

# Table des matières

---

<b>RESUME .....</b>	<b>5</b>
<b>INTRODUCTION .....</b>	<b>7</b>
<b>1 CHAPITRE 1 .....</b>	<b>11</b>
<b>1.1 L'EXTENSION LITHOSPHERIQUE .....</b>	<b>11</b>
1.1.1 Modèles conceptuels du rifting continental .....	11
1.1.1.1 Les modèles « historiques » de rifting continental.....	11
1.1.1.2 Le concept de rifting polyphasé.....	16
1.1.1.3 Serpentinisation du manteau .....	18
1.1.2 Typologie des marges continentales passives .....	18
<b>1.2 MODELISATION DES MOUVEMENTS VERTICAUX ASSOCIES A L'EXTENSION .....</b>	<b>19</b>
1.2.1 Les modèles « thermiques ».....	19
1.2.2 Les modèles « thermo-mécaniques » : vers une rhéologie plus réaliste de la lithosphère.....	21
1.2.3 Cas des modèles thermomécaniques considérant le couplage rétroactif entre phénomènes de surface et phénomènes profonds .....	25
<b>1.3 ENREGISTREMENT DES MOUVEMENTS VERTICAUX PAR LES SYSTEMES SEDIMENTAIRES ASSOCIES A LA MARGE .....</b>	<b>27</b>
1.3.1 Enregistrement à terre des mouvements verticaux associés à l'extension .....	27
1.3.1.1 L'incision des marges passives .....	27
1.3.1.2 La présence de plages soulevées.....	28
1.3.1.3 La modification des réseaux de drainage.....	28
1.3.2 Enregistrement en mer des mouvements verticaux associés à l'extension.....	29
1.3.2.1 Influence du soulèvement de la marge sur la quantité d'apport sédimentaire dans le bassin offshore.....	29
1.3.2.2 Enregistrement stratigraphique de la subsidence au niveau des marges passives.....	29
<b>1.4 PROBLEMATIQUE.....</b>	<b>30</b>
<b>2 CHAPITRE 2 .....</b>	<b>35</b>
<b>2.1 CINEMATIQUE DE LA REGION AFRO-ARABE .....</b>	<b>35</b>
<b>2.2 EVOLUTION GEODYNAMIQUE DES FRONTIERES DE PLAQUES .....</b>	<b>38</b>
2.2.1 La zone de suture au Nord de la plaque Arabe .....	38
2.2.2 Le point chaud des Afars et le magmatisme associé .....	40
2.2.3 Les frontières divergentes au Sud de la plaque Arabe.....	42
2.2.3.1 Le rift est-africain.....	43
2.2.3.2 La Mer Rouge.....	46
2.2.3.3 Le golfe d'Aden.....	51
<b>2.3 HISTOIRE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE DU GOLFE D'ADEN .....</b>	<b>55</b>
2.3.1 Les structures héritées du Protérozoïque.....	55
2.3.2 La fragmentation mésozoïque du Gondwana .....	56
2.3.3 La tectonique Tertiaire.....	59
2.3.4 La chronologie relative de l'ouverture Mer Rouge/golfe d'Aden .....	61

<b>2.4</b>	<b>LES MODELES D'OUVERTURE ET DE PROPAGATION DU GOLFE D'ADEN .....</b>	<b>64</b>
2.4.1	Ouverture par rifting oblique.....	64
2.4.1.1	Rôle de l'héritage tectonique.....	65
2.4.1.2	Importance du point chaud des Afars dans le contrôle de la direction de propagation du rift.....	67
2.4.2	Les modèles de propagation de la dorsale de Carlsberg dans le golfe d'Aden.....	68
2.4.2.1	Les modèles de propagation continue.....	68
2.4.2.2	Les modèles de propagation avec « pauses » le long des discontinuités principales.....	71
<b>3</b>	<b>CHAPITRE 3 .....</b>	<b>79</b>
<b>3.1</b>	<b>CADRE STRUCTURAL .....</b>	<b>82</b>
<b>3.2</b>	<b>LES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DU DHOFAR .....</b>	<b>83</b>
3.2.1	Les formations anté-crétacées .....	83
3.2.1.1	Le socle cristallin et métamorphique (roches cristallines de Marbat).....	83
3.2.1.2	Formation d'El Hota-Ain sarit.....	84
3.2.1.3	Les grès de Marbat.....	84
3.2.2	Les groupes et formations crétacées .....	84
3.2.2.1	La Formation de Qishn .....	85
3.2.2.2	Le groupe de Qamar .....	85
3.2.2.3	La Formation de Qitqawt.....	86
3.2.2.4	Le groupe d'Aruma .....	86
3.2.3	Les unités lithostratigraphiques tertiaires.....	86
3.2.3.1	Le cycle Paléocène-Eocène inférieur : le groupe d'Hadramaut.....	86
3.2.3.2	Le cycle Eocène terminal-Miocène moyen : le groupe du Dhofar .....	88
3.2.3.3	Le cycle Miocène moyen-Pliocène : le groupe Fars.....	96
3.2.4	Les dépôts quaternaires .....	97
<b>3.3</b>	<b>ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA MARGE NORD DU DHOFAR .....</b>	<b>98</b>
3.3.1	Enregistrement du soulèvement pre-rift .....	98
3.3.2	Episode de subsidence maximale : le dépôt de la formation de Mughsayl.....	98
3.3.3	L'évolution « post-rift ».....	99
3.3.3.1	Le soulèvement burdigalien-langhien.....	99
3.3.3.2	Le soulèvement plio-quaternaire.....	100
<b>3.4</b>	<b>ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DE MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG DE LA MARGE, D'UN SEGMENT A L'AUTRE DE LA MARGE (D'OUEST EN EST) .....</b>	<b>102</b>
3.4.1	Enregistrement d'une pente régionale du Rupélien au Serravalien dans l'ensemble plaine de Salalah-graben d'Ashawq.....	102
3.4.2	Mise en évidence de zones de subsidence d'amplitudes différentes.....	102
<b>3.5</b>	<b>LIEN TERRE-MER.....</b>	<b>104</b>
<b>4</b>	<b>CHAPITRE 4 .....</b>	<b>111</b>
<b>4.1</b>	<b>INTRODUCTION A LA TOMOGRAPHIE TELESISMIQUE REGIONALE .....</b>	<b>112</b>
<b>4.2</b>	<b>ETUDES SISMOLOGIQUES ANTERIEURES.....</b>	<b>113</b>
4.2.1	Etudes sismologiques des marges continentales passives .....	113
4.2.2	Etudes sismologiques de la région afro-arabe .....	114
4.2.2.1	Structure mantellique.....	115
4.2.2.2	Structure crustale.....	117
<b>4.3</b>	<b>LE RESEAU TEMPORAIRE «DHO FAR SEISMIC EXPERIMENT » (2003-2004) .....</b>	<b>119</b>
4.3.1	Réseau sismologique déployé.....	119
4.3.2	Distribution des séismes à travers le réseau .....	121

<b>4.4 LE TRAITEMENT DES DONNEES .....</b>	<b>122</b>
4.4.1 Description mathématique du principe de cross-corrélation .....	124
4.4.2 Analyse des résidus .....	128
4.4.2.1 Définition d'un résidu .....	128
4.4.2.2 Analyse des résidus aux stations .....	130
<b>4.5 PRINCIPE DE L'INVERSION TOMOGRAPHIQUE .....</b>	<b>137</b>
4.5.1 Description du problème .....	137
4.5.2 Méthodes de résolution .....	138
4.5.2.1 Généralités .....	138
4.5.2.2 La méthode ACH (Aki <i>et al.</i> , 1977) .....	139
4.5.2.3 La méthode itérative de Weiland <i>et al</i> (1995) .....	139
4.5.3 Modèle de vitesse initial .....	142
<b>4.6 DETERMINATION DE LA STRUCTURE LITHOSPHERIQUE DE LA MARGE NORD OMANAISE .....</b>	<b>143</b>
4.6.1 Modèle de vitesse obtenu par inversion.....	143
4.6.1.1 Résolution des tomogrammes.....	144
4.6.1.2 Interprétations des résultats tomographiques.....	148
4.6.1.3 Estimation de la dimension des anomalies interprétables : tests synthétiques en damier .....	151
4.6.2 Discussion de l'existence réelle des anomalies observées .....	156
4.6.2.1 Les effets du bassin de Salalah .....	156
4.6.2.2 Une anomalie mantellique ? .....	157
<b>4.7 INTERPRETATIONS ET DISCUSSION .....</b>	<b>159</b>
4.7.1 Origines possibles de la perturbation de vitesse .....	160
4.7.2 Importance du cadre géodynamique (ancien et actuel) du Dhofar sur les causes possibles de l'anomalie .....	162
4.7.2.1 Influence du point chaud des Afars ?.....	162
4.7.3 Cette anomalie est-elle un cas isolé ?.....	167
4.7.3.1 Au niveau du domaine océanique de la marge Nord du Golfe d'Aden.....	167
4.7.3.2 Le cas des marges passives africaines non volcaniques .....	168
4.7.4 Le problème de l'âge de l'anomalie thermique .....	171
<b>4.8 INTEGRATION DE NOUVELLES DONNEES A L'ETUDE TOMOGRAPHIQUE .....</b>	<b>171</b>
<b>5 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....</b>	<b>177</b>
<b>5.1 DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DE LA MARGE PENDANT L'OCEANISATION/TOC .....</b>	<b>177</b>
<b>5.2 DYNAMIQUE POST-RIFT DE LA MARGE SOULEVEMENT PLIO-QUATERNAIRE DE LA MARGE .....</b>	<b>177</b>
5.2.1 Mise en évidence d'un soulèvement plio-quaternaire à partir des observations sédimentologiques .....	177
5.2.2 Causes possibles du soulèvement .....	178
<b>5.3 SEGMENTATION CONTINENTALE DE LA MARGE .....</b>	<b>181</b>
<b>5.4 PERSPECTIVES ET TRAVAUX EN COURS.....</b>	<b>182</b>
<b>LISTE DES FIGURES .....</b>	<b>183</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE .....</b>	<b>193</b>



# RESUME

---

Le terme de « marge » est utilisé pour définir la bordure de la croûte continentale. En domaine extensif la déchirure de la lithosphère continentale (ou rifting) conduit à terme à la formation de deux marges dites passives, séparées par de la croûte océanique. Ces marges sont très représentées puisqu'elles bordent la grande majorité des masses continentales entourant les océans actuels : Atlantique, Indien, Antarctique, et Arctique. De plus, elles représentent le stade ultime d'évolution d'une zone de rift : elles conservent donc l'histoire des déformations subies par la lithosphère étirée. Par conséquent, l'étude de leur structure et de leur formation est essentielle pour améliorer les conceptions actuelles de l'extension lithosphérique. En effet, malgré l'abondance des données disponibles le long des marges passives et la complexification croissante des modèles, certaines questions concernant le comportement de la lithosphère en extension, notamment la nature et l'origine des mouvements verticaux de la marge au cours du rifting demeurent sans réponse précise.

La partie orientale du golfe d'Aden représente un laboratoire idéal pour aborder l'étude des marges passives. Cette marge jeune (rifting oligo-miocène) et non-volcanique est exempte d'évaporites et c'est un des rares bassins où il est possible de suivre de manière continue l'évolution d'une marge depuis sa partie proximale jusqu'à la dorsale océanique. Par ailleurs, la partie proximale de la marge présente la particularité d'affleurer à terre ce qui a rendu possible une étude sédimentologique de terrain ainsi que le déploiement d'un réseau temporaire de stations sismologiques en 2003.

Dans le cadre de ce travail, nous avons étudié les mouvements verticaux de la marge Nord du golfe d'Aden (Dhofar) par le biais de deux approches complémentaires. L'étude sédimentologique de terrain a permis d'établir un historique complet des différents mouvements verticaux associés au rifting. Elle révèle une phase de surrection burdigalienne à langhienne (~ 1 Ma) contemporaine de l'océanisation et/ou de la mise en place de la TOC (Transition Ocean Continent) dont l'amplitude est estimée à 700 m au minimum. Un second épisode de soulèvement, d'amplitude beaucoup plus faible (de l'ordre de la centaine de mètres), débute au Pliocène et se poursuit actuellement.

La détermination de la structure très profonde de la marge (lithosphérique à asthénosphérique) a été effectuée par le biais d'une étude de tomographie télésismique. Le déploiement de 11 stations sismologiques large bande de mars 2003 à mars 2004 a permis d'enregistrer 284 téléséismes. L'étude tomographique révèle l'existence de deux anomalies principales sous la marge dhofari :

- (1) Une anomalie lente crustale, limitée aux premiers 20 km, liée aux épais dépôts sédimentaires de la Plaine de Salalah ;
- (2) Une anomalie lente asthénosphérique, située entre 170 et 200 km de profondeur environ. En nous appuyant sur le modèle de Goes et al. (2000), nous avons montré que le ralentissement des rais dans cette zone pourrait être rattaché à des phénomènes de fusion partielle.

Cette zone de matériel plus léger pourrait être la cause du soulèvement observé dans les séries sédimentaires. Cependant, l'imagerie sismique ne nous permet pas d'évaluer l'âge de la mise en place de ce matériel mantellique anormal sous la marge Nord du Dhofar. L'élargissement de notre zone d'étude ainsi que des analyses géologiques et géophysiques complémentaires sont indispensables pour pouvoir totalement corrélérer ou non ces deux observations.



# INTRODUCTION

---

Le terme de « marge » est utilisé pour définir la région de transition entre une croûte continentale et une croûte océanique. Les marges passives résultent d'un rifting de la lithosphère continentale ayant conduit à sa déchirure et à la formation de croûte océanique. Quantitativement, ces marges sont très représentées puisqu'elles bordent la grande majorité des masses continentales entourant les océans actuels : Atlantique, Indien, Antarctique, et Arctique. Qualitativement, elles représentent le stade ultime d'évolution d'une zone de rift : elles conservent donc l'histoire des déformations subies par la lithosphère étirée. Par conséquent, l'étude de leur structure et de leur formation est essentielle pour améliorer les conceptions actuelles de l'extension lithosphérique. En effet, malgré l'abondance des données disponibles le long des marges passives et la complexification croissante des modèles numériques, certaines questions concernant le comportement de la lithosphère en extension demeurent encore sans réponse précise.

Dès les premières études (e.g. McKenzie, 1978 ; Wernicke et Burchfield, 1982, Wernicke, 1985), la détermination des mécanismes régissant les mouvements verticaux de la lithosphère s'est révélée déterminante. Dans le **chapitre 1**, nous décrirons les principaux paramètres déterminant l'évolution verticale de la lithosphère pendant l'extension ainsi que les méthodes d'estimation de ces mouvements.

Par ailleurs, la complexité croissante des modèles numériques ne peut se concevoir sans confrontation à l'observation de structures réelles observées le long des marges. Si les données abondent (de sismique réflexion essentiellement), la plupart d'entre elles conduisent à une vision de la marge à grande échelle. Les observations *de visu* des marges se limitent généralement aux marges passives fossiles (marges alpines téthysiennes), prises actuellement dans des chaînes de montagnes donc modifiées par les phénomènes compressifs liés à l'orogénèse.

Ce travail de thèse s'inscrit dans une optique originale puisque l'étude d'une marge passive est ici abordée par des méthodes très différentes, dont la synthèse a pour but d'avoir une vision verticale complète d'une marge, depuis la surface jusqu'à l'asthénosphère. Dans le cadre d'une telle étude, la marge Nord du golfe d'Aden et le contexte géodynamique de ce dernier en font un laboratoire naturel d'étude idéal. Celui-ci est décrit dans le **chapitre 2**.

Dans un premier temps, une étude sédimentologique a été consacrée à l'analyse de l'enregistrement sédimentaire des mouvements verticaux de la marge au cours des processus extensifs. L'intérêt de la région repose en grande partie sur le fait que la marge affleure à terre dans la région du Dhofar ce qui rend possible une étude *de visu* des sédiments déposés au cours de l'extension. Les résultats de cette étude sont présentés dans le **chapitre 3**.

Dans un second temps, cette étude de terrain a été complétée par une étude de tomographie télésismique grâce au déploiement d'un réseau temporaire de stations sismologiques de mars 2003 à mars 2004. Les résultats de cette étude, décrits dans le **chapitre 4**, permettent d'imager la structure profonde de la marge étudiée auparavant en surface.

Ainsi, le couplage entre l'étude de surface et l'étude profonde de la marge dhofari permet d'avoir une vision complète et dynamique de la marge, notamment de préciser quels peuvent être les liens éventuels entre la structure profonde de la marge et les processus superficiels étudiés. Cette synthèse et les questions qu'elles suscitent sont regroupées dans le **chapitre 5**.



# CHAPITRE 1

## LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE DANS UN CONTEXTE GEODYNAMIQUE RIFT – MARGE PASSIVE

<b>1.1 L'EXTENSION LITHOSPHERIQUE .....</b>	<b>12</b>
1.1.1 Modèles conceptuels du rifting continental .....	12
1.1.1.1 Les modèles « historiques » de rifting continental.....	17
1.1.1.2 Le concept de rifting polyphasé.....	19
1.1.1.3 Serpentinisation du manteau et conséquences sur la rhéologie lithosphérique .....	19
1.1.2 Typologie des marges continentales passives .....	19
<b>1.2 MODELISATION DES MOUVEMENTS VERTICAUX ASSOCIES A L'EXTENSION.....</b>	<b>20</b>
1.2.1 Les modèles « thermiques ».....	22
1.2.2 Les modèles « thermo-mécaniques » : vers une rhéologie plus réaliste de la lithosphère .....	26
1.2.3 Cas des modèles thermomécaniques considérant le couplage rétroactif entre phénomènes de surface et phénomènes profonds .....	26
<b>1.3 ENREGISTREMENT DES MOUVEMENTS VERTICAUX PAR LES SYSTEMES SEDIMENTAIRES ASSOCIES A LA MARGE .....</b>	<b>28</b>
1.3.1 Enregistrement à terre des mouvements verticaux associés à l'extension .....	28
1.3.1.1 L'incision des marges passives .....	28
1.3.1.2 La présence de plages soulevées.....	29
1.3.1.3 La modification des réseaux de drainage.....	29
1.3.2 Enregistrement en mer des mouvements verticaux associés à l'extension.....	30
1.3.2.1 Influence du soulèvement de la marge sur la quantité d'apport sédimentaire dans le bassin offshore.....	30
1.3.2.2 Enregistrement stratigraphique de la subsidence au niveau des marges passives.....	30
<b>1.4 PROBLEMATIQUE.....</b>	<b>31</b>



# CHAPITRE 1

---

## LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE DANS UN CONTEXTE GEODYNAMIQUE EN EXTENSION RIFT - MARGE PASSIVE

Malgré l'abondance et la qualité des données obtenues le long de certaines marges continentales, un certain nombre de questions relatives aux mécanismes de la rupture continentale ainsi qu'à la genèse des marges passives demeurent sans réponse précise. Dès les premiers modèles d'amincissement, les mouvements verticaux résultants de l'extension lithosphérique se sont avérés déterminants pour appréhender les mécanismes de rifting. Afin d'améliorer des modèles d'extension de plus en plus complexes, l'analyse précise des mouvements verticaux de la lithosphère (amplitude, durée) ainsi que la détermination de leur origine apparaissent donc essentielles.

