiments are plotted in buoyancy number F and aspect ratio $A=w/z$ space. Full and empty squares represent experiments with retreating trench and advancing trench, respectively. In the high buoyancy number F case, the trench is always, whatever the plate width. In the low F case, the trench always advances. In the intermediate case, scaled to the upper mantle, the plate width controls both the subduction dynamics and the plate velocity. When the aspect ratio A is high the trench is retreating, inducing a slow plate motion. On the contrary, when A is low, the trench advances and the plate velocity is high.

Those results point out that the behavior of a plate/slab system depends on 3-D configuration. For example, we should expect that plate fragmentation, decreasing plate width, enhances plate motion, as observed in Arabian and Indian systems. However, we are aware that our models present limitations such as the lack of a realistic viscous layering and temperature-dependent rheology, the short time-scale of investigation, and the plate size. This implies that applications to natural systems can not be done straight forward. Nevertheless, we are confident that results of these simple experiments open new questions on the validity field of geodynamic models performed with 2-D assumptions.

References

Becker, T.W., C. Faccenna, R.J. O'Connell, and D. Giardini, The development of slabs in the upper mantle: Insights from numerical and laboratory experiments, *Journal of Geophysical Research*, 104 (B7), 15207-15226, 1999.

Becker, T.W., and R.J. O'Connell, Predicting plate velocities with mantle circulation models, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2, 2001.

Bercovici, D., Y. Ricard, and M.A. Richards, The relation between mantle dynamics and plate tectonics: a primer, in *The history and dynamics of global plate motions*, Geophysical Monograph, edited by M.A.R. Richards, R.G. Gordon, and R.D.V.d. Hilst, American Geophysical Union, Washington DC, 2000.

Bunge, H.P., M.A. Richards, and J.R. Baumgardner, A sensitivity study of three-dimensional spherical mantle convection at 10 (super 8) Rayleigh number, *Journal of Geophysical Research*, 102 (6), 11991-12007, 1997.

Cloos, M., Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts, *Bulletin of the Geological Society of America*, 105, 715-737, 1993.

Conrad, C.P., and B. Hager, Effects of plate bending and fault strength at subduction zones on plate dynamics, *Journal of Geophysical Research*, 104, 17551-17571, 1999.

Deparis, V., H. Legros, and Y. Ricard, Mass anomalies due to subducted slabs and simulations of plate motion since 200 My, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 89 (3-4), 271-280, 1995.

Faccenna, C., P. Davy, J.P. Brun, R. Funiciello, D. Giardini, M. Mattei, and T. Nalpas, The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea, *Geophysical Journal International*, 126, 781-795, 1996.

Faccenna, C., F. Funiciello, D. Giardini, and F.P. Lucente, Episodic back arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean, *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 105-116, 2001.

Forsyth, D.W., and S. Uyeda, On the relative importance of driving forces on plate motion, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 43, 163-200, 1975.

Gable, C.W., R.J. O'Connell, and B.J. Travis, Convection in three dimensions with plates: generation of toroidal flow, *Journal of Geophysical Research*, 96 (B5), 8291-8405, 1991.

Griffiths, R.W., R.I. Hackney, and R.D. vanderHilst, A laboratory investigation on effects of trench migration on the descent of subducted slabs, *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 1-17, 1995.

Hager, B.H., and R.J. O'Connell, A simple global model of plate dynamics and mantle convection, *Journal of Geophysical Research*, 86 (B6), 4843-4867, 1981.

Houseman, G.A., and D. Gubbins, Deformation of subducted oceanic lithosphere, *Geophysical Journal International*, 131, 535-551, 1997.

Kincaid, C., and P. Olson, An experimental study of subduction and slab migration, *Journal of Geophysical Research*, 92 (B13), 13832-13840, 1987.

King, S.D., and B.H. Hager, The relationship between plate velocity and trench viscosity in newtonian and power-law subduction calculations, *Geophysical Research Letters*, 17 (12), 2409-2412, 1990.

Lithgow-Bertelloni, C., and M.A. Richards, The dynamics of cenozoic and mesozoic plate motions, *Reviews of Geophysics*, 36 (1), 27-78, 1998.

Mitrovica, J.X., and A.M. Forte, Radial profile of mantle viscosity: Results from the joint inversion of convection and postglacial rebound observables, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B2), 2751-2769, 1997.

Wortel, R., Seismicity and rheology of subducted slabs, *Nature*, 296, 553-556, 1982.

Zhong, S., and M. Gurnis, Mantle convection with plates and mobile, faulted plate margins, *Sciences*, 266, 838-843, 1995.