Dans ce chapitre, nous reviendrons dans un premier temps (paragraphe 1.1.) sur les mécanismes de l'extension lithosphérique dégagés à partir des modèles conceptuels de rifting (paragraphe 1.1.1.). Nous décrirons ensuite succinctement les différents types de marges créées lorsque le rifting conduit à la déchirure continentale et à l'accrétion océanique (paragraphe 1.1.2.).

La deuxième partie du chapitre (paragraphe 1.2.) sera consacrée aux principaux paramètres déterminant les mouvements verticaux de la lithosphère à partir des modèles numériques d'extension. Dans le cadre de cette étude, nous nous limiterons aux modèles testant les paramètres contrôlant les mouvements verticaux. Enfin (paragraphe 1.3.), nous envisagerons la façon dont les mouvements verticaux de la lithosphère s'impriment dans les systèmes sédimentaires et comment ces derniers peuvent être les témoins de l'évolution verticale des marges passives.

### 1.1 L'EXTENSION LITHOSPHERIQUE

#### 1.1.1 Modèles conceptuels du rifting continental

Les marges continentales passives (1.1.2.) naissent de la divergence de deux plaques portant de la croûte continentale. Les deux étapes de cette divergence sont le stade « rifting » (la déchirure) suivi éventuellement du stade « spreading » (l'expansion océanique).

Le rift continental est donc le véritable « embryon » d'une marge continentale passive. Il est par conséquent essentiel, pour interpréter les phénomènes géodynamiques associés aux marges, de comprendre les processus régissant le rifting. L'évolution des concepts liés au rifting sont décrits dans le paragraphe suivant.

##### 1.1.1.1 Les modèles « historiques » de rifting continental

###### *1.1.1.1.1 Les modèles de cisaillement liés à l'extension*

De nombreux modèles de rifting ont été proposés pour expliquer la formation des marges passives non volcaniques. Parmi eux, deux modèles fondamentaux : le modèle par cisaillement pur de McKenzie (1978) et celui par cisaillement simple de Wernicke (1985).

En 1978, McKenzie propose un modèle d'évolution et de développement des bassins sédimentaires qualifié de « cisaillement pur » (*pure shear*) (McKenzie, 1978). Le gradient géothermique est supposé constant et la température nulle en surface. La base de la lithosphère est définie par l'isotherme 1300°C (Figure 1-1). Deux phases se succèdent :

► Une phase d'étirement, supposée instantanée et adiabatique, provoque l'amincissement de la lithosphère (stade A). L'étirement entraîne immédiatement une subsidence de la lithosphère, qualifiée de « tectonique », réaction isostatique consécutive à l'amincissement. Le déséquilibre induit par l'étirement provoque également une remontée asthénosphérique par compensation isostatique.

► Cette remontée de matériel chaud entraîne une augmentation du gradient thermique dans la lithosphère (stade B). Au cours du refroidissement, la plaque s'épaissit jusqu'à ce que la limite lithosphère - asthénosphère retrouve sa profondeur d'origine (stade C). La densité et l'épaisseur de la plaque étant plus élevées, un nouvel enfoncement se produit : on parle de subsidence « thermique ». C'est une étape post-rift (Figure 1-1).

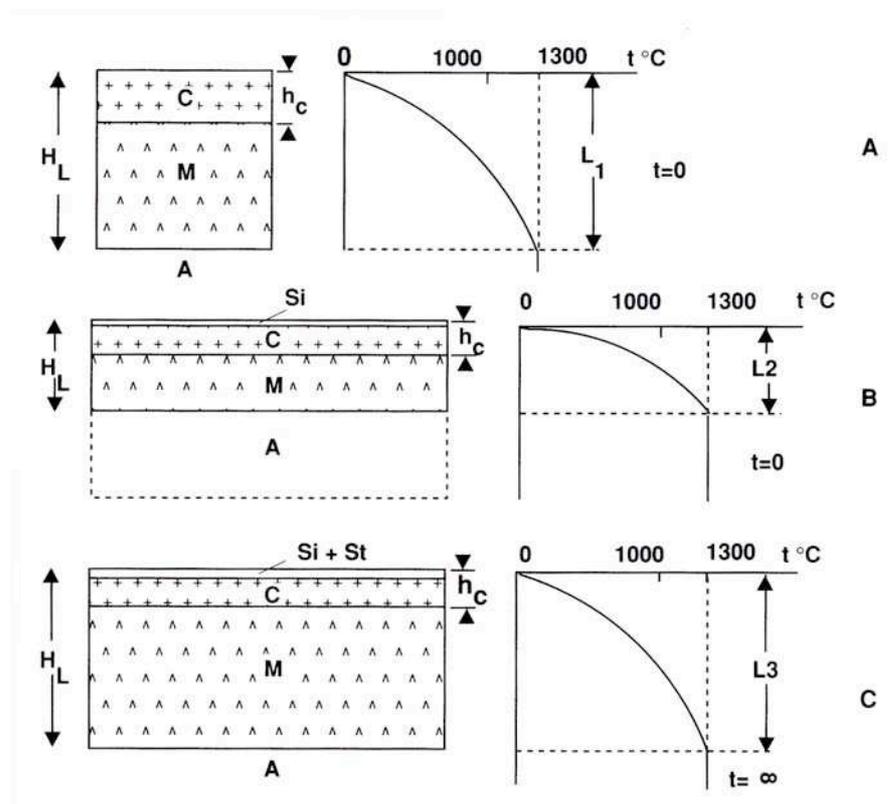


Figure 1-1 : Evolution d'une lithosphère continentale d'épaisseur normale (A) soumise à un amincissement (B) avant de revenir à l'équilibre thermique (C).  $H_L$  : épaisseur de la lithosphère ( $L_1, L_2, L_3$  : épaisseurs aux stades A, B, C) ; C : croûte continentale ( $h_c$  : épaisseur de cette croûte) ; M : Moho ; A : Asthénosphère. La subsidence initiale  $S_i$  est une réaction isostatique à l'amincissement crustal du stade B, tandis que la subsidence thermique  $S_t$  est une réaction isostatique à l'augmentation de densité de la lithosphère qui s'est refroidie et épaissie (stade C). Les trois schémas de droite montrent l'évolution de la température dans l'asthénosphère et la lithosphère en fonction de la profondeur (dans Boillot et Coulon, 1998, modifié d'après McKenzie, 1978)

Dans cette configuration, les subsidences initiale et thermique ont lieu à l'aplomb du rift. Le modèle de McKenzie insiste davantage sur l'évolution thermique de la lithosphère lors de l'extension que sur la nature des déformations provoquées par l'étirement. Le Pichon et Sibuet (1981) ont appliqué ce modèle à la formation des marges continentales passives. D'après leur étude de certaines marges conjuguées, des dissymétries apparaissent entre les deux marges de

même que des différences entre les subsidences calculée et mesurée, ou entre les valeurs de l'amincissement et de l'extension.

C'est dans l'optique notamment d'expliquer l'asymétrie des marges qu'une nouvelle catégorie de modèles faisant intervenir des failles de détachements ou des zones de cisaillement faiblement pentées s'est développée. Wernicke (1985) présente un modèle de « cisaillement simple » (*simple shear*) dans lequel il suppose que l'amincissement lithosphérique s'opère à travers le fonctionnement d'une zone de cisaillement qui traverse la totalité de la lithosphère et s'enracine dans l'asthénosphère (Figure 1-2). Les deux marges passives ainsi créées sont dissymétriques (Figure 1-2) :

► l'un des côtés (situé au-dessus du dôme asthénosphérique) est principalement constitué de croûte continentale supérieure, découpée en blocs et reposant sur le manteau par l'intermédiaire du détachement ;

► l'autre bord (le plus éloigné du dôme) est formé d'une série de blocs de croûte continentale fragile, détachés et reposant sur la croûte inférieure.

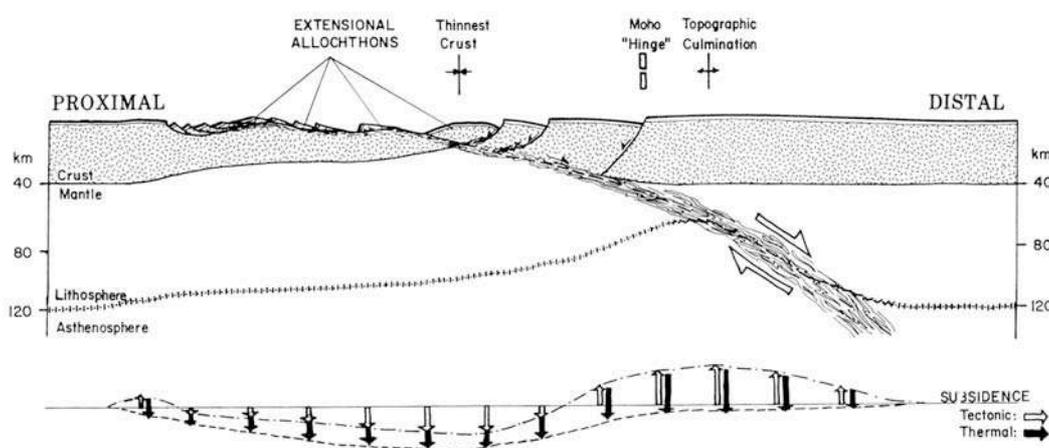


Figure 1-2 : Amincissement et rupture continentale dans le modèle de cisaillement simple de Wernicke (1985)

Ce modèle prévoit une zone d'amincissement crustal décalée de la zone d'amincissement lithosphérique et, par conséquent, un décalage entre les subsidences initiale et thermique. Il rend également compte du soulèvement des épaules du rift. Divers auteurs ont par la suite extrapolé ce modèle à des exemples de marges passives actuelles (e.g. Lister *et al.*, 1986; Reston *et al.*, 1996) ou à des marges passives fossiles (e.g. Froitzheim et Manatschal, 1996).

Dans de nombreux cas, des modèles mixtes (cisaillement pur/cisaillement simple) semblent plus appropriés pour décrire la morphologie des marges étudiées. Cette idée repose également sur le fait qu'une zone de cisaillement traversant la totalité de la lithosphère n'est pas très réaliste.

#### 1.1.1.1.2 Les modèles d'extension liés au concept de faille de détachement

C'est à la suite de l'étude de la province des *Basin et Range* aux Etats-Unis que sont nés les modèles conceptuels appliquant la notion de faille de détachement aux marges passives (Lister *et al.*, 1986). Le modèle de rifting de Lister *et al.* (1986) est fondé sur l'existence de deux types de marges passives : les « *upper-plate margins* » et les « *lower-plate margins* » (marges à plaque supérieure et inférieure) (Figure 1-3). Les *upper-plate margins* correspondent au toit du système de détachement dirigeant le rifting : elles sont constituées de roches crustales qui se situaient à

l'origine au-dessus du détachement. Les *lower-plate margins* sont formées des roches situées dans le mur de détachement avec, à l'interface, des restes hautement faillés de la plaque supérieure.

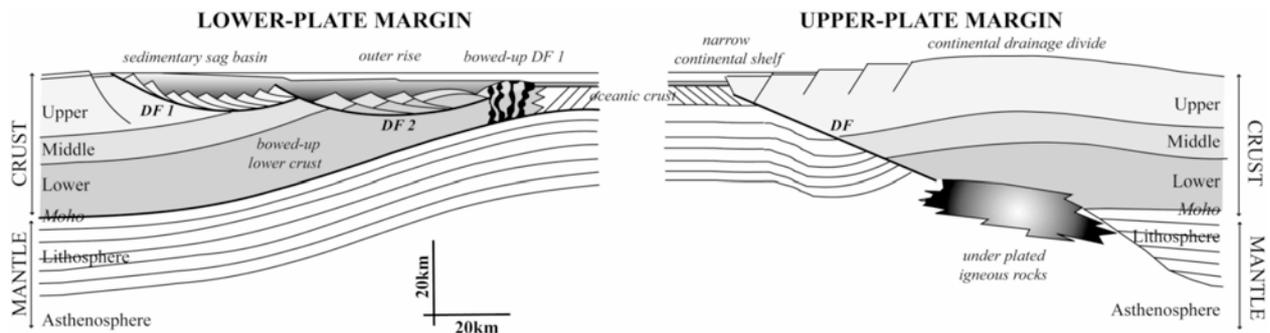


Figure 1-3 : Modèle de marge continentale passive à faille de détachement proposé par Lister *et al.* (1986) avec la représentation des deux types de marges formées : les « lower-plate margin » et les « upper plate margin ». DF : Detachment Fault (d'après Lister *et al.*, 1986)

Ces deux types de marges diffèrent par leurs structures syn-rift, leurs histoires thermiques et leurs caractéristiques de subsidence et de soulèvement. Lister *et al.* proposent l'existence de failles de transfert permettant aux marges de changer de « statut », c'est-à-dire de passer de plaque supérieure à inférieure et *vice versa*. Ce modèle de rifting conduit à une asymétrie qualifiée de « complémentaire » des marges conjuguées après la rupture continentale.

En 1991, Lister *et al.* complètent leur étude et proposent cinq modèles d'extension censés représenter les principales structures observées sur les marges passives (Figure 1-4). Ces modèles s'appuient toujours sur le concept de failles de détachement liées à des zones de cisaillement ductiles de faibles pentages. Les modélisations numériques des mouvements verticaux (soulèvements crustaux et subsidence) montrent que leurs variations peuvent être liées à des changements de géométrie des détachements et à des variations d'étirement lithosphérique. Des sous-plaquages importants sont prédits si une remontée asthénosphérique a lieu, provoquant un soulèvement accru des structures sus-jacentes. La rupture continentale se situerait à l'aplomb de la zone maximale de remontée asthénosphérique, c'est-à-dire là où la quantité de matériaux issus de la fusion partielle est la plus importante.

Les modèles d'extension proposés par Lister *et al.* (1991) sont les suivants :

(1) le « *Lithospheric Wedge Model* » (modèle de Wernicke) (Figure 1-4 A) : l'extension s'opère par le biais de déplacements le long d'une zone unique de détachement ;

(2) le « *Delamination Model* » (Figure 1-4 B) correspond au modèle en délamination décrit dans l'article de Lister *et al.* de 1986. Le détachement s'enracine à des profondeurs intracrustales au niveau de zones de changements rhéologiques : des zones de cisaillement plates se forment en réponse à des variations de rigidité, les couches à rigidité plus importantes jouant le rôle de « guide », contrôlant la trajectoire des zones de détachement à travers la lithosphère ;

(3) les « *Detachment Plus Pure Shear Models* » (Figure 1-4 C et D). Ces modèles combinent le concept de détachement (et de zones de cisaillement plates) avec une extension en cisaillement pur de la croûte et/ou du manteau supérieur. L'extension lithosphérique se transmet par l'intermédiaire du détachement conduisant à une séparation latérale des zones étirées dans la croûte supérieure et la lithosphère plus profonde.

(4) le « *Stepped Detachment Plus Pure Shear Model* » (Figure 1-4) est un modèle incorporant la plupart des caractéristiques des modèles décrits ci-dessus.

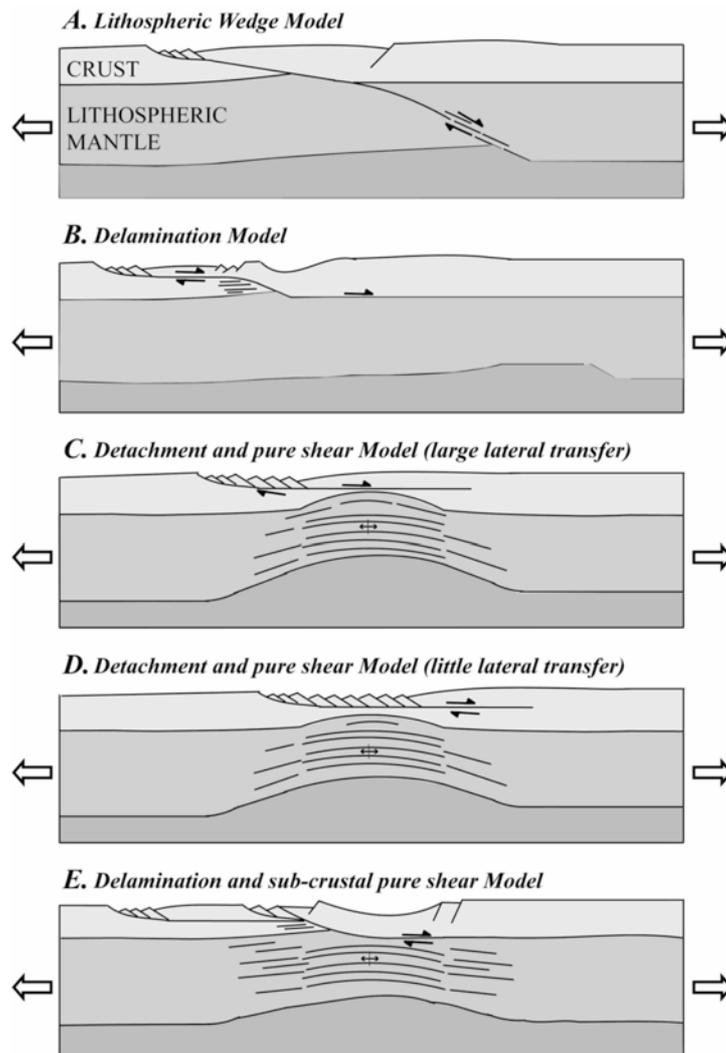


Figure 1-4 : Cinq modèles d'extension utilisant le concept de détachement. A) Modèle d'extension fondé sur une ou plusieurs générations de détachements traversant la lithosphère et menant à la séparation des marges B) Modèle d'extension fondé sur l'existence de rampes et de deux générations de détachements menant à la formation de plateaux marginaux et de bassins de rampes C) Modèle d'extension fondé sur l'existence d'un détachement associé à un étirement par cisaillement pur de la lithosphère à la fin de l'activité du détachement D) Modèle d'extension dans lequel la zone de détachement est associée à un étirement par cisaillement pur de la lithosphère située sous la zone de détachement E) Modèle d'extension fondé sur l'existence de rampes et de détachements à géométries plates avec un étirement ductile sous le détachement (d'après Lister et al. 1991)

Cette approche originale a pour principal atout d'incorporer la notion de faille de détachement aux marges passives et de développer la notion d'asymétrie dans le système de rifting.

Par la suite, les concepts liés à l'extension lithosphérique ont profondément évolués suite à la découverte de présence de manteau exhumé au niveau de la TOC (Transition Ocean Continent) (Boillot et al., 1987; Boillot et al., 1989; Sawyer et al., 1994; Whitmarsh et al., 1998). Whitmarsh et al. (2001) puis Manatschal (2004) ont alors posé les bases d'une nouvelle approche des mécanismes de rifting prenant en compte les observations acquises sur les marges actuelles (Ibérie, Terre Neuve) et fossiles (téthysiennes, Alpes) : leurs conceptions sont décrites dans le paragraphe suivant.

### 1.1.1.2 Le concept de rifting polyphasé

Au niveau de la marge fossile alpine et de la marge actuelle ibérique, l'observation d'une zone de manteau continental exhumé entre la croûte continentale et océanique de plusieurs dizaines de km de large a conduit Whitmarsh *et al.* à proposer en 2001 un nouveau modèle conceptuel de rifting passif (Figure 1-5).

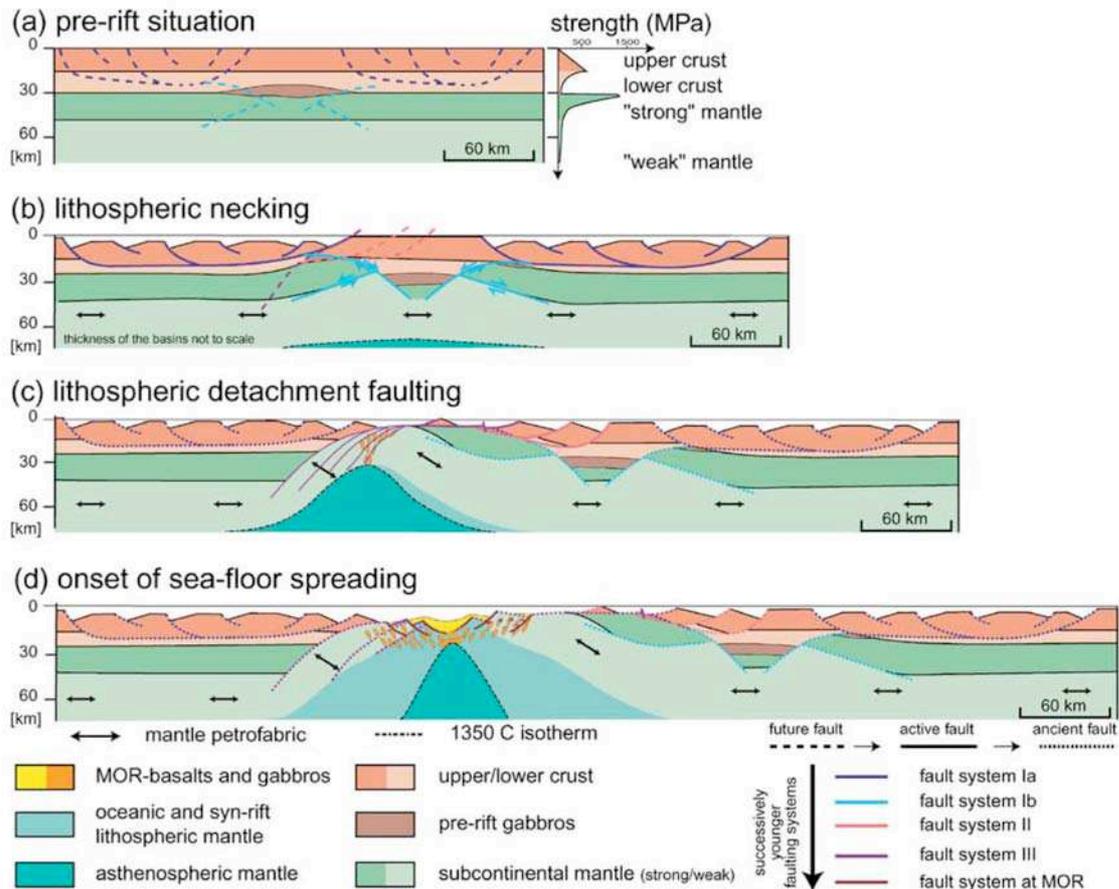


Figure 1-5 : Modèle conceptuel à l'échelle lithosphérique de Whitmarsh *et al.* (2001) illustrant le développement d'une marge passive non volcanique (Manatschal, 2004)

Dans ce modèle, le rifting débute au sein d'une croûte continentale à l'équilibre isostatique, localement épaissie par des sous plaquages de gabbros pre-rifts (stade a). Le début du rifting est contrôlé par le « necking » du manteau sous les gabbros (stade b). Dans le reste du rift, c'est le fluage de la croûte inférieure ductile qui détermine la localisation future des bassins. L'amincissement crustal, relativement limité, ainsi que la subsidence se localisent à l'aplomb de la zone de « necking ». La croûte et le manteau se déforment de façon cassante et l'extension est dominée par le cisaillement simple. Les bassins sont limités par des failles listriques s'enracinant dans la croûte moyenne ce qui permet un découplage des déformations entre la croûte supérieure et le manteau.

Ultérieurement (stade c), la modification de la structure thermique de la lithosphère consécutive à la remontée asthénosphérique commence à contrôler le régime extensif. Certaines failles acquièrent une géométrie concave vers le bas ce qui traduit un changement de distribution des niveaux de faiblesse. Tandis que les failles listriques s'horizontalisent dans les couches horizontales faibles, les failles concaves vers le bas sont associées à des zones de faiblesse sub-

verticales, résultant probablement de la remontée de magmas ou de l'augmentation du gradient thermique à l'aplomb de la remontée asthénosphérique. Enfin, des zones de faiblesse guident la remontée de l'asthénosphère qui s'accompagne de l'exhumation d'une zone mantellique (baptisée ZECM : Zone of Exhumed Continental Mantle) puis de l'intrusion de basaltes (stade d). La rupture continentale (*breakup*) est supposée se produire au-dessus de la remontée asthénosphérique.

Dans ce modèle, le rift est d'abord symétrique à l'échelle lithosphérique (stade b) puis devient asymétrique lorsque l'extension se localise dans la partie distale des futures marges (stade c).

Par la suite, Manatschal (2004) puis Lavier et Manatschal (2006) complexifient la notion de rifting polyphasé proposée par Whitmarsh *et al.* (2001) en lui ajoutant une dimension spatiale. Les déformations associées au rifting se caractérisent alors par la succession de 3 familles de failles à géométries différentes, reflétant l'évolution thermique et rhéologique de la structure lithosphérique pendant le rifting (Lavier et Manatschal, 2006). La première phase est une phase d'étirement, caractérisée par la formation de nombres failles normales à géométrie listrique s'enracinant dans la croûte moyenne (stade A, Figure 1-6). La deuxième phase est une phase d'amincissement (stade B, Figure 1-6). Elle se concentre au sein de la future marge distale. Des zones de cisaillement se développent à l'échelle crustale ; le fluage de la croûte moyenne ductile le long de la croûte inférieure plus rigide permet une délocalisation de la déformation et un découplage vertical de la déformation. La troisième phase (stade C, Figure 1-6) est une phase d'exhumation, caractérisée par l'influence de la serpentinitisation du manteau qui permet la genèse de failles concaves vers le bas. Ces failles particulières permettent l'exhumation des niveaux profonds de la croûte et du manteau sans générer de topographie notable (Lavier et Manatschal, 2006).

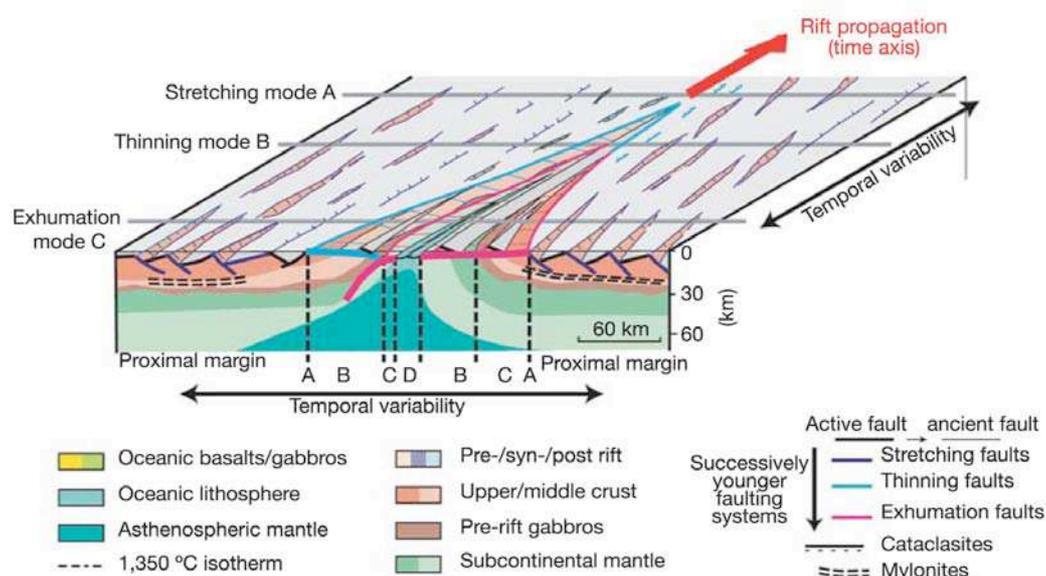


Figure 1-6 : Représentation schématique de l'évolution spatiale et temporelle des trois phases de rifting (A, B, C décrites dans le texte) conduisant à la rupture de la croûte continentale et à l'expansion océanique (Lavier et Manatschal, 2006)

Dans ce modèle, l'architecture de la marge et la distribution des structures du rift sont en grande partie contrôlées par les hétérogénéités préexistantes : celles-ci induisent un comportement différent entre les futures marges proximale et distale lors de la première étape de rifting. L'emplacement du futur breakup serait par conséquent déterminé relativement tôt dans l'histoire de

la marge. L'existence de marges passives totalement amagmatiques est remise en cause: le magmatisme serait un pré-requis nécessaire à l'exhumation des roches mantelliennes (Manatschal, 2004). Ces résultats impliquent également que dans le cas de la propagation d'un rift, ces différentes phases se superposent et se succèdent temporellement et spatialement (Figure 1-6). La section de marge obtenue est donc hautement complexe: elle juxtapose horizontalement et verticalement des niveaux différents de croûte et de manteau.

### 1.1.1.3 Serpentinisation du manteau

Pérez-Gussinyé et Reston publient un article en 2001 sur la modélisation de l'évolution thermique et rhéologique de la lithosphère au cours de l'extension. Le but de cette étude est de déterminer à partir de quel taux d'extension la croûte continentale entre entièrement en régime rhéologique cassant. En effet, les failles normales créées lors de l'extension sont supposées agir comme des « conduits » permettant une circulation de l'eau de mer vers le manteau, conduisant à sa serpentinisation. Comme les serpentines sont caractérisées par de faibles coefficients de friction, le début de la serpentinisation du manteau contrôlerait le développement de niveaux de décollement à la limite croûte-manteau (Pérez-Gussinyé et Reston, 2001).

## 1.1.2 Typologie des marges continentales passives

Les marges passives sont les clés permettant la compréhension des processus d'extension dans la lithosphère continentale. Elles constituent en effet le stade ultime d'évolution d'une zone de rift intracontinental et conservent donc l'enregistrement complet des déformations lithosphériques, depuis le stade de rift intracontinental jusqu'au stade de l'accrétion océanique. En outre, elles représentent quantitativement la manifestation la plus répandue des déformations extensionnelles mésozoïque et cénozoïque puisqu'elles bordent la quasi-totalité des masses continentales entourant les océans Atlantique, Indien, Antarctique et Arctique.

Les marges continentales passives sont subdivisées en deux grands types, les marges passives volcaniques et non volcaniques en fonction de l'état thermique du manteau supérieur sous-jacent au moment de la déchirure continentale.

Les marges passives volcaniques se caractérisent par une forte activité magmatique entraînant l'émission de coulées de laves d'abord alcalines puis tholéitiques (Figure 1-7). En sismique réflexion, les prismes de laves sont imagés par la présence de réflecteurs particuliers baptisés les SDRS (*Seaward Dipping Reflectors Sequence*) inclinés vers l'océan. Ces réflecteurs, généralement nombreux, représentent un prisme de coulées de laves mis en place par l'intermédiaire d'un réseau de dykes (e.g. Mutter *et al.*, 1982; Geoffroy, 2005). Les failles qui accommodent l'extension sont en partie syn-magmatiques et à pendage vers le continent. Le cas type d'une marge passive volcanique est représenté par la marge Est du Groenland.

Les marges passives non volcaniques se caractérisent par la présence de blocs de socle basculés bordés de failles normales (Figure 1-7). La croûte continentale est fortement amincie et la croûte océanique anormalement peu épaisse. Une zone transitionnelle, ni réellement océanique, ni réellement continentale, appelée TOC (*Transition Océan Continent*) assure la transition entre la croûte continentale et océanique. La marge ibérique, très étudiée ces dernières années, constitue un archétype de ces marges (e.g. Boillot et Winterer, 1988; Boillot *et al.*, 1995; Pickup *et al.*, 1996; Whitmarsh *et al.*, 1996; Manatschal, 2004; Péron-Pinvidic, 2006).

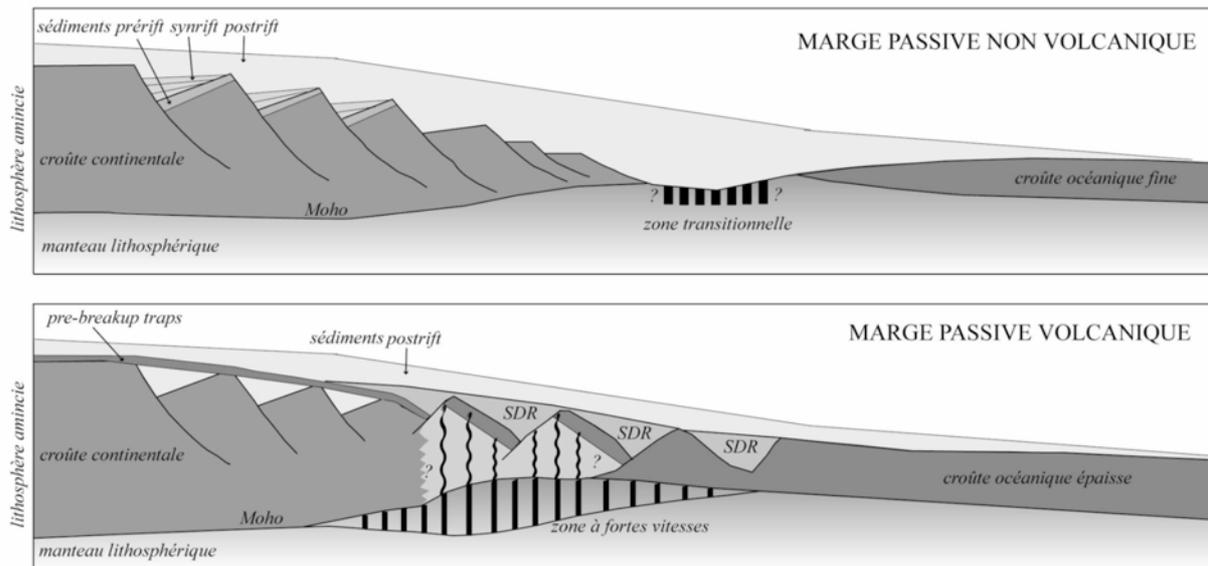


Figure 1-7 : Schéma illustrant les structurations globales théoriques des marges passives volcaniques et non volcaniques. Théoriquement, les marges non volcaniques sont caractérisées par des blocs basculés de croûte continentale amincie, une zone de transition, une fine croûte océanique et une quasi absence de produits magmatiques ; les marges passives volcaniques par des prismes de laves formant de nombreux réflecteurs subparallèles pentés vers l'océan (Seaward Dipping Reflectors Sequence : SDRS) (schéma d'après Geoffroy, 2005)

La modélisation numérique est un outil précieux pour comprendre les variations spatiales et temporelles des contraintes régnant dans la lithosphère au cours de l'extension. Cependant, la prise en compte de paramètres différents, la non unicité des échelles de travail ainsi que le nombre important de codes de calcul rendent difficile la synthèse des résultats. Dans le cadre de cette thèse, nous nous attacherons plus spécifiquement à décrire les modèles étudiant les paramètres sources de mouvements verticaux de la lithosphère au cours de l'extension.

## 1.2 MODELISATION DES MOUVEMENTS VERTICAUX ASSOCIES A L'EXTENSION

La surélévation des épaulements des rifts ou des marges passives continentales est une caractéristique assez répandue. Cependant, les explications concernant leurs origines restent controversées, en raison notamment des difficultés à évaluer le comportement de la lithosphère pendant l'extension. Différents paramètres sont supposés être impliqués et les principaux modèles sont détaillés dans le paragraphe suivant.

### 1.2.1 Les modèles « thermiques »

Ces premiers modèles ont été élaborés dans les années 80 pour expliquer le soulèvement des épaulements du rift. Ils mettaient en avant le rôle tenu par les échanges thermiques entre lithosphère et asthénosphère (e.g. Garfunkel, 1981; England, 1983; Turcotte et Emerman, 1983; Dunbar et Sawyer, 1988).

La remontée de matériel chaud consécutive à l'extension amincit la lithosphère par érosion thermique (Figure 1-8). Dans le fossé central du rift, le mouvement vers le haut provoqué par la réaction isostatique de la lithosphère échauffée est compensé par le mouvement vers le bas

résultant de l'amincissement crustal. Sous les épaules du rift, la lithosphère est légèrement échauffée par transmission latérale de chaleur de l'axe du rift vers ses bordures. A ce niveau, la croûte est non amincie et cet échauffement (ainsi la diminution de densité qui en résulte) provoquent un soulèvement des épaules du rift (Figure 1-8).

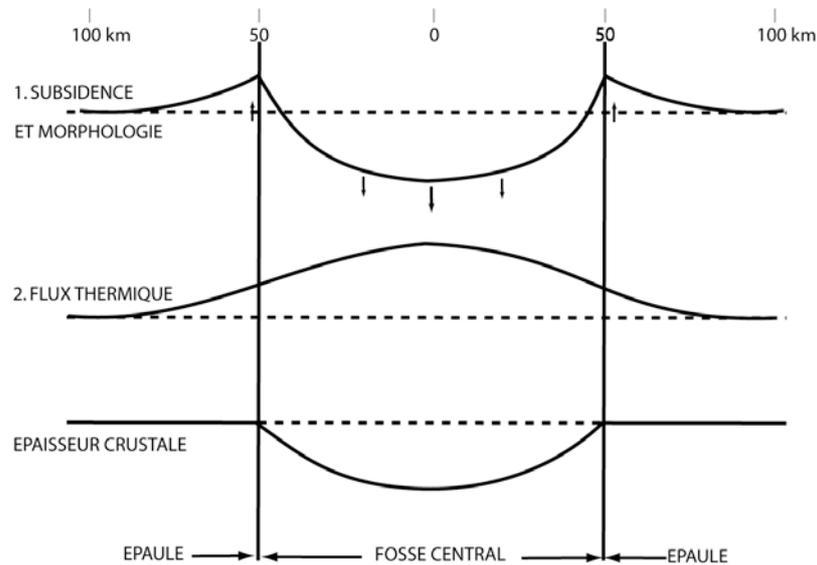


Figure 1-8 : Hypothèse thermique pour expliquer le soulèvement des épaules d'un rift continental (d'après Alvarez *et al.*, 1984)

Ces modèles dits « thermiques » varient essentiellement suivant le mode de transmission de la chaleur : par conduction latérale des zones amincies vers les zones non amincies (c'est-à-dire du bassin vers les flancs du rift) (e.g. Steckler, 1981; Cochran, 1983; Alvarez *et al.*, 1984; Buck, 1986) ou par convection (e.g. Keen, 1980; Steckler, 1981; Keen, 1985; Buck, 1986).