LISTE DES FIGURES

- Figure 1 :** Carte topographique, limites et vitesse des plaques Afrique, Eurasie, Arabie et Inde. Les vitesses (absolues) sont tirées du modèle NNR-Nuvel1 (Argus & Gordon 1991).....17
- Figure 2 :** Cinématique du Moyen Orient. La direction et l'intensité des vitesses relatives (flèches vides) sont d'après Reilinger et al. (1997) et Allen et al. (2001) pour la frontière convergente au Nord, d'après Le Pichon et Gaulier (1988) et Chu et Gordon (1998) pour la Mer Rouge, d'après Jestin et al. (1994) pour le Golfe d'Aden, d'après Quennel (1958), Garfunkel (1981), et Le Pichon et Gaulier (1988) pour la faille du Levant, et d'après DeMets et al. (1990) pour la faille d'Owen. Les vitesses absolues (flèches pleines) sont d'après le modèle NNR-Nuvel1 (Argus & Gordon 1991).....18
- Figure 3 :** Carte des séismes (USGS National Earthquake Information Center). Les zones les plus sismiques sont les zones de convergence où les séismes sont majoritairement d'une profondeur entre 0 et 70 km. Dans le Zagros, des séismes sont enregistrés entre 70 et 150 km, et très peu au-delà.19
- Figure 4 :** Carte des mécanismes au foyer au niveau de la plaque Arabe (tirés de CMT Harvard Catalog).20
- Figure 5 :** Section de tomographie sismique au travers du prisme du Makran (Bijwaard et al. 1998). L'anomalie froide et dense, interprétée comme de la lithosphère océanique subductée est limitée au manteau supérieur et semble reposer sur la limite manteau supérieur/manteau inférieur.21
- Figure 6 :** Schéma structural des structures protérozoïques et paléozoïques (Al-Husseini 2000). Les sutures Nabitah et Amar se sont formées pendant le néo-protérozoïque. Les systèmes décrochants (Nadj fault système) et extensifs (Oman et Dibba rifts) se sont formés au début du Paléozoïque.23
- Figure 7 :** Extension de la Néo-Téthys à la fin du Trias (Stampfli & Pillevuit 1993). La subduction a déjà débuté au niveau de l'Iran, tandis que sous le Tibet elle n'a pas commencé.24
- Figure 8 :** Vitesses relatives et absolues de l'Eurasie et de l'Afrique en Méditerranée (Jolivet & Faccenna 2000). a) Vitesses absolues de l'Afrique. b) Direction du mouvement absolu de l'Afrique (courbes épaisses) et relatif Afrique-Eurasie (courbes fines).25

Figure 9 : Schéma structural de la frontière Nord de la plaque Arabe, modifié d'après Berberian et Berberian (1981).....	26
Figure 10 : Schéma structural de la partie Nord-Ouest de l'Arabie (Litak et al. 1997). Le graben de l'Euphrates a une direction NW-SE environ.	27
Figure 11 : Mesures de largeur de lithosphère océanique téthysienne. Ces mesures sont effectuées sur les reconstructions paléogéographiques (Besse & Courtillot 1988, Dercourt et al. 1993, Gnos et al. 1997, Scotese et al. 1988) et représentent la distance entre la marge continentale Afro-arabe et la zone subduction de la téthys. Des vitesses moyennes sont calculées sur ces mesures.....	28
Figure 12 : Distribution du magmatisme tertiaire dans le Zagros (Berberian & Berberian 1981).	29
Figure 13 : Synthèse de l'initiation de la collision le long de la marge convergente Nord. La collision s'initie vers 40 Ma dans le Bitlis et plus tardivement vers 20 Ma dans le Zagros.	30
Figure 14 : Carte schématique des frontières de plaque de l'Inde.....	31
Figure 15 : Ouverture des bassins du Mozambique, Ouest et Nord Somalien au Crétacé inférieur et Indien au Crétacé supérieur (Birse et al. 1997).	32
Figure 16 : Deux modèles différents d'ouverture du Nord-Ouest de l'océan Indien. Dans le modèle du haut (Whitmarsch 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.	33
Figure 17 : Evolution de l'océan Indien au Paléogène (Besse & Courtillot 1988).	33
Figure 18 : Vitesse de la plaque Indienne (à gauche) (Besse & Courtillot 1988) et vitesse et direction d'ouverture de la dorsale indienne à droite (Patriat & Achache 1984). Vers 50 Ma, la plaque indienne et la dorsale ralentissent. Vers 45 Ma, l'ouverture de la dorsale change de direction.....	34
Figure 19 : Structure (en haut) et évolution du point triple Arabie-Inde-Somalie (Fournier et al. 2002). Le point triple ride-transformante-transformante instable vers 15 Ma évolue en point triple ride-ride-ride comme à l'actuel.	35
Figure 20 : Ouverture de la Mer Rouge (Le Pichon & Gaulier 1988).....	36
Figure 21 : Schéma structural de la zone décrochante du Levant (Mechie & El-Isa 1988).	38
Figure 22 : Mise en place du point chaud des Afars. Le panache atteint la lithosphère vers 30 Ma (Schilling et al. 1992).	39
Figure 23 : Déformation et cinématique de la dépression des Afars (Manighetti et al. 2001b).	40
Figure 24 : Le Golfe d'Aden. En haut, structure schématique de la dorsale et des transformantes. La zone d'étude se situe dans la partie orientale du golfe, plus précisément entre les transformantes Alula Fartak a) et Socotra b). En bas, carte géologique de la zone d'étude (voir chapitre 2).	42
Figure 25 : Stratigraphie du Dhofar omanais depuis l'Aptien. Les formations oligo-miocènes d'Ashawq et Mughsayl sont syn-rift (Roger et al. 1989).	43

Figure 26 : Directions d'extension syn-rift en Oman (Lepvrier et al. 2002). On note une phase de direction moyenne N20°E, une autre de direction N160°E. Le tableau montre les terrains où les directions d'extension sont mesurées. (les flèches noires indiquent les directions calculées, les flèches blanches les directions estimées)	45
Figure 27 : Carte de la partie occidentale du Golfe d'Aden, au large du Yémen et de la Somalie avec les directions d'extension calculées.....	46
Figure 28 : Détail de la dorsale d'Aden dans la partie occidentale du Golfe (Dauteuil et al. 2001). La déformation de la dorsale est caractéristique d'une accréation oblique. L'axe de la dorsale est N70°E à E/W. Le réseau de failles indique une direction d'écartement N37°E +/-10°, direction en accord avec les estimations cinématiques indépendantes.	49
Figure 29 : Synthèse des événements tectoniques Tertiaire dans la zone Arabe.	49
Figure 30 : Modèle de séparation Arabie-Afrique (Courtillet et al. 1987). L'extension s'initie en Mer Rouge et dans les rifts est-africains, puis se localise dans le Golfe d'Aden et en Mer Rouge.....	50
Figure 31 : Modèle d'ouverture du Golfe d'Aden (Manighetti et al. 1997). La dorsale Carlsberg se propage dans le continent arabe, attirée par le point chaud des Afars.	51
Figure 32 : Modèle d'individualisation de la plaque Arabe (Jolivet & Faccenna 2000). La Téthys subducte sous l'Eurasie jusqu'à l'Oligocène. A ce moment, le slab pull est plus important à l'est qu'à l'Ouest à cause de la collision en Turquie. Cette variation de traction crée les déformations intraplaques.....	52
Figure 33 : Modèle d'ouverture du Golfe d'Aden occidental (Fantozzi & Sgavetti 1998).....	53
Figure 34 : Modèle d'ouverture du Golfe d'Aden occidental (Khanbari 2000).....	54
Figure 35 : Géométrie du Golfe d'Aden (Manighetti et al. 1997). La largeur du Golfe augmente d'Ouest en Est continûment sauf au niveau des failles transformantes où la largeur augmente brutalement.	55
Figure 36 : Tableau synthétique des événements tectoniques au Moyen Orient pendant le Tertiaire (Références données tout au long du chapitre).....	57
Figure 37 : Synthèse des failles normales. a) discontinuités crustales préexistantes et b) failles observées dans le Golfe d'Aden (orientale notamment). Le cadran rouge souligne les failles à priori néoformées.....	58
Figure 38 : Cinématique des rifts d'Aden et de la Mer Rouge. La Mer Rouge s'ouvre de manière orthogonale ; le Golfe d'Aden s'ouvre de manière oblique. Les directions d'extensions y sont variables entre N20°E et N160°E.	59
Figure 39 : Modèles d'ouverture du Golfe d'Aden. a) par rifting qui implique une discontinuité lithosphérique préexistante. b) et c) par propagation depuis l'Est vers l'Ouest en direction du point chaud.	60

Figure 40 : Conditions aux limites du système à 35 Ma. Au Nord, La frontière de plaque est en collision à l'Est et en subduction à l'Ouest. Au sud, l'extension s'initie à la même période.	61
Figure 41 : Carte géologique et structurale du Sud-Ouest du Dhofar omanais, modifié de la carte géologique d'après la mission de terrain et les images satellites.	64
Figure 42 : Mosaïque d'image SPOT panchromatiques. L'escarpement décrit plus haut est reconnaissable par la différence de niveau de gris. Cette faille semble continue et son orientation tourne.....	65
Figure 43 : Photo d'orientation Ouest-Est de l'escarpement surplombant le bassin de Salalah et d'Ashawq. Les séries horizontales au bas de la photo sont post-rift (Miocène). Les séries constituant l'escarpement sont anté-rift (Crétacé supérieur – Eocène). Cet escarpement est la trace de la faille normale bordière contrôlant le bassin de Salalah.	65
Figure 44 : Photo d'orientation N-S du bas de l'escarpement de la photo de la Figure 43 (partie ouest). Les séries syn-rift (à droite) sont en contact anormal sur les terrains anté-rift. Le contact est une faille normale fortement pentée à pendage sud.	66
Figure 45 : Distribution d'orientation des failles normales de la marge. Ces orientations proviennent des mesures microtectoniques (petites failles) et des failles majeures (carte géologique, images satellites).....	67
Figure 46 : Mesures microtectoniques et directions d'extension calculées (en noir) avec le programme d'inversion de Angelier (1984). Les extensions supposées sont représentées par les flèches vides.	68
Figure 47 : Terminaison ouest de la faille bordière des photos des figures 3 et 4 (Photo N-S) Noter une déformation assez diffuse, caractérisée par des failles normales à vergence variable. Une partie de ces failles est de direction oblique (N70°E) par rapport à la faille bordière (N110°E)...	69
Figure 48 : Détail de la mosaïque d'images SPOT. Réseau de failles normales secondaires dans la partie Ouest du Graben Ashawq.....	70
Figure 49 : Plan de position de la campagne Encens Sheba. Les profils magnétiques, gravimétriques, bathymétriques et sismiques sont effectués le long de lignes de direction N27°E, parallèle à l'écartement (Leroy et al. in prep).	72
Figure 50 : Bathymétrie obtenue par le sondeur multi-faisceaux pendant la campagne Encens-Sheba (Leroy et al. in prep).	73
Figure 51 : Profils sismiques de la campagne Encens-Sheba de la marge Nord du Golfe d'Aden oriental. Trois zones sont identifiées : la zone océanique, la zone continentale et la transition océan-continent.....	75
Figure 52 : Profils sismiques de la marge Nord et Sud du Golfe d'Aden oriental. Même légende que sur le figure 51.....	76