Dans les modèles convectifs, l'établissement de forts gradients latéraux de température à la suite de l'extension provoque l'établissement de cellules de convection à petite échelle dans le manteau sub-lithosphérique mais ces effets diminuent avec le temps (e.g. Buck, 1986). Cependant, certains auteurs remarquent que la lenteur des phénomènes conductifs pourrait nécessiter plusieurs millions d'années avant que leurs effets sur la croûte et le remplissage sédimentaire ne puissent être observés à la surface (e.g. Nyblade *et al.*, 1990; Lavier et Steckler, 1997).

Ces modèles posent malgré tout plusieurs types de problèmes:

- (1) Ils n'expliquent pas la persistance de la topographie au cours des temps géologiques le long de certaines marges passives (par exemple : marges de l'Afrique du NW, de l'Argentine, du Sud de l'Australie...). En effet, le soulèvement thermique est transitoire : le retour de la lithosphère à son état thermique initial la conduit à retrouver son épaisseur initiale, induisant une subsidence thermique post-rift (voir modèle de McKenzie, 1978).
- (2) On ne retrouve pas les fortes anomalies négatives de Bouguer sous les flancs du rift auxquelles on pourrait s'attendre si de grandes quantités de matériel chaud et peu dense étaient présentes (van der Beek *et al.*, 1994).
- (3) Remarquons également que ces modèles se basent tous sur le maintien d'une isostasie locale pendant le rifting. Cette hypothèse semble pourtant discutable. En effet, les phénomènes thermiques induisent plutôt une compensation isostatique régionale, voire dynamique, que locale. De plus, les variations de densité induites par l'extension, en référence à une lithosphère non étirée, sont compensées isostatiquement sur des échelles de temps comprises entre  $10^3$  et  $10^5$  années (e.g. Weissel et Karner, 1989). Ces variations

sont donc très lentes en comparaison des échelles de temps de déformations post-sismiques et co-sismiques sur des périodes inférieures à 500 ans (e.g. Calais et al., 2002). Ces modèles ne prennent donc pas en compte la flexure de la lithosphère liée aux phénomènes d'isostasie régionale qui a tendance à « porter » la topographie des flancs du rift, même après son refroidissement.

Ces différentes constatations ont conduit à l'élaboration de nouveaux modèles dans lesquels le soulèvement des flancs du rift est supporté mécaniquement par la flexure de la lithosphère au cours de l'extension c'est-à-dire à prendre en compte les mécanismes de compensation isostatique à l'échelle régionale.

### 1.2.2 Les modèles « thermo-mécaniques » : vers une rhéologie plus réaliste de la lithosphère

► Prise en compte des mécanismes de compensation isostatique à l'échelle régionale (flexure élastique de la lithosphère)

La plupart des modèles d'étirement supposent le maintien d'un équilibre isostatique à l'échelle locale durant les processus d'amincissement. Cette approche suppose donc que la lithosphère a une rigidité flexurale négligable durant l'extension ce qui n'est pas toujours vrai. En effet, si les modèles d'amincissement de type McKenzie expliquent bien les propriétés de premier ordre des marges en terme de subsidence (tectonique puis thermique), ils ne rendent pas compte des discordances que l'on peut observer le long de nombreuses marges, notamment dans les séquences syn-rift (Braun et Beaumont, 1989).

De nouvelles catégories de modèles prenant en compte la flexure élastique de la lithosphère ont donc été développés (e.g. Beaumont *et al.*, 1982; Weissel et Karner, 1989; Chéry *et al.*, 1992; van der Beek *et al.*, 1994). Dans ces derniers, le soulèvement des épaules du rift résulte du rebond isostatique flexural consécutif à la remontée asthénosphérique (Figure 1-9). L'amplitude et la distribution du rebond flexural dépendent en grande partie du type d'extension considéré (cisaillement pur/cisaillement simple) (Figure 1-9)

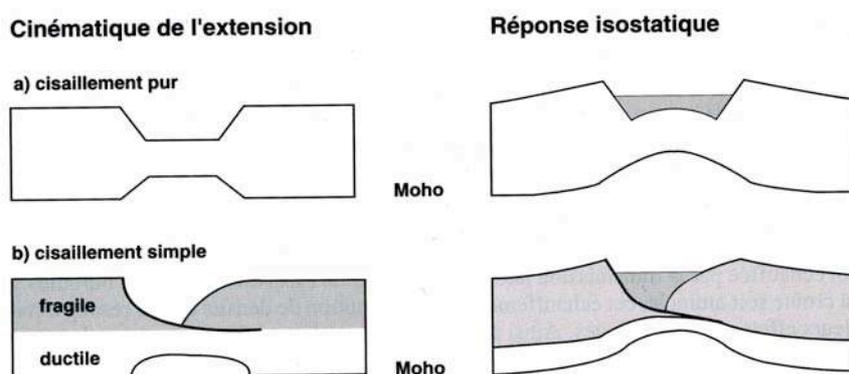


Figure 1-9 : Réponse flexurale de la lithosphère suite à un amincissement lithosphérique. La remontée du Moho, imposée par l'amincissement crustal à l'axe du rift provoque, en raison de la rigidité lithosphérique, un soulèvement des épaules du rift là où la croûte n'est pas amincie (d'après Van der Beek, 1997)

La présence d'un niveau rigide dans la lithosphère détermine l'amplitude et la distribution du soulèvement pendant le rifting et au moment du breakup (e.g. Braun et Beaumont, 1989)

(Figure 1-10). En effet, en supposant que les propriétés rhéologiques de la lithosphère sont indépendantes de la profondeur (schéma a, Figure 1-10), celle-ci s'amincirait de manière uniforme et une compensation isostatique locale aurait tendance à rééquilibrer la zone amincie. Si l'on considère de manière plus réaliste que les contraintes varient en fonction de la profondeur, les niveaux plus résistants (manteau enrichi en olivine par exemple) resteront horizontaux lors de l'extension de la lithosphère (schémas b, c et d, Figure 1-10). La profondeur initiale de ce niveau de « necking » (au-dessus ou au-dessous du niveau de compensation isostatique locale) ainsi que les propriétés flexurales de la lithosphère sont déterminantes dans l'amplitude et la longueur d'onde du soulèvement des flancs du rift (Braun et Beaumont, 1989) (schémas c et d, Figure 1-10).

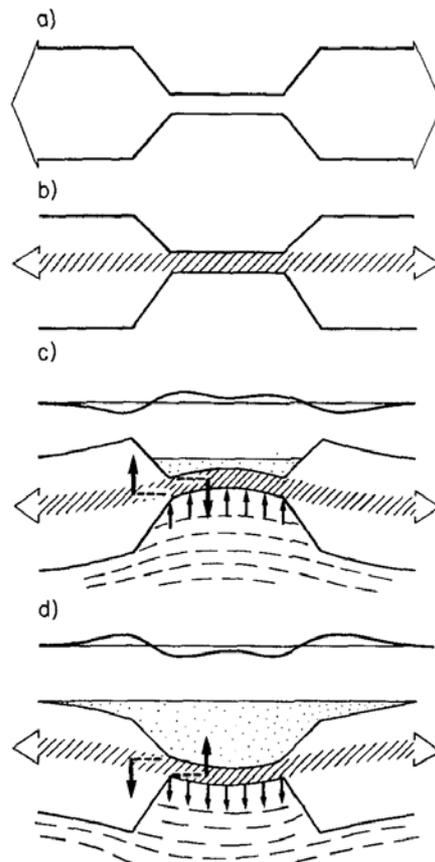


Figure 1-10 : Schémas conceptuels du processus de « necking » et d'ajustement isostatique de la lithosphère. a) « Necking » symétrique d'une lithosphère supposée uniforme impliquant un amincissement homogène ; b) « Necking » asymétrique impliquant des quantités d'amincissement différentes entre le sommet et la base de la lithosphère ; c) Réponse isostatique du schéma b lorsque la profondeur du niveau de « necking » est plus importante que la profondeur de compensation isostatique ; d) Correspond au schéma c lorsque la profondeur initiale du niveau de « necking » est moins importante que la profondeur du niveau de compensation isostatique (Braun et Beaumont, 1989)

Afin de simuler la rupture élastique de la plaque lors du breakup, les contraintes sont annulées de façon instantanée. La réponse isostatique de la surface consécutivement à ce changement est représentée sur la Figure 1-11, a : elle montre une rapide rééquilibration dans laquelle le bassin se soulève d'environ 200 m tandis que flanc subside avec une amplitude équivalente.

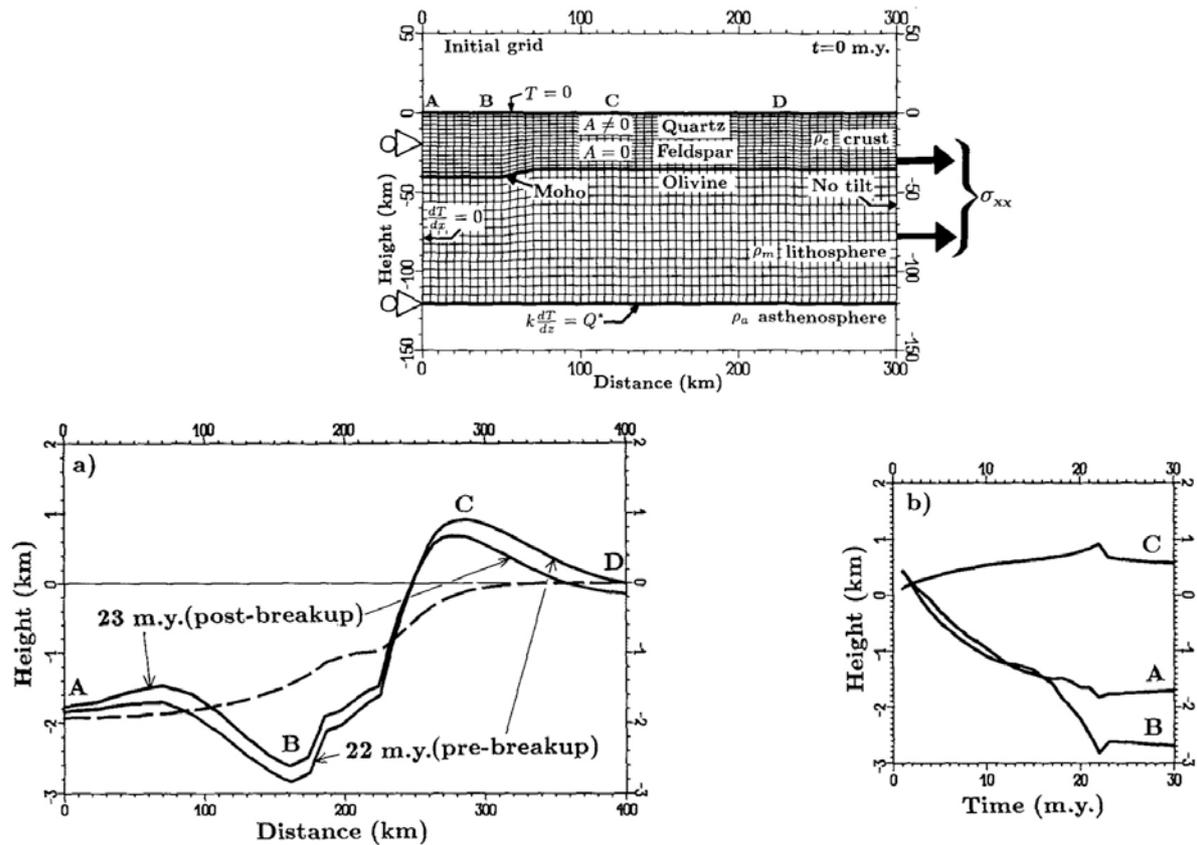


Figure 1-11 : Modélisation en déformation plane (« plane-strain ») par la méthode des éléments finis de Braun et Beaumont (1989). En haut, grille thermique et mécanique initiale. A, B, C, D : position des marqueurs horizontaux. En bas, a) morphologie du rift prédite par le modèle. Les lignes en pointillés représentent la subsidence tectonique à 22 Ma dans le cas d'une balance isostatique locale. La réponse isostatique flexurale provoque un soulèvement des flancs du rift et un approfondissement des zones adjacentes (amplitude supérieure au km) ; b) Evolution de la subsidence des marqueurs A, B, C dont la position initiale est représentée sur le schéma du haut. Les décalages entre 22 et 23 Ma correspondent à la phase de rupture de la plaque (Braun et Beaumont, 1989)

Cette catégorie de modèle montre l'importance des caractéristiques rhéologiques de la lithosphère étirée (rigidité, épaisseur, état thermique) dans la détermination de l'amplitude et de la distribution du soulèvement flexural (e.g. Buck, 1991; Burov et Cloeting, 1997; Ebinger *et al.*, 2002; Buck, 2004). Par exemple, le rebond d'une plaque très rigide se distribuera sur une zone plus vaste que dans le cas d'une plaque faiblement rigide (e.g. Ebinger *et al.*, 2002). Henk (2006) montre que les forces régnant dans la lithosphère profonde contrôlent en grande partie l'architecture du bassin et les expressions en surface de l'extension c'est-à-dire le soulèvement des flancs du rift et la subsidence du bassin. Kooi *et al* (1992) ont montré que le rifting dans les zones de lithosphère résistante, comme les cratons archéens, était plus souvent associé à un niveau profond de « necking » ce qui explique la présence fréquente d'importants épaulements de rifts dans les bassins avortés.

Par ailleurs, certains modèles font intervenir le concept de compensation isostatique dynamique, spécialement dans les régions soumises à des remontées asthénosphériques. Les variations de densité à grande échelle dans les zones de remontées asthénosphériques peuvent en effet engendrer des phénomènes de compensation dynamique qui s'ajoutent à la compensation isostatique lithosphérique. Les variations de densité dans l'asthénosphère provoquent des changements de topographie à grande échelle (> à 1000 km) avec une amplitude de l'ordre de la

centaine de mètres, peut-être jusqu'à 1000 m (e.g. Lithgow-Bertelloni et Silver, 1998; Gurnis *et al.*, 2000). Cette topographie dynamique est compensée à de grandes profondeurs dans l'asthénosphère convective.

- Prise en compte du fluage de la croûte inférieure ductile

La subsidence dans le bassin consécutive à l'extension crée des gradients de pression latéraux dans la croûte inférieure dirigés du centre du bassin vers les épaules du rift (Figure 1-12). Ceux-ci sont accrus par l'érosion des épaules du rift qui induit à leur niveau un déchargement de la lithosphère compensé par un soulèvement isostatique (Figure 1-12). Dans les zones où le gradient géothermique est élevé et que la croûte inférieure est de composition quartzo-feldspathique, celle-ci est capable de fluer vers les épaules du rift provoquant un soulèvement additionnel (e.g. Hopper et Buck, 1996; Burov et Cloeting, 1997).

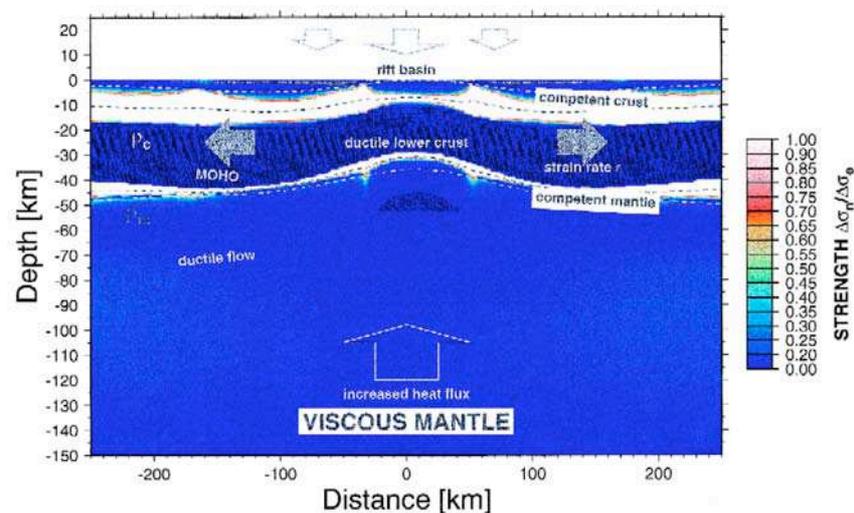


Figure 1-12 : Variations des contraintes dans la lithosphère suite à un l'application d'une charge inégalement répartie. Les zones blanches correspondent aux zones de contraintes maximales (Burov et Cloetingh, 1997)

Cependant, dans les zones cratoniques, lorsque le gradient géothermique est faible et que la croûte inférieure est formée de diabase, celle-ci peut se comporter de manière cassante même à des profondeurs importantes (e.g. Foster et Jackson, 1998). La morphologie et la largeur des bassins dépendent donc étroitement du comportement rhéologique et de la composition chimique de la croûte inférieure.

La plupart des modèles numériques cherchent à prendre en compte le maximum de paramètres possibles afin de rendre au mieux l'évolution rhéologique de la lithosphère au cours de l'extension. Les derniers travaux publiés (e.g. Burov et Cloeting, 1997; Gunnell et Fleitout, 1998; Burov et Poliakov, 2001) ont montré que les processus de surface étaient des phénomènes non négligeables dans l'évolution du rift et qu'il existait un couplage entre processus de surface et processus profonds.

### 1.2.3 Cas des modèles thermomécaniques considérant le couplage rétroactif entre phénomènes de surface et phénomènes profonds

D'après les données sédimentologiques et géomorphologiques, les processus de surface modifient la topographie et l'épaisseur sédimentaire à des taux comparables à ceux des phénomènes de subsidence/soulèvement tectoniques c'est-à-dire quelques 0.1 mm/an (Burov et Cloeting, 1997). Ainsi, une surcharge sédimentaire conduit à localiser l'affaiblissement inélastique de la lithosphère. En même temps, le déchargement des épaules du rift par érosion conduit à un rebond flexural. La subsidence du « neck » (niveau le plus résistant de la lithosphère amincie) associé au soulèvement des épaules du rift crée suffisamment de gradient de pression pour provoquer le fluage de la croûte inférieure visqueuse. Celui-ci, dirigé du centre vers l'extérieur du bassin, facilite le soulèvement des épaules. Dans ce cas, une compensation dynamique (c'est-à-dire non isostatique) intervient à l'échelle crustale.