Figure 53 : Profils sismiques de la marge Sud du Golfe d'Aden oriental. Même légende que sur le figure 51.....	77
Figure 54 : Schéma structural de la partie orientale du Golfe d'Aden d'après les profils sismiques et la bathymétrie acquis pendant la campagne Encens-Sheba (d'Acremont et al. in prep).....	78
Figure 55 : Distribution des orientations de failles à terre et en mer. Les failles immergées ont été ajoutées à la Figure 45. Leur orientation est toutefois moins sûre du fait de l'écartement des profils sismiques.....	80
Figure 56 : Profils de rejet symétriques (en haut) (Peacock & Sanderson 1991), asymétriques (en bas) (Huggins et al. 1995) et irréguliers (page suivante) (McLeod et al. 2000).	85
Figure 57 : Modes de propagation des failles normales (Cowie 1998b). a) croissance isolée par propagation des extrémités. b) interaction de segments. c) connexion de segments.	86
Figure 58 : Relation rejet maximum/longueur de faille. Compilation faite par Schlische et al. (1996). Les données sur plusieurs ordres de grandeur s'alignent plus ou moins le long d'une droite de régression de pente 1.	89
Figure 59 : Espacement des failles normales en fonction de l'épaisseur du niveau cassant. Dans ces modèles analogiques (Vendeville et al. 1987), l'augmentation de l'épaisseur du niveau cassant induit un espacement plus important des failles normales.	90
Figure 60 : Relation entre la largeur des grabens et la profondeur de la limite cassant-ductile (Allemand & Brun 1991).....	91
Figure 61 : Simulation numérique de déformation avec adoucissement (Lavie et al. 1999). L'adoucissement permet à la faille active d'accommoder la totalité de l'extension appliquée. Le reste de la couche cassante est très peu déformé.	92
Figure 62 : Evolution de la relation rejet-longueur. a) la pente de la relation décroît au cours du temps. La longueur des failles croît plus vite que le rejet. b) et c) la pente de la relation croît au cours du temps. Le rejet augmente plus vite que la longueur. Voir texte pour les explications.	123
Figure 63 : Distributions d'orientation. En haut, la distribution de longueur en fonction de l'orientation des failles dans les modèles analogiques de l'article précédemment présenté (la direction d'extension a un azimut de 90°). En bas, la distribution d'orientation sur la marge omanaise du Golfe d'Aden (voir chapitre 2).....	124
Figure 64 : Failles des marges du Golfe d'Aden. Image SPOT. Réactivation possible d'une faille N110°E par une extension oblique N160°E et petites failles associées, en forme de queue de cheval.....	128
Figure 65 : A gauche, schéma structural du Golfe de Suez d'après Schütz (1994). A droite, caractéristiques du réseau de failles du Golfe de Suez (Colletta et al. 1988). Le réseau de failles a donc une distribution d'orientation clairement bimodale avec deux pics à N20°E et N150°E, respectivement oblique et parallèle à la direction du rift N150°E.....	131

Figure 66 : Réseau de failles après le rifting Permo-Triasique (Faerseth 1996). Les failles sont de direction N-S	132
Figure 67 : Schéma structural Viking Graben après le rifting Jurassique (Faerseth 1996). Les failles sont N-S à N50°E (distribution de Brun et Tron (1993) pour le Nord du Viking Graben), et réactivent souvent des failles permo-triasiques (en pointillé).....	133
Figure 68 : Accrétion oblique au niveau de la ride de Reykjanes d'après Murton et Parson (1993) dans Tuckwell et al. (1998). Les failles au niveau de l'axe de la dorsale sont sub-perpendiculaires à la direction d'écartement des plaques. Hors-axe, les failles sont parallèles à l'axe de la dorsale....	134
Figure 69 : Expériences analogiques en argile de rifting oblique (Clifton et al. 2000). La distribution d'orientation des failles est fonction de l'angle entre l'axe du rift et la direction de divergence.	135
Figure 70 : Expériences analogiques sable-silicone de rifting oblique (Tron & Brun 1991). De même que sur la figure 16, la distribution d'orientation est fonction de l'angle entre l'axe du rift et la direction de divergence. (Les expériences symétriques (à gauche) et asymétriques (à droite) sont montrées).....	136
Figure 71 : Expérience de rifting oblique en sable (McClay & White 1995). Dans ces expériences, les bassins sont sub-perpendiculaires à l'extension appliquée et sont limités latéralement par des zones de transfert ou d'accommodation	137
Figure 72 : Modèle analogique de rifting oblique de Tron et Brun (1991) appliqués au Golfe d'Aden. Les modèles ont été placés de manière à avoir la discontinuité de vitesse à N75°E. Deux modèles sont présentés : à gauche, le modèle d'extension symétrique à $\alpha = 45^\circ$, à droite le modèle symétrique à $\alpha = 60^\circ$. Le Golfe d'Aden (extension à environ 55° de l'axe du golfe) est intermédiaire entre les deux.....	138
Figure 73 : Interprétation du réseau de failles en termes de rifting oblique (Brun & Tron 1993). Le réseau de faille et la discontinuité lithosphérique considérée indique une extension E-W.....	139
Figure 74 : Diagramme de Mohr. φ et φ' sont les angles de friction pour le matériau homogène et préfracturé, respectivement. C_0 et C'_0 sont les cohésions, θ , θ_1 et θ_2 sont les angles avec la contrainte σ_1	141
Figure 75 : Conditions basales de vitesse dans un rift. a) deux types de conditions couramment utilisées dans les modèles analogiques. L'une est une discontinuité de vitesse où le gradient de vitesse est infini au niveau de la discontinuité. L'autre est une extension homogène garantie par l'extension d'un caoutchouc. b) Conditions probablement plus réalistes dans un rift naturel. La vitesse augmente depuis un bord du rift puis diminue vers l'autre bord du rift.....	145
Figure 76 : Boîtes de déformation. En haut, la boîte d'extension homogène. En bas, la boîte de transtension avec une discontinuité de vitesse	146
Figure 77 : Dispositif du code Poly3d. Sur les discontinuités, les conditions aux limites (contraintes ou déformations) sont résolues sur chaque élément afin d'y calculer les contraintes.....	148

Figure 78 : Combinaison du sens de glissement sur les failles et du sens de disposition en échelon (Crider 2001).	163
Figure 79 : Exemple de connexion de deux segments de failles par la fracturation de la rampe dans la zone inférieure de celle-ci (Crider 2001). L'extension est E-W, le glissement sur les failles est donc senestre, de même que l'arrangement en échelon des segments.	163
Figure 80 : Exemple de connexion de deux segments de failles par la fracturation de la rampe dans la zone supérieure de celle-ci (Crider 2001). L'extension est E-W, a) le glissement sur les failles est donc dextre, l'arrangement en échelon des segments est senestre, b) le glissement est senestre, l'arrangement dextre.	164
Figure 81 : Dispositif de la première expérience. Les discontinuités sont disposées en échelon dextre, leur rejet sera normal-dextre. La longueur des discontinuités L est de 10 cm, le recouvrement et l'espacement sont égaux au quart de la longueur.	164
Figure 82 : Sens de glissement et de décalage identiques : failles réactivées de manière dextre et arrangement en échelon dextre.	165
Figure 83 : Synthèse des deux expériences où les discontinuités sont disposées en échelon. a) Les discontinuités se propagent l'une vers l'autre et peuvent se connecter, par fracturation du haut de la rampe. b) Les discontinuités se propagent sans se connecter.	166
Figure 84 : Dispositif de la deuxième expérience. Les discontinuités sont disposées en échelon senestre, leur rejet sera normal-dextre. La longueur des discontinuités L est de 10 cm, le recouvrement et l'espacement sont égaux au tiers et au quart de la longueur, respectivement. ..	166
Figure 85 : Sens de glissement et de décalage opposés : failles réactivées de manière dextre et arrangement en échelon senestre.	167
Figure 86 : Expérience où l'espacement entre les discontinuités initiales est grand. Les discontinuités sont faiblement réactivées.	169
Figure 87 : Dispositif de l'expérience analogique présentée dans la partie suivante. L'extension est de direction N120°E (à 30° de la discontinuité de vitesse) et les failles préexistantes sont parallèles à celle-ci.	170
Figure 88 : Modèle après 4 % et 7 % d'extension. Les discontinuités sont réactivées et leurs extrémités se propagent.	172
Figure 89 : Distribution d'orientation des failles de l'expérience au cours du temps (nombre de failles fonctions de leur azimuth). Ces orientations sont mesurées sur des segments de failles (une faille peut avoir plusieurs orientations). L'extension est de direction N120°E.	173
Figure 90 : Modèle après 9,5 % d'extension.	174
Figure 91 : Zoom sur une coupe des modèles. La faille de gauche est réactivée et des petits segments sont créés à cause de son faible pendage. La faille de droite est néoformée.	175
Figure 92 : Modèle après 15 % d'extension	176