Les blocs basculés sont les premières cibles de l'érosion. Celle-ci se fait au dépend de matériaux crustaux de surface froids et cassants ce qui signifie que la partie compétente de la croûte supérieure disparaît sans extension. Cet amincissement « érosif » de la croûte compétente facilite l'action des forces d'extension tectoniques ou asthénosphériques. Ainsi, le flux ductile de la croûte inférieure est davantage marqué sous les flancs du rift car il est renforcé par un flux sortant en provenance du centre du bassin. Ceci a pour conséquence de créer un effet de rétroaction entre les processus de surface et de sub-surface (Burov et Poliakov, 2001).

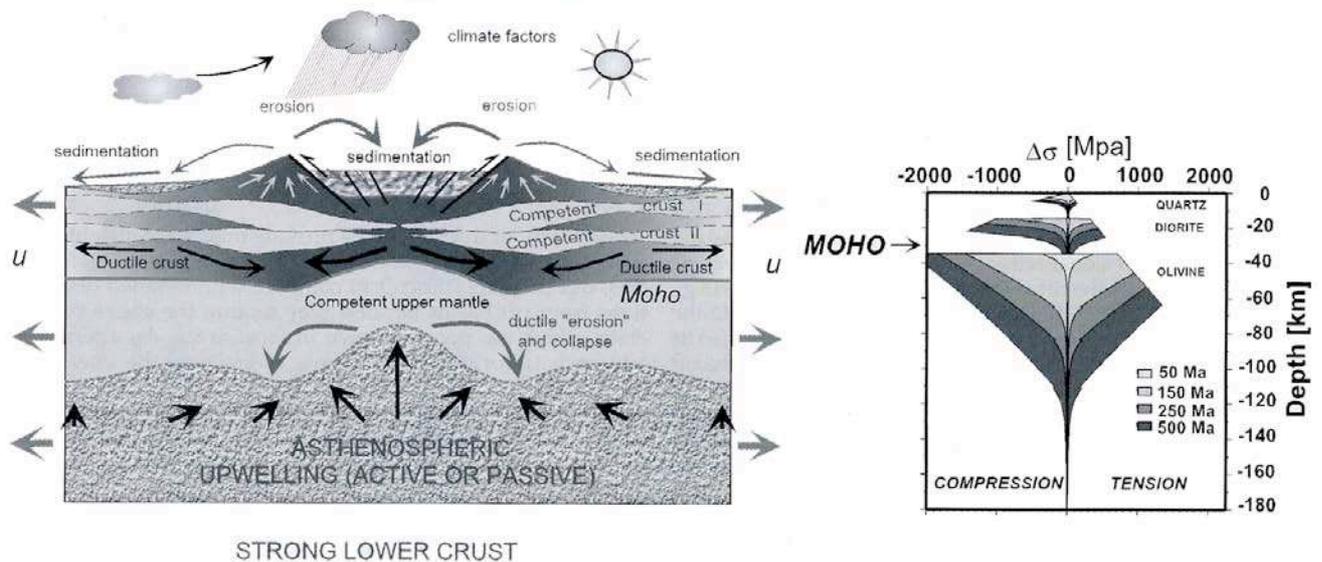


Figure 1-13 : Modèle généralisé des processus d'extension lithosphérique illustrant les effets du découpage rhéologique (d'après Burov et Cloeting, 1997 et Burov et Poliakov, 2001)

Initialement, beaucoup d'auteurs considéraient que les soulèvements des marges passives étaient des phénomènes transitoires, contrôlés par des processus endogènes et qu'ils aboutissaient nécessairement à une subsidence thermique puis à la disparition finale des épaulements du rifts.

Cependant, certaines marges passives ont la particularité de présenter des reliefs importants, même plusieurs millions d'années après la fin du rifting : c'est le cas par exemple des marges du Brésil, du Sud-Ouest africain, de l'Est de l'Amérique du Nord, de l'Australie ou encore de l'Inde (« permanent uplift » des anglo-saxons). Devant ce constat, de nouveaux modèles numériques ont été élaborés afin de comprendre ce phénomène. Appliqués à des cas régionaux,

ces modèles sont contraints par la morphologie actuelle des marges, les données de dénudation (traces de fission, isotopes cosmogéniques), les processus érosifs et l'enregistrement sédimentaire offshore.

Il ressort de ces différentes modélisations que l'évolution morphologique de la marge est contrôlée par de nombreux paramètres :

► Tous les modèles s'accordent sur le rôle primordial joué par la rétroaction entre les processus d'érosion des flancs du rift et la réponse flexurale de la lithosphère liée à la redistribution des sédiments (e.g. ten Brink et Stern, 1992; Gilchrist *et al.*, 1994; Kooi et Beaumont, 1994; van der Beek *et al.*, 1994; van Balen *et al.*, 1995; Gunnell et Fleitout, 1998). La topographie de la marge avant la rupture semble également être un paramètre de premier ordre (van der Beek *et al.*, 2002).

► Le climat intervient également mais son importance dépend en grande partie du contexte régional (e.g. Gunnell et Fleitout, 1998; Petit *et al.*, 2007). Dans le cas du Golfe d'Aden, la marge est affectée depuis ~ 15 Ma de manière saisonnière par les précipitations de la mousson et la morphologie actuelle de la marge (notamment celle des escarpements de faille) semble être liée à la position de la zone de convergence Intertropicale dans le passé (Figure 1-14) (Petit *et al.*, 2007).

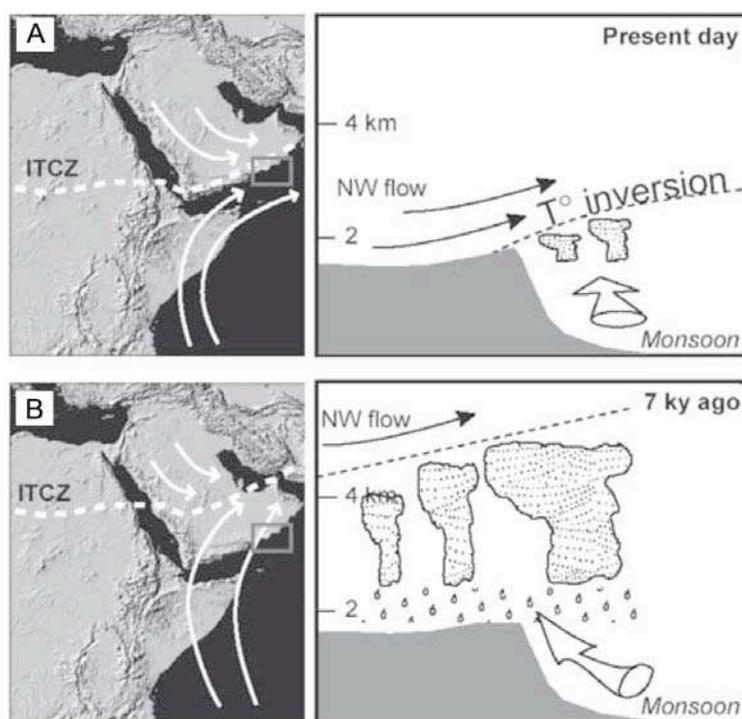


Figure 1-14 : Variabilité de l'impact des vents de mousson sur les précipitations en fonction de la position de la zone de convergence intertropicale. Une latitude basse de la zone de convergence intertropicale conduit à ce que l'air humide de la mousson souffle de manière grossièrement parallèle à la côte (A) tandis qu'une latitude plus élevée de cette zone conduit les vents de mousson à pénétrer plus à l'intérieur de terres et à frapper perpendiculairement la marge dhofari (B) (Petit *et al.*, 2007)

Les modèles récents de l'initiation et de l'évolution de zones de rifts continentaux font jouer un rôle prédominant aux propriétés thermo-mécaniques de la lithosphère et mettent en valeur l'importance des processus de surface dans le contrôle de l'architecture du rift et de la morphologie de la marge.

A l'heure actuelle, la dichotomie cisaillement pur/cisaillement simple semble largement dépassée. La tendance actuelle est à considérer l'aspect polyphasé du rifting par l'intermédiaire de plusieurs générations de failles à géométries différentes se succédant dans le temps (Lavier et Manatschal, 2006) ainsi que de prendre en compte des processus de surface.

Ces derniers semblent en effet avoir un double impact :

- ▶ Ils paraissent tenir un rôle non négligeable dans l'évolution rhéologique de la lithosphère au cours du rifting (e.g. Burov et Cloeting, 1997; Burov et Poliakov, 2001; Burov et Guillou-Frottier, 2005)
- ▶ Les modalités de l'érosion liées au climat et à la morphologie de la marge semblent conditionner directement la nature et la quantité des sédiments qui se déposent en offshore.

Ainsi, les systèmes sédimentaires associés à la marge, qu'ils soient continentaux (géométrie des systèmes fluviaux par exemple) ou océaniques (volume, nature, localisation et géométrie des corps sédimentaires des bassins offshore) témoignent directement des mouvements verticaux subis par la lithosphère au cours de l'extension (soulèvement et subsidence).

### 1.3 ENREGISTREMENT DES MOUVEMENTS VERTICAUX PAR LES SYSTEMES SEDIMENTAIRES ASSOCIES A LA MARGE

#### 1.3.1 Enregistrement à terre des mouvements verticaux associés à l'extension

Dans le cadre de cette thèse, nous nous limiterons à présenter quelques idées générales et nous n'inclurons pas les effets de la tectonique salifère ou du rebond isostatique glaciaire, ces phénomènes ne concernant pas la marge Nord du golfe d'Aden.

##### 1.3.1.1 L'incision des marges passives

L'incision du cours des fleuves peut résulter d'une chute du niveau de base (induite par une baisse du niveau marin) ou d'une surrection de la marge. Au Dhofar, la plate-forme carbonatée des sédiments pre-rift est intensément entaillée par les cours des wadis (Figure 1-15).



Figure 1-15 : Incisions dans les sédiments pre-rift de la marge dhofari (marge Nord du golfe d'Aden septentrional). Exagération verticale x 2

L'incision de la marge SW de l'Afrique se traduit par exemple par la présence de terrasses fluviales élevées par rapport au lit actuel du fleuve (e.g. Partridge et Maud, 2000a, b; Van der Wateren et Dunai, 2001). Dans le cas de l'Afrique de l'Ouest, les auteurs s'accordent pour penser que c'est un soulèvement postérieur à la rupture continentale qui est à l'origine de ces incisions (e.g. Partridge et Maud, 2000a, b; Van der Wateren et Dunai, 2001).

### 1.3.1.2 La présence de plages soulevées

La présence de sédiments marins côtiers surélevés peut être aussi une preuve de soulèvement de la marge. En effet, ces plages surélevées attestent d'un changement du niveau de base consécutif à une baisse du niveau marin ou à une surrection de la marge (Figure 1-16).

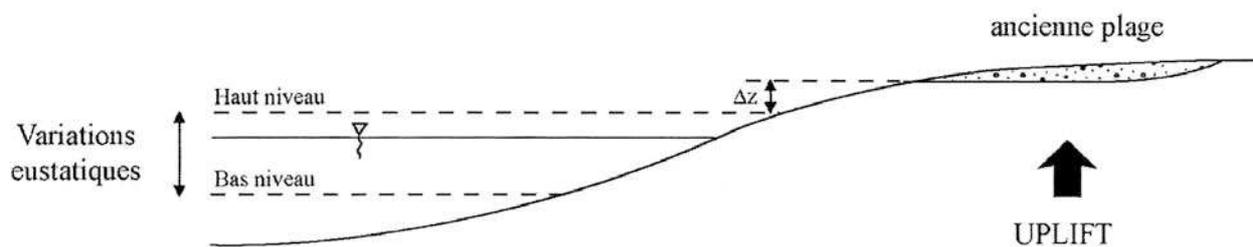


Figure 1-16 : Estimation de la surrection d'anciennes plages à partir de leur altitude actuelle, comparée aux variations eustatiques. Lorsque l'âge des dépôts de plage n'est pas connu, un soulèvement minimum  $\Delta z$  peut être déduit si la plage se situe à une altitude plus élevée que celle du niveau marin actuel. Lorsque l'âge des dépôts est connu, la surrection est déterminée par comparaison de l'altitude actuelle de la plage avec celle du niveau de la mer à l'époque (Leroy, M. 2004)

Le soulèvement se déduit donc de la comparaison entre l'altitude actuelle des sédiments et les variations eustatiques du niveau de la mer (Haq *et al.*, (1987) par exemple). Dans le cas où l'altitude actuelle des anciennes surfaces de plage est plus élevée que ne l'était le niveau marin de l'époque, la surrection est déduite de la différence d'altitude (Figure 1-16).

### 1.3.1.3 La modification des réseaux de drainage

La capture de rivière est un processus important dans l'évolution d'un drainage soumis à un contrôle tectonique. Celle-ci a lieu quand une rivière érode davantage qu'une rivière adjacente et qu'elle capture ainsi son écoulement en recoupant son lit (Figure 1-17).

Une capture de rivière peut être causée par des déformations tectoniques mais également par des variations du niveau de base ou du climat. Une capture de rivière en relation avec un soulèvement de la marge a été décrite en Afrique du Sud ainsi que sur la marge SE du Brésil (e.g. de Wit *et al.*, 2000; Leroy, 2004). Ces modifications du réseau hydrographique ont d'importantes conséquences sur la localisation et le volume des sédiments détritiques apportés sur les marges.

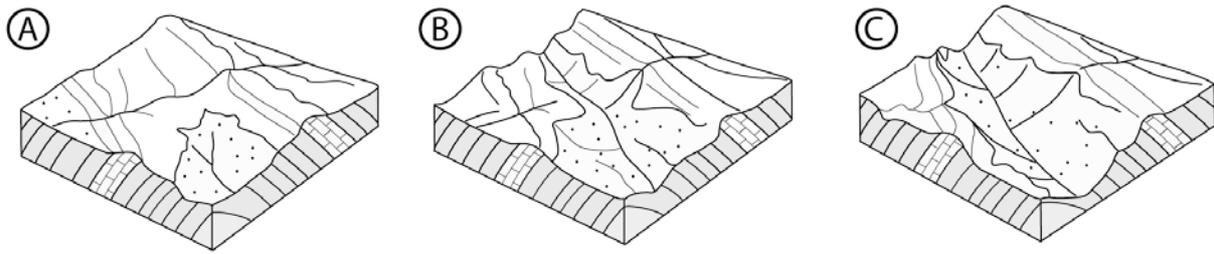


Figure 1-17 : Trois étapes d'une capture de rivière. La rivière la moins élevée (en bas du schéma A) érode petit à petit dans les formations les moins résistantes jusqu'à ce qu'elle capture la rivière plus élevée (Schumm, 1977)

### 1.3.2 Enregistrement en mer des mouvements verticaux associés à l'extension

Dans un bassin offshore, la quantité de dépôt est fonction du flux sédimentaire entrant et de l'espace disponible, déterminé par les variations du niveau marin relatif. Celui-ci détermine, pour un même flux sédimentaire, le partitionnement volumétrique des sédiments. Ainsi, en contexte de haut niveau marin relatif, les sédiments se déposent sur la plate-forme tandis qu'en contexte de bas niveau marin, ils se déposent plutôt vers le bassin. Sur les marges passives, les mouvements verticaux contrôlent directement l'érosion et la subsidence de la marge donc le volume des sédiments ainsi que l'espace disponible pour la sédimentation. L'architecture sédimentaire témoigne donc de la dynamique des mouvements verticaux.

#### 1.3.2.1 Influence du soulèvement de la marge sur la quantité d'apport sédimentaire dans le bassin offshore

Nous décrivons ici rapidement quelques conséquences entraînées par la surrection des marges.

##### ► Les discordances majeures

L'étude de la stratigraphie des bassins offshore a révélé la présence de discordances importantes, reflétant souvent le soulèvement des marges. En effet, le soulèvement de la partie continentale de la marge provoque le basculement des séries sédimentaires déjà déposées dans le domaine océanique ainsi qu'une érosion accrue de ces sédiments. Les produits d'érosion des reliefs se déposent alors en discordance sur les premiers dépôts basculés et érodés.

Dans plusieurs bassins, l'origine de plusieurs discordances a été rattachée à un soulèvement de la marge. C'est par exemple le cas du bassin de Vøring sur la marge norvégienne (Stuevold et Eldholm, 1996) ou du bassin de Santos au SE du Brésil (Saenz et al., 2003).

##### ► La migration des dépoctrans

Une migration des dépoctrans est parfois observée en réponse au soulèvement des marges. Une migration des dépoctrans vers l'Ouest a été décrite dans le bassin de Vøring à l'Eocène en réponse au soulèvement de la Scandinavie (e.g. Stuevold et Eldholm, 1996).

#### 1.3.2.2 Enregistrement stratigraphique de la subsidence au niveau des marges passives

Dans les premiers modèles d'amincissement lithosphérique, la subsidence post-rift découlait du refroidissement progressif de la lithosphère ainsi que de l'augmentation du poids des

sédiments. L'augmentation de la rigidité flexurale de la lithosphère était supposée provoquer un élargissement du bassin de même que la mise en place de structures transgressives à grande échelle (Vail *et al.*, 1977; White et McKenzie, 1988; Galloway, 1989) (Figure 1-18, a).

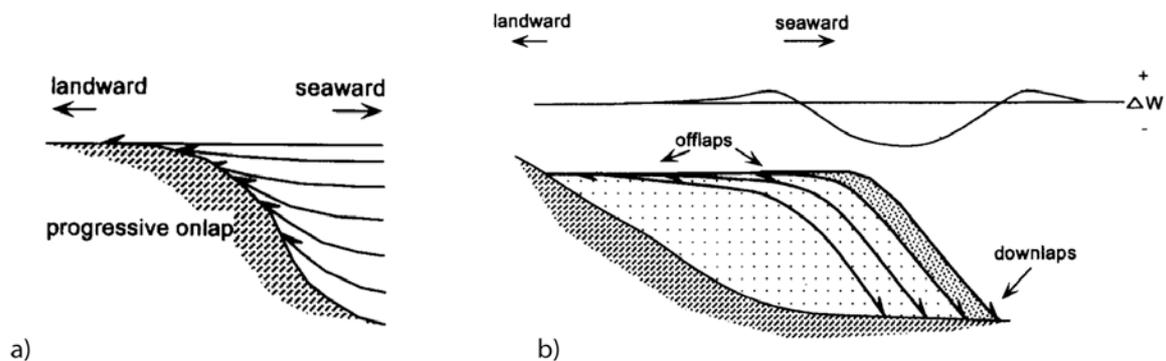


Figure 1-18 : a) Séquence transgressive à long terme selon les modèles élastiques d'évolution de la lithosphère ; b) Prisme sédimentaire progradant causé par le déplacement vers le bassin du poids sédimentaire. En raison de ce déplacement, le renflement et la ligne de côté migrent également vers le bassin.  $\Delta w$  = résultat du soulèvement flexural (+) et de la subsidence (-) (van Balen *et al.*, 1995)

Les variations eustatiques du niveau marin et l'évolution tectonique de la marge punctuaient cette tendance transgressive généralisée d'épisodes de transgression/régression à plus petite échelle (e.g. Vail *et al.*, 1977; Galloway, 1989).