- Figure 93** : Nombre total de failles de l'expérience au cours du temps. Une faille peut être composée de plusieurs segments, ce qui explique le nombre bien plus petit que la somme des segments de la figure précédente. 177
- Figure 94** : Modèle après 16 % d'extension 178
- Figure 95** : Evolution d'un détail de l'expérience. A chaque étape, une (ou deux) coupe(s) interprétée(s) est montrée, et une coupe horizontale (dans l'anté-rift). Au début, une faille préexistante est réactivée puis est progressivement abandonnée avec l'évolution du réseau de faille. De a) à e), l'extension croit de 4 à 16 %. 180
- Figure 96** : Réactivation d'une discontinuité et déformation associée. Le long de la discontinuité des segments plus pentés se forment à cause du trop faible pendage de la faille héritée. Ces segments accommodent ensuite toute l'extension appliquée. 182
- Figure 97** : Interprétation alternative du réseau de failles du Viking Graben en termes de rifting oblique. La direction de la faiblesse préexistante est N-S. La direction d'extension est N120°E, en accord avec celle proposé par Faersth (1996). 185
- Figure 98** : Comparaison entre l'expérience analogique (cette étude) et un détail du Viking graben (Faersth et al. 1997). La géométrie caractéristique des failles dont la direction varie entre N-S et Nord-Est se retrouve dans les deux cas. Une faille néoformée Nord-Est vient se paralléliser à une faille héritée N-S. 186
- Figure 99** : Modèles analogiques d'extensions successives (Bonini et al. 1997). La première extension est orthogonale à la discontinuité de vitesse (VD), les failles formées sont perpendiculaire à l'extension et forment un graben. La seconde extension est oblique de 30° à la précédente. Des failles sont créées dans le graben initial avec une direction sub-perpendiculaire à cette deuxième extension. Cependant la majorité des failles reste de direction parallèle à la discontinuité de vitesse. 187
- Figure 100** : Schéma structural d'une zone du Viking Graben (Faersth et al. 1997). Des petites failles de direction Nord-Est sont obliques aux failles bordières du graben N-S. 187
- Figure 101** : Chronologie entre différentes failles dans le Viking Graben (Faersth et al. 1997). Les failles N-S sont très souvent recoupées par des segments Nord-Est et deviennent inactives. a) Géométrie « conjuguée » en coupe entre deux failles de direction différente, la faille Nord-Est décale la faille N-S. b) la faille de gauche est orientée Nord-Est et est active pendant le dépôt de la série syn-rift supérieure (en gris sur l'interprétation), tandis que la faille de droite était active pendant le dépôt de la série syn-rift précédente, mais ne l'est plus pendant le dépôt de la série grisée. 189
- Figure 102** : Chronologie des dépocentres dans le Viking Graben (Faersth et al. 1997). La faille de gauche de direction Nord-Est à un pendage SE, celle du milieu, de direction N-S, un pendage Ouest. Cette dernière contrôle le dépôt des corps syn-rift au début du rifting, tandis que la

- première les contrôle pendant la fin du rifting. Leur activité est pourtant synchrone, l'une est plus active que l'autre suivant la période. 190
- Figure 103** : Disposition en échelon des bassins en contexte de rifting oblique. a) Disposition des bassins lors d'un rifting d'après McClay et White (1995). b) Evolution probable des bassins en centres d'accrétion. Les transformantes se placent au niveau des zones d'accommodation situées aux extrémités latérales des bassins. c) Cas idéal d'un rifting oblique où les bassins sont réactivés et disposés en échelon avec un fort recouvrement. Dans ce cas, l'évolution en centre d'accrétion de certains bassins peut mener à la naissance d'une transformante au niveau d'un bassin et non de son extrémité. 192
- Figure 104** : Evolution possible de la zone Ashawq-Salalah. Au début du rifting (1 et 2), des failles N110°E sont réactivées par l'extension N20°E. Puis (3), lors d'une extension oblique (N160°E), les deux segments N110°E sont joints par un segment N70°E, ce qui donne la géométrie actuelle. La zone d'approfondissement maximale est située au niveau d'une des intersections entre les segments réactivés et néoformés. (Le code de couleur est celui des cartes géologiques des chapitres 1 et 2 : vert, gris et marron : anté-rift ; jaune et orange : syn-rift ; rose et bleu ciel : post-rift.) 194
- Figure 105** : Distributions d'orientation de l'expérience de réactivation de failles à 45° de la direction d'extension, présentée dans la partie 4.1. 196
- Figure 106** : Détail d'une expérience où des discontinuités à 45° de l'extension sont préexistantes. a) les failles néoformées se forment principalement aux extrémités des failles réactivées perpendiculairement à l'extension appliquée, bien que d'autres failles s'initient isolément. b) des failles obliques peuvent se néoformer de manière oblique à l'extension lorsqu'elle sont des antithétiques d'une faille oblique réactivée. c) Lorsque les failles héritées sont inactives, des failles néoformées peuvent les recouper. d) des failles néoformées et réactivées peuvent se connecter si elles ont la même vergence. La faille réactivée constitue alors souvent une faille de relais entre deux failles néoformées. Lorsqu'une faille néoformée arrive dans le voisinage d'une faille réactivée, sa propagation peut e) être inhibée et f) de petits segments obliques peuvent s'initier. 197
- Figure 107** : Tectonique et sédimentation en contexte extensif (Gawthorpe & Leeder 2000). Les dépocentres sont contrôlés par l'activité des failles et sont localisés au centre des segments de failles. Une zone d'interaction ou de connexion entre deux segments est le lieu d'un déficit de sédimentation, du moins pendant l'évolution syn-rift précoce. 199
- Figure 108** : Localisation des dépocentres dans le cas d'une couche homogène à gauche, et dans le cas d'une couche préfracturée à droite. 200
- Figure 109** : Failles normales et dépocentres du rift du Lac Tanganyika (Lezzar et al. 2002). Les dépocentres sont précocement contrôlés par les failles réactivées et se situent aux intersections