Cependant, le long de certaines marges passives (marge SE de l'Australie, marge SE du Brésil, marge Est américaine...), les séquences post-rift montrent l'existence d'épisodes régressifs (Beaumont *et al.*, 1982; Galloway, 1989; Watts, 1989; van Balen *et al.*, 1995). Ceux-ci sont expliqués par les modèles prenant en compte l'érosion des flancs du rift et la réponse flexurale de la lithosphère (van Balen *et al.*, 1995). En effet, le soulèvement de la plate-forme ou de la marge consécutive à l'accroissement de la charge sédimentaire au centre du bassin entraîne la formation de structures régressives (Figure 1-18, b).

Les différences dans la quantité des apports sédimentaires influencent donc fortement la l'évolution morphologique et sédimentaire post-rift des marges. Celle-ci est soumise à trois facteurs principaux, dont l'importance et le rôle varient suivant le lieu et les époques :

- la subsidence (tectonique et thermique) est partiellement responsable de la configuration des prismes de progradation, et surtout de l'épaisseur totale de la série sédimentaire post-rift,
- les variations eustatiques du niveau marin sont les causes principales du découpage vertical de la série syn-rift en séquences sédimentaires marquées par des discordances,
- enfin, la quantité d'apport sédimentaire contrôle la position de la bordure de la plate-forme.

L'influence respective de ces trois facteurs est étudiée par la stratigraphie séquentielle dont les méthodes dépassent le cadre de cette thèse.

## 1.4 PROBLEMATIQUE

### ► Etat des lieux

La compréhension de la genèse des marges passives est toujours d'actualité malgré le nombre importants de travaux qui leur ont été consacrés. Les processus d'amincissement de la lithosphère, l'évolution thermique de cette dernière pendant et après le rifting, les mécanismes de localisation de l'amincissement, la génération et l'extraction de magmas, l'origine des mouvements

verticaux (et parfois de leur persistance), la mise en place et la nature de la TOC sont autant de questions qui ne sont que partiellement résolues.

Il n'existe pas encore de réel consensus sur les modalités de l'extension. D'un côté, les modèles conceptuels ne parviennent pas à décrire la morphologie et l'évolution de l'ensemble des marges et ne donnent qu'une solution possible parmi d'autres ; d'un autre côté, les résultats des études consacrées aux marges passives dépendent étroitement des caractéristiques régionales de la marge (contexte géodynamique, apport sédimentaire de la marge, climat, présence de structures héritées, proximité d'un point chaud...) ce qui rend les résultats difficiles à généraliser.

Si de nombreuses méthodes peuvent être utilisées pour étudier les marges passives, chaque technique se voit confrontée à ses propres limites :

- En mer, l'enregistrement sédimentaire n'est connu qu'à grande échelle (par la sismique réflexion et la bathymétrie) ou au contraire de façon très localisée (carottages, données de puits) ce qui ne permet pas d'avoir une vision d'ensemble de leur nature ;
- Les sédiments syn-rifts sont en général immergés ; leur étude directe n'est possible que dans les cas où les marges affleurent à terre (marge groenlandaise, australienne, atlantique, Aden, etc.....) ou quand celles-ci sont prises dans des chaînes de montagnes (marge alpine, marge téthysienne) et donc affectées d'événements tectoniques postérieurs ;
- Les modélisations numériques, de plus en plus performantes, restent pour l'instant limitées à deux dimensions ce qui rend difficile l'appréciation du rôle tenu par certains paramètres 3D *a priori* déterminants dans les processus de rifting (dans le cas du golfe d'Aden : présence du point chaud des Afars ou rôle des structures héritées dans la localisation du rift). Ce problème est en partie contourné par les apports de la modélisation analogique mais celle-ci est limitée par la difficulté de réaliser une rhéologie réaliste de la lithosphère.

Cette thèse s'inscrit donc dans un cadre original qui vise à synthétiser et à comparer les données obtenues par deux méthodes d'études très différentes : une étude sédimentologique de la marge Nord du golfe d'Aden affleurant au Dhofar permettant une analyse locale mais complète des mouvements verticaux et de la structure crustale et une étude tomographique télé-sismique de la même zone qui permet d'obtenir une image profonde des perturbations de vitesse.

#### ► Intérêt de la région pour l'étude des marges passives

La partie orientale du golfe d'Aden représente un lieu idéal pour aborder l'étude des marges passives, et cela pour de nombreuses raisons. Les données existantes montrent que c'est une marge passive jeune (rifting oligo-miocène) ce qui a de nombreuses conséquences :

- L'épaisseur des sédiments post-rift n'est que de 2 km environ et les marges sont exemptes de diapirs de sel (*d'Acremont et al., 2005*) ce qui facilite les observations en sismique réflexion ;
- C'est un des rares bassins où il est possible de suivre de manière continue l'évolution d'une marge depuis sa partie proximale jusqu'à la dorsale océanique ;
- Les marges conjuguées peuvent être corrélées avec une erreur latérale inférieure à 10 km,
- Plusieurs études ont été déjà menées à terre au Dhofar : une cartographie détaillée des structures onshore de la marge, corrélées avec les données de puits (Platel et Roger, 1989; Roger et al., 1989) de même que plusieurs études tectoniques (e.g. Bellahsen et al., 2006) ;
- La zone étudiée est éloignée du point chaud des Afars dont la limite d'influence est jusqu'à présent située aux environs de 48°30'E de longitude (*d'Acremont, 2002*) ;
- Il est possible que la lithosphère ne soit pas encore totalement rééquilibrée.

#### ► Problématique : évolution de la marge depuis la surface jusqu'en profondeur.

L'étude sédimentologique conduite au Dhofar (**partie 3**) permet de dater les mouvements verticaux subis par la marge pendant l'extension et d'étudier leurs conséquences sur l'enregistrement sédimentaire.



## CHAPITRE 2

### STRUCTURE ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU GOLFE D'ADEN

<b>1.1</b>	<b>CINEMATIQUE DE LA REGION AFRO-ARABE</b>	<b>35</b>
<b>1.2</b>	<b>EVOLUTION GEODYNAMIQUE DES FRONTIERES DE PLAQUES</b>	<b>38</b>
1.2.1	La zone de suture au Nord de la plaque Arabe .....	38
1.2.2	Le point chaud des Afars et le magmatisme associé .....	40
1.2.3	Les frontières divergentes au Sud de la plaque Arabe.....	42
1.2.3.1	Le rift est-africain.....	43
1.2.3.2	La Mer Rouge.....	46
1.2.3.3	Le golfe d'Aden.....	51
<b>1.3</b>	<b>HISTOIRE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE DU GOLFE D'ADEN</b>	<b>55</b>
1.3.1	Les structures héritées du Protérozoïque.....	55
1.3.2	La fragmentation mésozoïque du Gondwana .....	56
1.3.3	La tectonique Tertiaire.....	59
1.3.4	La chronologie relative de l'ouverture Mer Rouge/golfe d'Aden .....	61
<b>1.4</b>	<b>LES MODELES D'OUVERTURE ET DE PROPAGATION DU GOLFE D'ADEN</b>	<b>64</b>
1.4.1	Ouverture par rifting oblique.....	64
1.4.1.1	Rôle de l'héritage tectonique.....	65
1.4.1.2	Importance du point chaud des Afars dans le contrôle de la direction de propagation du rift.....	67
1.4.2	Les modèles de propagation de la dorsale de Carlsberg dans le golfe d'Aden.....	68
1.4.2.1	Les modèles de propagation continue .....	68
1.4.2.2	Les modèles de propagation avec « pauses » le long des discontinuités principales.....	71



# CHAPITRE 2

---

## STRUCTURE ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU GOLFE D'ADEN

La plaque Arabe est de taille relativement modeste comparée aux trois autres plaques l'entourant : les plaques Afrique, Eurasie, Somalie et Inde. Elle est limitée au Nord par une frontière convergente au niveau de la zone de collision avec l'Eurasie et par deux frontières divergentes au Sud au niveau des zones d'extension de la Mer Rouge, du golfe d'Aden et du rift éthiopien (Figure 0-1). La dérive NE de l'Arabie est à l'origine de l'établissement de deux frontières divergentes limitant le Sud de la plaque arabe : la dorsale du golfe d'Aden sépare l'Arabie de la Somalie et celle de la Mer Rouge l'Arabie de la Nubie. Ces deux frontières divergentes se connectent dans le triangle des Afars au rift est africain, autre frontière divergente séparant la Nubie de la Somalie (Figure 0-1). Par ailleurs, l'éloignement de l'Arabie par rapport à l'Afrique provoque l'ouverture de la Mer Rouge entre la péninsule du Sinaï au Nord et le détroit de Bab el Mandeb au Sud (Figure 0-1). Le golfe d'Aden sépare les plaques Arabie et Somalie. De direction N 75°E, il est oblique compte tenu de la direction d'ouverture globale N 025°E et s'étend de la zone de fracture d'Owen à l'Est jusqu'au golfe de Tadjoura à l'Ouest.

Les études consacrées à la région ont permis de mieux contraindre sa cinématique actuelle, déduite des modèles globaux de la tectonique des plaques ainsi que des études géodésiques. Les résultats de ces études sont présentés dans la première partie de ce chapitre. La deuxième partie dresse un bilan de l'évolution et de la géodynamique des frontières actuelles de la plaque. Par ailleurs, la compréhension du visage actuel de la zone ne saurait être complète sans la connaissance de son évolution géodynamique, depuis la fragmentation du Gondwana au cours du Mésozoïque jusqu'à l'individualisation de la plaque au Cénozoïque. Une synthèse des travaux actuels est proposée dans la troisième partie.

Concernant les mécanismes de propagation de la ride dans un contexte de rifting oblique, l'influence du chaud point des Afars et la présence de structures héritées sont maintenant admis comme étant des paramètres fondamentaux à considérer. Cependant, les modalités de propagation de la ride restent débattues et les différents modèles sont présentés dans la quatrième partie du chapitre.

### 2.1. CINEMATIQUE DE LA REGION AFRO-ARABE

La plaque Arabe s'éloigne de l'Afrique (Nubie) selon une direction NE à une vitesse de 3 cm/an par rapport à l'Eurasie supposée fixe (Figure 0-1) (DeMets *et al.*, 1994).

► Les nouvelles contraintes GPS fournissent un vecteur eulérien Nubie-Eurasie ( $-0.95 \pm 4.8^\circ\text{N}$ ,  $-21.8 \pm 4.3^\circ\text{E}$ ,  $0.06 \pm 0.005^\circ \text{Ma}^{-1}$ ) (McClusky *et al.*, 2000) qui diffère significativement de celui déduit du modèle NNR-NUVEL 1A ( $21.0 \pm 4.2^\circ\text{N}$ ,  $-20.6 \pm 0.6^\circ\text{E}$ ,  $0.12 \pm 0.015^\circ \text{Ma}^{-1}$ ) (Argus et Gordon, 1991; DeMets *et al.*, 1994). Ces nouvelles données impliquent un mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Eurasie plus important à l'Ouest et une convergence moindre dans l'Est de la Méditerranée (McClusky *et al.*, 2000).

► Le vecteur de déplacement de l'Arabie par rapport à la Nubie obtenu par GPS ( $30.5 \pm 1.0^\circ\text{N}$ ,  $25.7 \pm 2.3^\circ\text{E}$ ,  $0.37 \pm 0.04^\circ \text{Ma}^{-1}$ ) (McClusky *et al.*, 2000) est plus faible que celui prévu par le modèle NNR-NUVEL 1A ( $24.1 \pm 1.7^\circ\text{N}$ ,  $24.0 \pm 3.5^\circ\text{E}$ ,  $0.40 \pm 0.05^\circ/\text{Ma}$ ). D'après les auteurs, ce ralentissement impliquerait moins de convergence dans l'Est de la Méditerranée.

Ce modèle reste cohérent avec le vecteur eulérien déterminé par la ré-évaluation des anomalies magnétiques dans la Mer Rouge ( $31.5 \pm 1.2^\circ\text{N}$ ,  $23.0 \pm 2.7^\circ\text{E}$ ,  $0.40 \pm 0.05^\circ/\text{Ma}$ ) proposée par Chu et Gordon (1998).

Néanmoins, une étude GPS plus récente (Vigny et al., 2006) détermine une vitesse angulaire de la plaque Arabe ( $52.59^\circ\text{N}$ ,  $15.74^\circ\text{W}$ ,  $0.461^\circ/\text{Ma}$  dans ITRF2000) différente de celle de McClusky *et al.* (2000). Leur étude montre que les taux de séparation GPS entre l'Arabie et l'Afrique (dans la Mer Rouge) et la Somalie (dans le golfe d'Aden) sont réduits de 15 à 20 % par rapport aux taux déterminés par les anomalies magnétiques, moyennés sur les 3 derniers millions d'années. Calais *et al.* (2003) ont montré par ailleurs que le taux de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie avait diminué depuis les 3 derniers millions d'années et qu'il avait tourné dans le sens contraire des aiguilles d'une montre.

#### ► Des zones de compression au Nord

Les récentes études GPS réalisées à l'échelle de la plaque arabe fournissent une estimation fiable de la vitesse de convergence entre l'Arabie et l'Eurasie, de l'ordre de 22 à 25 mm/an selon une direction  $\text{N}010^\circ\text{E}$  à une longitude de  $56^\circ\text{E}$  (McClusky *et al.*, 2003; Vernant *et al.*, 2004).

Ces études GPS confirment également la rotation anti-horaire d'une vaste zone incluant l'Arabie, l'Anatolie, la région égéenne ainsi que les parties adjacentes au Zagros et à l'Iran central à une vitesse comprise entre 20 et 30 mm/an (Reilinger *et al.*, 2006). Le taux de convergence Arabie-Eurasie déterminé à partir d'études GPS menées en Iran (Tatar *et al.*, 2002; McQuarrie *et al.*, 2003; Vernant *et al.*, 2004) est cohérent avec les observations géologiques effectuées dans la région (Allen *et al.*, 2004). Ces données suggèrent un taux de convergence constant au cours des 10 derniers millions d'années et confirment le comportement quasi-rigide du bloc iranien central (Figure 2-1)(Vernant *et al.*, 2004).

Le pôle eulérien du mouvement Arabie-Eurasie étant situé en Méditerranée, le taux de convergence augmente d'Ouest en Est, depuis 1,5 cm/an dans les chaînes du Bitlis jusqu'à 3.5 cm/an au niveau du Makran (Vernant *et al.*, 2004) (Figure 2-1). En Iran, la direction de convergence est NS à NNE. Le Zagros, orienté  $\text{N}140^\circ$ , prolonge à l'Est la chaîne du Bitlis : à son niveau, la convergence y est de direction NS ce qui entraîne une déformation transpressive dextre (Allen *et al.*, 2001). Le prisme d'accrétion du Makran se forme en réponse à la subduction encore active de la lithosphère océanique téthysienne résiduelle sous l'Eurasie. La vitesse de convergence y est de 3 à 4 cm/an, avec une direction  $\text{N}20^\circ$  (Figure 2-1) (Jackson *et al.*, 1995).

#### ► Des zones d'extension au Sud

De direction  $\text{N}150^\circ\text{E}$ , la Mer Rouge s'ouvre suivant un pôle de rotation situé en Méditerranée orientale ( $32,62^\circ\text{N}$ ,  $25,11^\circ\text{E}$ ) (Jestin *et al.*, 1994). Le mouvement relatif Afrique-Arabie se manifeste par un écartement de 7.5 à 9.5 mm/an selon une direction  $\text{N}30^\circ\text{E}$ - $\text{N}37^\circ\text{E}$  dans la partie Nord tandis qu'au Sud, la vitesse d'ouverture augmente jusqu'à 15-16 mm/an et l'azimut devient  $\text{N}45^\circ\text{E}$  à  $\text{N}52^\circ\text{E}$  (Cochran, 2005).

Les modèles cinématiques prédisent des taux d'ouverture totaux de 7.5 à 9.5 mm/an dans la partie la plus au Nord de la Mer Rouge (Jestin *et al.*, 1994; Chu et Gordon, 1998). Ces taux correspondent à des taux d'accrétion de dorsale ultra-lente mais sont plus importants que ceux observés généralement dans les rifts continentaux. Les directions d'ouverture déduites des modèles cinématiques varient de  $\text{N}45^\circ\text{E}$  à  $\text{N}52^\circ\text{E}$  dans la partie Sud et de  $\text{N}30^\circ\text{E}$  à  $\text{N}37^\circ\text{E}$  dans la partie Nord.

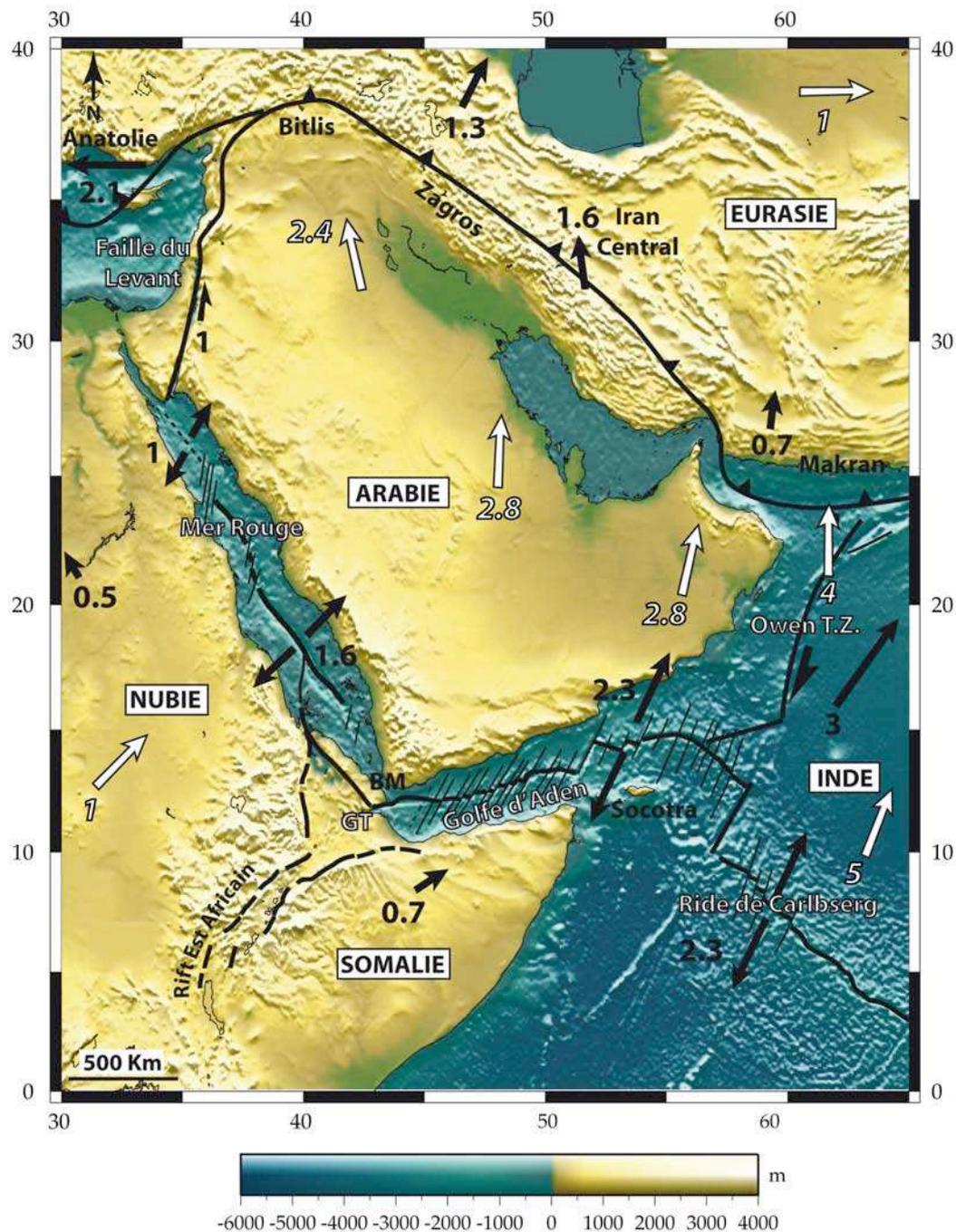


Figure 2-1 : Carte cinématique de la zone Afro-Arabe (vitesses en cm/an)

La direction et la valeur des vitesses relatives (flèches noires) proviennent de :

- Reilinger et al. (2006) et Regard et al. (2004) pour la frontière convergente au Nord,
- Reilinger et al. (2006) pour la Nubie et la Somalie,
- Le Pichon et Gaulier (1988) pour la Mer Rouge,
- Fournier et al. (2001) pour le golfe d'Aden,
- Quennel (1958) et Le Pichon et Gaulier (1988) pour la zone de fracture du Levant,

Les vitesses absolues (flèches blanches) proviennent du modèle NNR-NUVEL 1A de DeMets et al. (1994)

La géométrie de la zone de fracture d'Owen est de Fournier et al. (2001)

GT : golfe de Tadjoura ; BM : détroit de Bab El Mandeb

Ces directions d'ouverture sont différentes d'environ 10 à 30° par rapport à la direction générale du rift (N150°E).

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). La vitesse d'ouverture est de l'ordre de 2 à 2.2. cm/an à 13°N et 50°E selon l'azimut N28°E à N30°E (DeMets *et al.*, 1990; Jestin *et al.*, 1994). Le taux d'ouverture du golfe d'Aden diminue d'Est en Ouest, de 24-28 mm/an entre 52°E et 56°E (d'Acremont *et al.*, 2006) à ~16 mm/an dans le golfe de Tadjoura (Jestin *et al.*, 1994; Fournier *et al.*, 2001). De même, la direction d'expansion tourne de N22°E à la longitude de 56°E à N30°E à la longitude 50°E (Figure 2-1) (Reilinger *et al.*, 2006).

Les rides de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden se connectent dans la dépression de l'Afar à une troisième frontière divergente, le rift est africain, formant ainsi le seul point triple R-R-R (« ridge-ridge-ridge ») émergé. Le rift est africain sépare ainsi l'Afrique en deux plaques : la Nubie à l'Ouest et la Somalie à l'Est. Orienté N30-N40°E, il s'ouvre à une vitesse inférieure à 1 cm/an selon une direction EW à NW-SE (Jestin *et al.*, 1994) (Figure 2-2). Par ailleurs, la plaque somalienne s'éloigne de l'Afrique à une vitesse de 3 à 4 mm/an selon une direction NW-SE (Jestin *et al.*, 1994; Bilham *et al.*, 1999; Chu et Gordon, 1999).

La cinématique actuelle de la plaque arabe résulte en fait directement de l'histoire de la région depuis le Mésozoïque. Celle-ci se caractérise par deux épisodes majeurs :

- ▶ la fragmentation du Gondwana au cours du Mésozoïque,
- ▶ suivie de la collision des plaques Arabe et Indienne à l'Eurasie lors de la fermeture de la Téthys.

Nous allons développer l'évolution géodynamique de la zone de convergence Nord de la plaque arabe puis celle des deux frontières divergentes situées au Sud de la plaque, c'est-à-dire la Mer Rouge et le golfe d'Aden.

## 2.2 EVOLUTION GEODYNAMIQUE DES FRONTIERES DE PLAQUES

### 2.2.1 La zone de suture au Nord de la plaque Arabe

La plaque arabe est limitée au Nord par une zone de convergence qui comprend à l'Ouest les ceintures orogéniques du Bitlis et du Zagros et à l'Est la zone de subduction du Makran (Figure 2-2 c). Cette zone de suture représente les derniers stades d'évolution de la subduction de l'océan téthysien sous l'Eurasie débutée au Mésozoïque (Figure 2-2 a) (Berberian et Berberian, 1981; Dercourt *et al.*, 1986).

Durant l'Oligocène supérieur, l'Arabie entre en collision avec l'Eurasie au Nord au niveau du Bitlis (Est de la Turquie) (Yilmaz *et al.*, 1993; Sengör et Natal'in, 1996; Agard *et al.*, 2005) tandis qu'une croûte océanique persiste entre la marge septentrionale de la plaque arabique (position actuelle du Zagros) et le bloc d'Iran central (Figure 2-2 b) (e.g. Dercourt *et al.*, 1986; Ricou, 1994; McQuarrie *et al.*, 2003). La collision se propage ensuite de façon diachrone vers le Sud-Est le long de la zone de suture du Zagros (Stoneley, 1981).

Contrairement à l'hypothèse proposée par Vernant *et al.* (2004), la cinématique de la collision entre l'Arabie et l'Eurasie semble avoir subi une réorganisation importante vers 5 ± 2 Ma (e.g. Westaway, 1994; Axen *et al.*, 2001; McQuarrie *et al.*, 2003). C'est en effet à cette époque que la déformation a commencé ou s'est intensifiée dans la plupart des régions actives (failles Nord et Est anatoliennes, transformante de la Mer Morte) : le décrochement d'Alborz (Figure 2-3) est passé de dextre à senestre, le plateau Turquo-Iranien a subi un rapide soulèvement, l'océanisation de la Mer Rouge et la subsidence en mer Caspienne se sont initiées (e.g. Lyberis et Manby, 1999 ; Barka *et al.*, 2000; Westaway et Arger, 2001; Faccenna *et al.*, 2006).

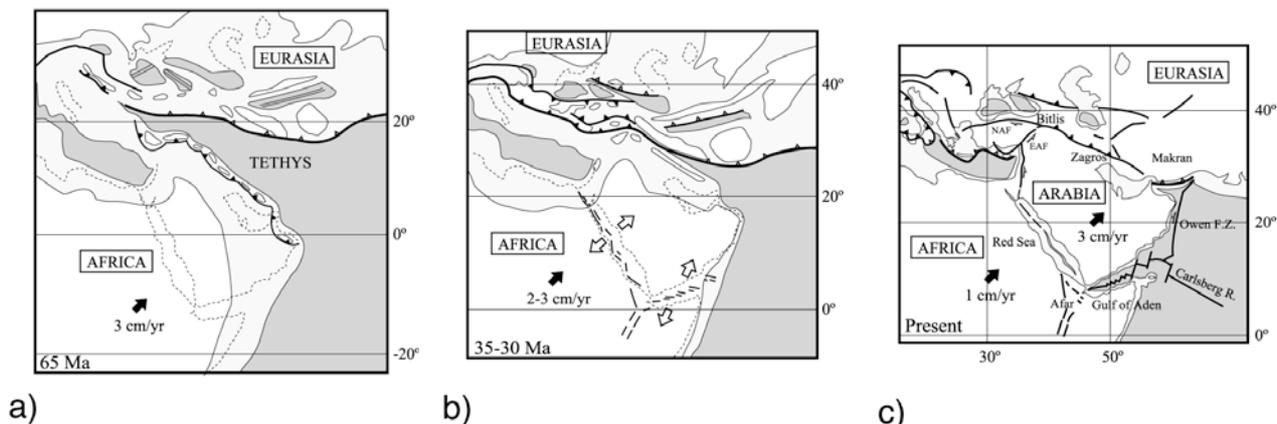


Figure 2-2 : Evolution tectonique tertiaire du système Afrique-Arabie-Eurasie à 65 Ma (a), 30-35 Ma (b) et à l'actuel (c). Les régions en blanc représentent les continents, en gris clair les plates formes continentales, en gris foncé les océans. Les flèches noires indiquent les vitesses absolues, les flèches blanches les directions d'extension (d'après Dercourt et al., 1993)

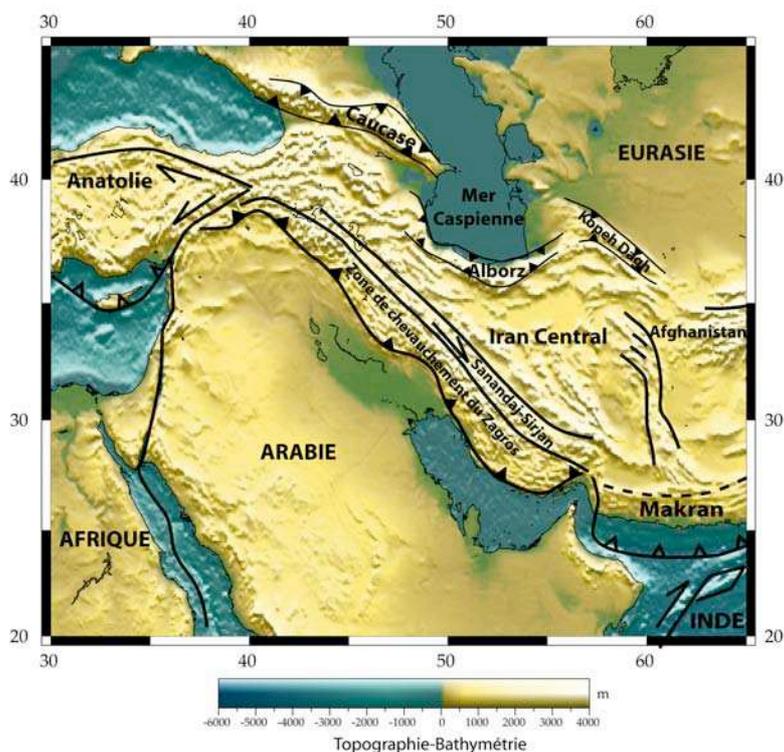


Figure 2-3 : Schéma structural de la frontière Nord de la plaque Arabe (d'après Berberian et Berberian, 1981)

L'estimation de l'âge de la collision le long de cette zone varie fortement dans la littérature, en raison de la structure complexe de la marge Nord de l'Arabie et du manque de techniques directes pour la dater. On la positionne quelque part entre le Crétacé supérieur et le Pliocène : Crétacé Supérieur (Berberian et Berberian, 1981; Alavi et Mahdavi, 1994), Oligocène dans le Zagros (Agard *et al.*, 2005), Miocène inférieur à moyen (Jackson *et al.*, 1995), ou Miocène supérieur à Pliocène (Dercourt *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1986; Sengör et Natal'in, 1996; Allen *et al.*, 2004). Cependant, la fermeture de l'océan ne semble pas avoir été plus tardive que 10 Ma (McQuarrie *et al.*, 2003). Dans le Makran, la distribution des foyers des séismes et du volcanisme montrent que la subduction est toujours active (e.g. Byrne *et al.*, 1992; Kopp *et al.*, 2000).

L'origine de cette réorganisation est encore controversée. Elle pourrait résulter de l'ouverture de la Mer Rouge (Cochran, 1983b), de l'arrivée d'une lithosphère arabe légère jouant le rôle de « cale » au niveau de la zone de subduction (Axen *et al.*, 2001), de la fermeture finale des bassins océaniques en Iran (Jackson *et al.*, 2002), de l'élévation du plateau Turquo-iranien (Allen *et al.*, 2002), d'une collision oblique (Agard *et al.*, 2005) ou du détachement du slab sous la zone de collision Bitlis-Zagros (Molinaro *et al.*, 2005; Faccenna *et al.*, 2006). Cependant, il n'est pas prouvé qu'il y ait eu un quelconque changement dans la nature de la lithosphère arabe entrant en collision à la fin du Miocène (Allen *et al.*, 2002).

### 2.2.2 Le point chaud des Afars et le magmatisme associé

La jonction triple entre les rides du golfe d'Aden, de la Mer Rouge et le rift est africain est le centre d'une grande province volcanique qui est actuellement exposée en Ethiopie, en Erythrée, au Yémen et dans la république de Djibouti (Figure 2-4). En Ethiopie, les productions volcaniques couvrent une surface estimée entre 500 000 km<sup>2</sup> (Mohr et Zanettin, 1988) et 600 000 km<sup>2</sup> (Mohr, 1983) et atteignent par endroits 2 km d'épaisseur (Hofmann *et al.*, 1997). Les trapps yéménites et éthiopiens, qui constituaient jusqu'alors une province magmatique continue, ont été séparés par la propagation des rides du golfe d'Aden et de la Mer Rouge. Avant cette scission, le volume de lave est estimé entre 1 et 1.5 millions de km<sup>3</sup> (Courtilot *et al.*, 1999).

La synthèse des données <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ainsi que l'étude de la géochimie des laves mettent en évidence deux phases volcaniques principales :

► Le volcanisme basaltique débute vers 45 Ma dans le Sud de l'Ethiopie (e.g. George *et al.*, 1998; Yemane *et al.*, 1999) avec un maximum dans le Nord du pays vers 30 Ma (e.g. Baker *et al.*, 1996; Coulié *et al.*, 2003). Il précède de 0.2 à 2 Ma environ le début de l'activité magmatique au Yémen (Zumbo *et al.*, 1995; Baker *et al.*, 1996; Hofmann *et al.*, 1997; Ukstins *et al.*, 2002; Coulié *et al.*, 2003). En Ethiopie, les épanchements basaltiques n'ont duré que quelques millions d'années (e.g. Duncan *et al.*, 1997) voire moins d'un million d'années pour certains auteurs (Hofmann *et al.*, 1997; Rochette *et al.*, 1998; Coulié *et al.*, 2003). Au Yémen cependant, l'activité volcanique se poursuit jusqu'à ~ 26 Ma (Baker *et al.*, 1996; Coulié *et al.*, 2003). La mise en place de ces basaltes précède donc nettement la phase d'extension maximale (e.g. Jestin et Huchon, 1992; Menzies *et al.*, 1992) et sont considérés comme résultant de l'impact du panache des Afars (e.g. Morgan, 1972; Richards *et al.*, 1989).

L'activité volcanique diminue ensuite fortement entre 24 et 20 Ma en Ethiopie (Ukstins *et al.*, 2002), entre 29 et 16 Ma au Yémen (Ukstins *et al.*, 2002; Coulié *et al.*, 2003).

► Ultérieurement, un épisode rhyolitique advient en Ethiopie centrale, dans la dépression de l'Afar et au Yémen entre 24 et 20 Ma pour Coulié *et al.* (2003), vers 20 Ma selon Baker *et al.* (1996) et Audin *et al.* (2004). Il est contemporain du moment où les propagateurs des rides du golfe d'Aden et de la Mer Rouge arrivent au niveau de la zone de jonction triple (vers ~ 20 Ma) (Audin *et al.*, 2004). Il est suivi d'un nouveau hiatus volcanique entre 10.6 et 3.2 Ma.

Depuis les 4 derniers millions d'années (Audin *et al.*, 2004) (3.5 Ma pour Lahitte *et al.*, 2003) l'activité volcanique est quasi-continue en Ethiopie avec une recrudescence de l'activité vers 2 Ma.

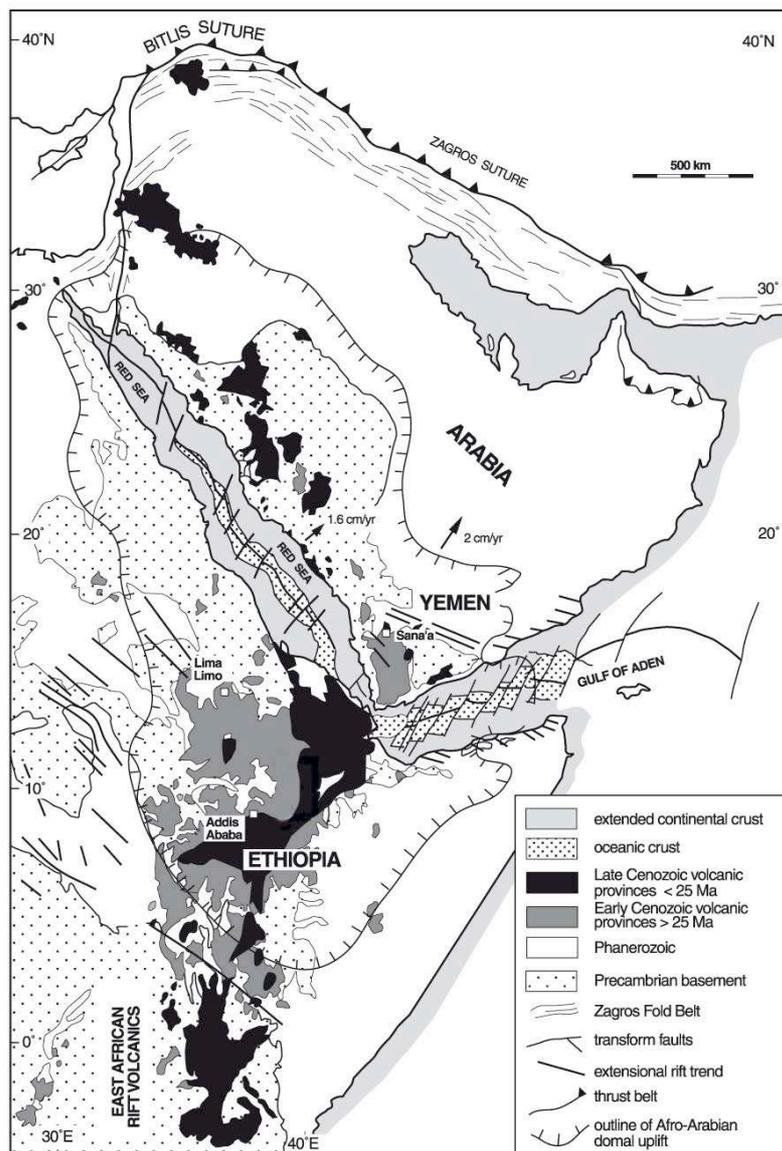


Figure 2-4 : Distribution du volcanisme cénozoïque dans la région de la Mer Rouge et du golfe d'Aden. Le volcanisme est divisé en deux groupes selon son âge : le groupe le plus ancien (> 25 Ma) est concentré au niveau de la jonction triple Afrique-Arabie, le groupe le plus jeune (< 25 Ma) se trouve principalement dans la province de l'Éthiopie, de l'Afar et dans l'Ouest de la plaque arabe (Ukstins *et al.*, 2002)

Dans les modèles tomographiques, une large anomalie lente de plus de 1000 km de diamètre est observée (e.g. Su *et al.*, 1994; Grand *et al.*, 1997; Ritsema *et al.*, 1998; Ritsema *et al.*, 1999; Bastow *et al.*, 2005). Sa présence est supposée être à l'origine du soulèvement du dôme de la région afro-arabe qui englobe l'Afar, l'Érythrée, le Yémen et la partie Ouest de l'Arabie saoudite visible sur la topographie actuelle (Figure 2-6) (Almond, 1986; Camp et Roobol, 1992).