entre les segments réactivés et néoformés. Pendant l'évolution du réseau de faille, les failles réactivées peuvent être abandonnées et l'influence des failles néoformées accrue.	200
Figure 110 : Reconstitution paléogéographique de l'Arabie à 30-35 Ma, modifié d'après Dercourt et al. (1993). A cette période, l'Arabie entre en collision avec l'Eurasie et les rifts de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden s'initient.	204
Figure 111 : Vitesses sismiques à travers les différentes couches terrestres (Kennett et al. 1995). Dans le manteau supérieur, les vitesses sismiques α et β augmentent, notamment au niveau de deux paliers à 410 et 660 km.	207
Figure 112 : Simulations numériques de convection globale (Bunge & Richards 1996). a) avec un manteau isovisqueux, b) avec un manteau dont la viscosité est *30 au niveau de la limite des 660 km. On note que l'aspect de surface de la convection est plus similaire au champ du surface de la Terre dans le cas b). Les zones de downwellings (zones foncées) sont plus rectilignes et dissymétriques comme le sont les zones de subduction.	208
Figure 113 : Tomographie à travers la subduction Izu-Bonin [Hilst, 1993 #761]. Le matériel lithosphérique ne franchit pas la limite manteau supérieur/manteau inférieur.	209
Figure 114 : Flux toroïdal et poloïdal. Le flux poloïdal est une forme de convection dont l'axe des cellules est horizontal, tandis que dans le flux toroïdal, l'axe est vertical.	210
Figure 115 : Forces agissant sur une plaque en subduction. RP est le ridge push, SP, le slab pull, VD le viscous drag à l'interface plaque-manteau, FR est la résistance de la zone failles de la subduction et BD la résistance à la flexion.	211
Figure 116 : Vitesses de plaque V_p , de la fosse V_t , de subduction V_s . a) cas d'une fosse en retrait, b) cas d'une fosse qui avance.	214
Figure 117 : Relations entre les points chauds et la fragmentation du Gondwana (Storey 1995). Les zones d'initiation des frontières de plaque en extension sont presque systématiquement situées au niveau de points chauds (étoiles).	217
Figure 118 : Boite expérimentale. La boite en Plexiglas est de largeur l . La plaque de silicone de hauteur h et de largeur w repose sur le miel de hauteur z . La subduction est initiée à la main en plongeant l'extrémité de la plaque dans le miel pour initier l'instabilité.	222
Figure 119 : Configuration des expériences où l'asymétrie de la Téthys est testée (vue de dessus). La lithosphère qui subducte (au Sud) est composée d'une partie continentale et d'une partie océanique. Cette dernière à une géométrie asymétrique, plus large à l'Est.	222
Figure 120 : Forces agissant dans le système. En haut, les forces classiques répertoriées dans la nature. En bas, les forces prises en compte dans les modèles analogiques. La résistance de la zone de failles de la subduction et le ridge push sont négligés.	224

- Figure 121** : Photo et mesures de l'expérience 1. Trois étapes de l'expérience sont imagées, à $t = 0$ mn, $t = 20$ mn, et $t = 40$ mn. Le retrait de la fosse, le pendage du slab et l'extension sont indiqués en fonction du temps.228
- Figure 122** : Schéma de l'évolution de l'expérience 1. Le bloc diagramme de gauche représente l'expérience pendant la chute du slab avant que celui-ci ne touche le fond de la boîte. La fosse se retire et le manteau se déplace depuis sous le slab en passant sous celui-ci vers l'autre compartiment (le déplacement du manteau est représenté par la ligne fine et la flèche et montre le déplacement du manteau entre l'étape présentée et l'étape suivante en pointillé). Le bloc diagramme de droite représente l'étape où le slab a atteint le fond de la boîte. Le manteau est confiné sous la plaque. Pour s'échapper, le manteau doit déformer le slab latéralement et fluer latéralement lorsque le slab sera assez déformé. Le confinement du manteau provoque une extension dans la plaque.229
- Figure 123** : Géométrie de la déformation de la plaque à la fin de l'expérience. A gauche, est indiqué le maillage utilisé pour calculer les déformations dont le grand axe est dessiné. Au milieu, le champ de déplacement et les variations de surface sont indiqués. A droite, la différence entre la déformation selon le grand axe et celle selon le petit axe représente une quantification de l'allongement de l'ellipse de déformation (la zone de d'extension maximale est soulignée en noir).230
- Figure 124** : Photo et mesures de l'expérience 3. Trois étapes de l'expérience sont imagées, à $t = 0$ mn, $t = 10$ mn, et $t = 40$ mn. Le retrait de la fosse, le pendage du slab et l'extension sont indiqués en fonction du temps.231
- Figure 125** : Schéma d'évolution de l'expérience 2. Avant que le slab ne touche le fond de la boîte (à gauche), la fosse se retire et le manteau se déplace sous le slab. Quand le slab a atteint le fond de la boîte (à droite), le manteau se déplace latéralement autour du slab.232
- Figure 126** : Photo et mesures de l'expérience 3. Trois étapes de l'expérience sont imagées, à $t = 0$ mn, $t = 10$ mn, et $t = 30$ mn. Le retrait de la fosse, le pendage du slab et l'extension sont indiqués en fonction du temps.233
- Figure 127** : Schéma d'évolution de l'expérience 3. Avant que le slab ne touche le fond de la boîte (à gauche), la fosse se retire et le manteau se déplace sous le slab et vers l'arrière accompagnant le déplacement de la plaque. Quand le slab a atteint le fond de la boîte (à droite), le manteau se déplace vers l'arrière et va tendre à déformer le slab pour pouvoir se déplacer latéralement autour du slab.234
- Figure 128** : Schéma d'évolution de l'expérience 4. Avant que le slab ne touche le fond de la boîte (à gauche), la fosse se retire et le manteau se déplace sous le slab et vers l'arrière accompagnant le déplacement de la plaque. Quand le slab a atteint le fond de la boîte (à droite), le manteau se déplace vers l'arrière et latéralement autour du slab.234

- Figure 129** : synthèse de l'extension mesurée dans les expériences. Seules les conditions aux limites « plaque fixe » et/ou « plaque confinée latéralement » induisent une extension dans la plaque. 235
- Figure 130** : Configuration de la Téthys à 83 Ma (Besse & Courtillot 1988). La séparation Inde-Madagascar intervient après l'épisode d'obduction (que nous négligeons) figuré sur la figure au Nord de l'Inde et de l'Arabie. Au moment de la séparation, la subduction est donc très longue et les déformations extensives s'initient au milieu du système (entre l'Inde et Madagascar) au niveau du point chaud Marion.259
- Figure 131** : Rotation des bords de la plaque continentale dans les expériences avec le continent de l'article.260
- Figure 132** : Rifts obliques dans un matériau plastique (Chemenda et al. 2002)263
- Figure 133** : Interaction entre les contraintes générées aux limites et locales modifié d'après Sonder (1990) et appliqué au Golfe d'Aden. Les contraintes générées aux limites (dites contraintes régionales) ont une direction de contrainte minimale (extension) N20°E. Les contraintes locales générées par un rift de direction N70°E ont une direction d'extension N160°E. La combinaison de ces deux extensions doit résulter en une extension de direction intermédiaire entre N20°E et N160°E, suivant le rapport des contraintes.265
- Figure 134** : Rotation de la direction d'extension en fonction de l'angle θ entre la direction de la structure (ici le rift d'Aden N70°E) et la direction de la contrainte horizontale la plus grande (ici N110°E puisque la direction d'extension est N20°E) et du rapport entre les contraintes. Pour le Golfe d'Aden, il doit se produire une rotation antihoraire de la contrainte extensive d'un angle entre 0 et 40°, suivant le rapport des contraintes. Si la contrainte locale est beaucoup plus grande que la contrainte régionale, la déviation est proche de 40° (donc une extension N160°E, inversement elle est proche de 0°.265
- Figure 135** : Structure très schématique du rift du Golfe d'Aden. L'extension se localise sur une zone de direction N75°E. Cette localisation se fait par la réactivation de bassins en échelon. La zone d'amincissement est guidée par l'extension dans ces bassins et non par une faiblesse sous-jacente. L'extension résultante est sub-perpendiculaire au rift266
- Figure 136** : Evolution de la plaque Arabe et du Golfe d'Aden depuis 40 Ma. Vers 40 Ma, la collision est initiée au Nord. Vers 30-35 Ma, la collision progresse et les rifts la Mer Rouge et du Golfe d'Aden s'initient simultanément (à 1 ou 2 Ma près). Les rifts est-africains s'initient probablement un peu plus tard mais ne sont pas détaillés sur la figure. Vers 18 Ma, l'accrétion se met en place dans l'Est du Golfe d'Aden, là où l'extension est la plus forte. Elle se met en place un peu plus tard dans l'Ouest du Golfe (vers 16 Ma) puis en Mer Rouge vers 13 Ma avec l'initiation de la faille du Levant. Depuis cette période, la plaque Arabe (individualisée sauf au niveau des Afars et du Nord de la Mer Rouge) retrouve la vitesse qui était la sienne à l'Eocène (environ 3 cm/an vers

le Nord-Est) quand elle était solidaire de l’Afrique (qui maintenant a une vitesse plus faible de l’ordre de 1 cm/an).274

Figure 137 : Modèles d’extension lithosphérique. En haut, modèle quadricouche (croûte cassante et ductile, manteau cassant et ductile) (Brun 1999). En bas, modèle tricouche (croûte cassante et ductile, manteau lithosphérique) (Benes & Davy 1996).277