L'extension verticale de l'anomalie est difficile à estimer en raison des problèmes de résolution inhérentes aux méthodes tomographiques. Pour certains auteurs, la zone lente s'enracine jusque dans la zone de transition vers 660 km de profondeur (Debayle *et al.*, 2001) alors que pour d'autres elle n'irait pas au-delà de 400 km (Nyblade et Robinson, 1994; Nyblade *et al.*, 2000a; Owens *et al.*, 2000; Bastow *et al.*, 2005). Nyblade *et al.* (2000a) n'excluent cependant pas la présence d'une petite anomalie chaude de 100 à 150 K environ au niveau de la zone de transition.

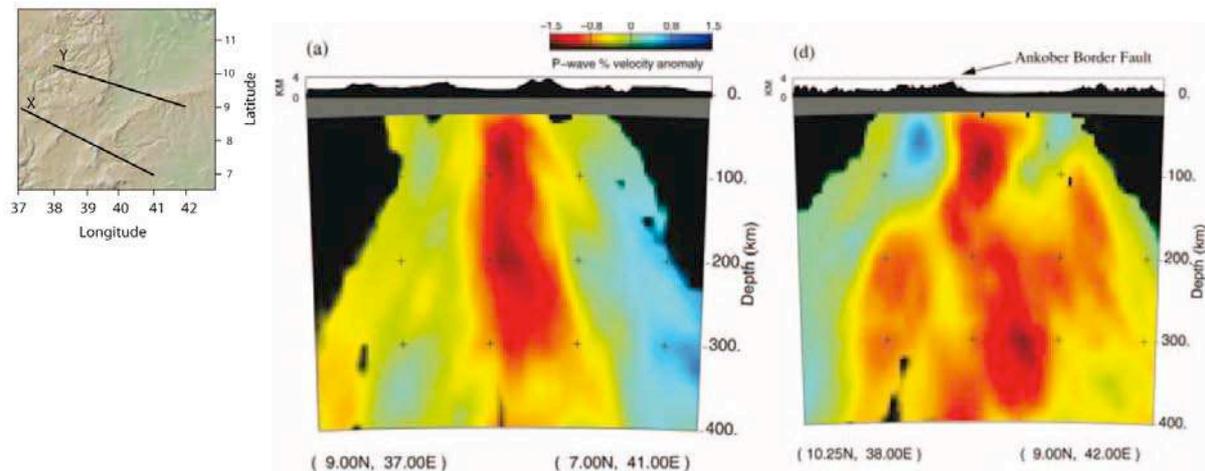


Figure 2-5 : (a) Localisation des coupes verticales à travers le modèle de vitesse des ondes P (b) Deux coupes à travers le modèle tomographique des ondes P de Bastow et al. (2005) pour le rift est africain (modifié d'après Bastow et al., 2005)

De nombreux scénarii ont été avancés pour faire coïncider les observations de terrain avec un modèle de panache. Selon Ebinger et Sleep (1998), le soulèvement régional de l'Afrique de l'Est ainsi que la distribution diffuse du volcanisme dans cette région résulteraient d'un écoulement latéral de matériel mantellique le long de zones lithosphériques amincies.

Pour expliquer le hiatus de 15 Ma entre les deux phases d'activité volcanique dans le Sud de l'Éthiopie, George *et al.* (1998) ont proposé l'existence de deux panaches distincts. Pour Davies *et al.* (2002), le rift est-africain résulterait de l'érosion de la base de la lithosphère par trois courants mantelliques déconnectés d'une source plus profonde. Ils surimposeraient trois structures en forme de dôme au soulèvement généralisé de la région. Cependant, les derniers modèles numériques (e.g. Burov et Guillou-Frottier, 2005; Manglik et Christensen, 2006) montrent que l'impact d'un panache unique est suffisant pour expliquer les phénomènes complexes observés en surface, notamment les différentes longueurs d'onde constatées dans la topographie ainsi que les hiatus séparant les différents épisodes magmatiques.

### 2.2.3 Les frontières divergentes au Sud de la plaque Arabe

L'Arabie est limitée au Sud par deux frontières de plaques divergentes (le golfe d'Aden et la Mer Rouge) qui se connectent avec le rift est africain au niveau de la zone de dépression des Afars, large d'environ 300 km, par l'intermédiaire d'un système complexe de point triple (Figure 2-6) (e.g. Tapponnier *et al.*, 1990; Souriot et Brun, 1992; Manighetti *et al.*, 1998; Manighetti *et al.*, 2001a; Manighetti *et al.*, 2001b). Les trois frontières de plaques divergentes sont constituées par la Mer Rouge (séparant l'Arabie de la Nubie), le golfe d'Aden (séparant l'Arabie de la Somalie) et le MER (« Main Ethiopian Rift ») séparant la Somalie de la Nubie. Au Nord, le MER s'interrompt brutalement au niveau de la discontinuité de Tendaho-Goba'ad (TGD) (encart Figure 2-7). Cette zone constitue l'archétype de jonction triple de type R-R-R (« ridge-ridge-ridge ») associée à la remontée d'un panache mantellique. C'est le seul point triple de ce type émergé au monde.

## 2.2.3.1 Le rift est-africain

Le rift est-africain s'ouvre à une vitesse moyenne de 0.4 cm/an selon une direction NW-SE (Jestin *et al.*, 1994). Topographiquement, il se concrétise par une forte dépression (~ 100 m sous le niveau de la mer en Afar) très localisée et bordée par deux épaulements de plus de 2000 m. Ces plateaux éthiopiens (de 2000 à 3000 m) sont sous-tendus par une croûte épaisse de 40 à 44 km (Ayele *et al.*, 2004; Dugda *et al.*, 2005). Les données de réfraction indiquent la présence de 10 à 15 km de matériel magmatique sous-plaqué sous la partie Ouest du plateau éthiopien (Mackenzie *et al.*, 2005) alors que la croûte est fortement amincie sous la dépression des Afars où elle ne fait plus que 18 à 25 km d'épaisseur. Sa nature n'est pas tranchée : croûte océanique épaisse pour certains (Mohr, 1989), croûte intermédiaire océanique/continentale pour d'autres (Makris et Ginzburg, 1987).

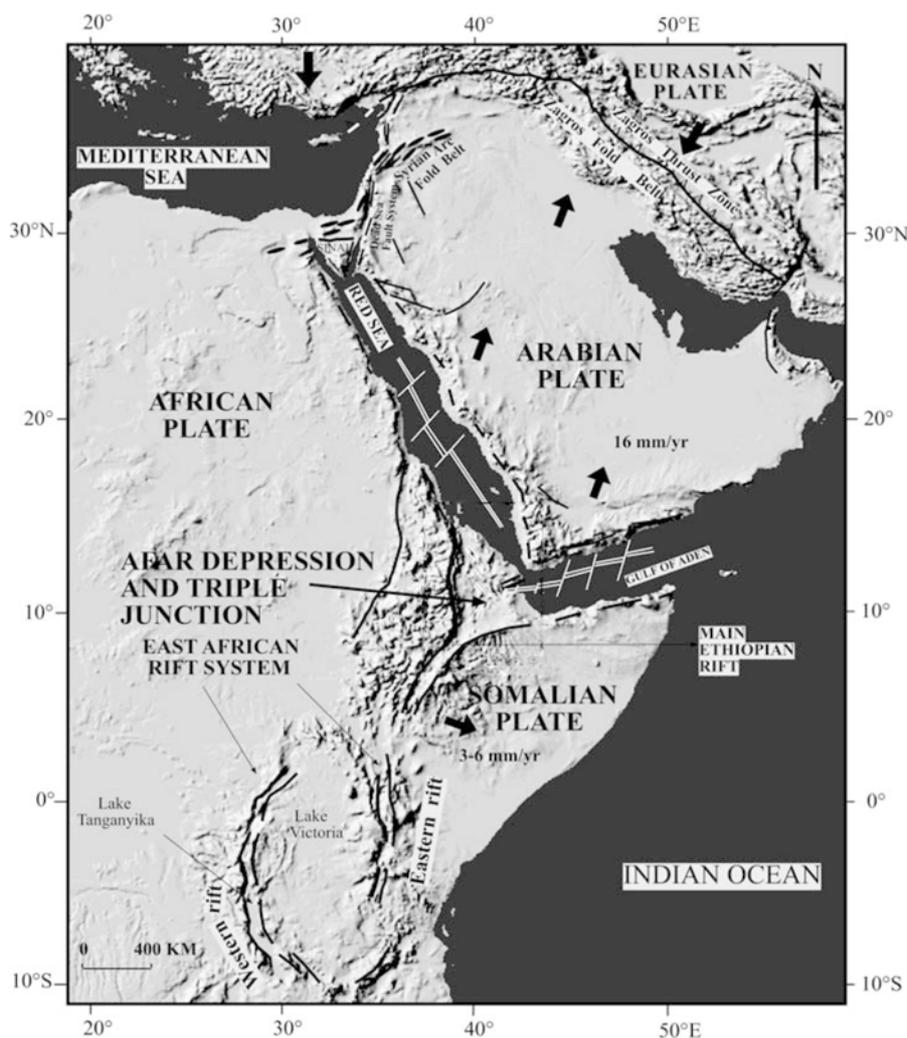


Figure 2-6 : Modèle topographique de l'Afrique de l'Est et de l'Arabie montrant la localisation du rift est-africain, des rides de la Mer Rouge et du golfe d'Aden (Tesfaye *et al.*, 2003)

► Evolution du rift est-Africain et formation du point triple

La jonction actuelle entre les rifts du golfe d'Aden, de la Mer Rouge et du MER se situe dans une zone complexe à ~ 11.5°N de longitude (cercle noir, encart Figure 2-7) au niveau de la

dépression centrale de l'Afar (Acton *et al.*, 2000; Kidane *et al.*, 2003). Son évolution au cours du temps reste controversée, en raison principalement du manque de contraintes sur la cinématique des plaques Arabie-Somalie-Nubie (encart Figure 2-7) (Eagles *et al.*, 2002).

L'extension WSW-ESE entre la Nubie et la Somalie s'est initiée en Ethiopie aux environs de 18 Ma (WoldeGabriel *et al.*, 1990). Dans le Nord du MER, elle ne débute que vers 11 Ma soit plus de 17 Ma plus tard que dans la Mer Rouge et le golfe d'Aden (Figure 2-7) (Wolfenden *et al.*, 2004). La séparation entre l'Afrique et l'Arabie d'une part et l'initiation de l'extension entre les plaques nubienne et somaliennes d'autre part sont des événements distincts, comme le suggérait déjà le modèle de rifting oblique entre l'Afrique et l'Arabie de Bellahsen *et al.* (2003). L'ouverture du rift éthiopien ne serait donc pas une conséquence directe de la séparation entre l'Arabie et l'Afrique (Wolfenden *et al.*, 2004).

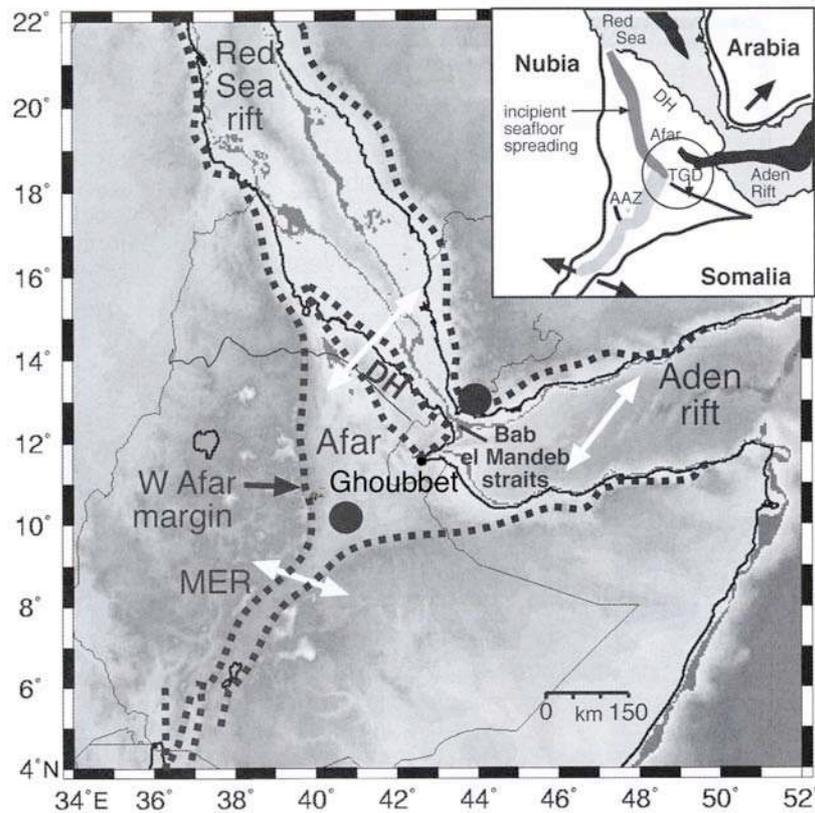


Figure 2-7 : Carte topographique et bathymétrique de la zone du point triple de l'Afar. Les flèches indiquent les directions d'extension entre la Nubie et l'Arabie, la Nubie et la Somalie et la Somalie et l'Arabie. Les lignes pointillées grasses délimitent les zones d'extension Oligocène à actuel. Les points noirs indiquent la position approximative de l'Arabie à l'Eocène. DH : Danakil horst ; MER : Main Ethiopian rift ; TGD : Tendaho-Goba'ad discontinuity. En encadré : le cercle noir représente la position actuelle du point triple. Les zones en noir désignent les zones d'expansion océanique, en gris foncé la limite de plaque naissante entre la Nubie et le bloc Danakil, et en gris clair les segments du rift africain. AAZ : Arcuate Accomodation Zone. Celle-ci marque la localisation de la première zone du point triple (modifié d'après Wolfenden *et al.*, 2005)

Afin d'expliquer la formation du point triple, les plus anciens modèles font intervenir une rotation anti-horaire de la micro-plaque de Danakil (inspirée du modèle de la « bielle » danakil de Sichler, 1980) (Figure 2-7) selon un pôle de rotation situé en Mer Rouge (e.g. Sichler, 1980; Souriot et Brun, 1992). Cependant, les implications de ces modèles contredisent les mesures paléomagnétiques effectuées dans le Nord du MER car celles-ci mettent en évidence une rotation horaire des blocs crustaux (Acton *et al.*, 2000). En utilisant les pôles de rotation définis par les

études globales des mouvements des plaques, Eagles *et al.* (2002) ont montré que le mouvement de la micro-plaque de Danakil ne s'est différencié de celui de la Nubie qu'à partir de 11 Ma, entraînant alors des mouvements obliques dans le Sud de la mer Rouge et le NW de la dépression des Afars.

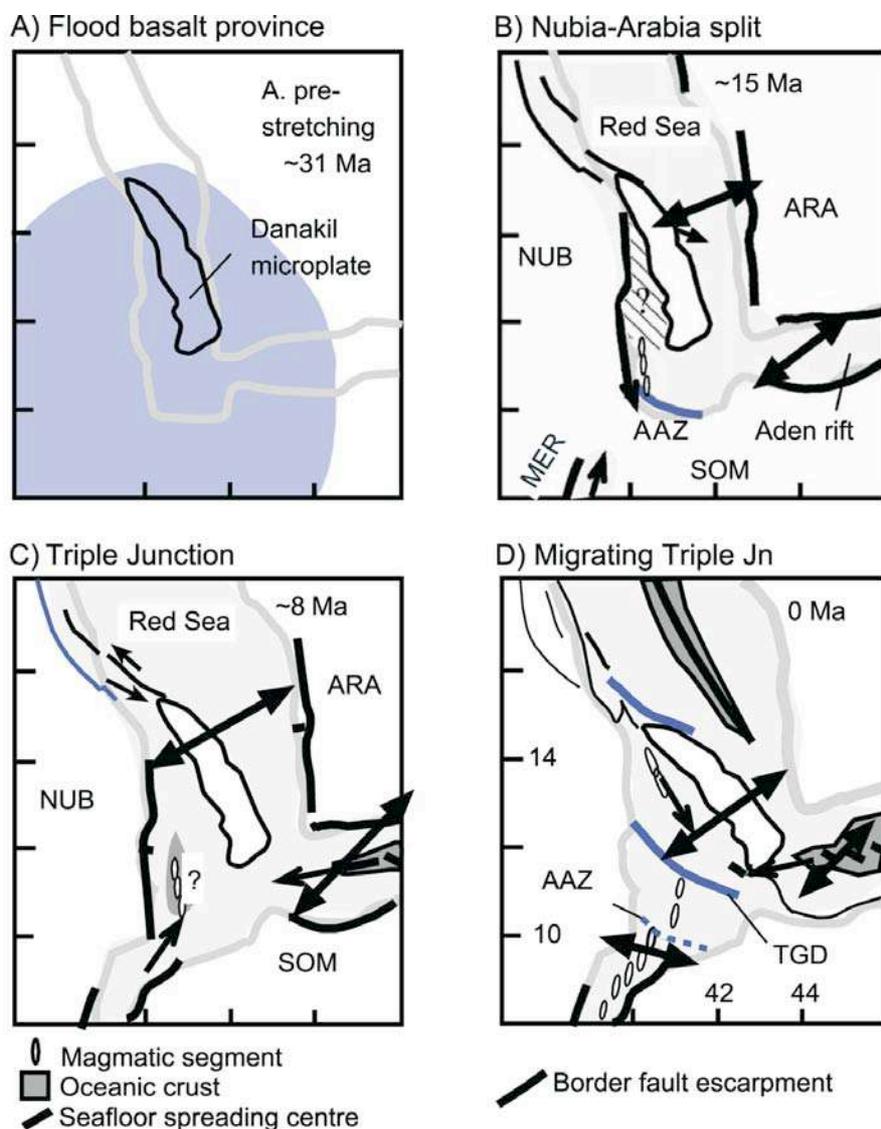


Figure 2-8 : Développement tectonique de la jonction triple de l'Afar. Les blocs relativement rigides sont ombrés. Les flèches indiquent les directions de propagation le long des axes. (A) Entre 35 et 27 Ma, le rifting continental commence dans la Mer Rouge et le golfe d'Aden ; (B) Vers 15 Ma, l'expansion océanique a commencé dans la zone Est du rift d'Aden et l'extension a débuté entre la Nubie et la micro-plaque de Danakil ; (C) Après 11 Ma, l'extension dans le rift éthiopien se propage vers le Nord pour former une jonction triple ; (D) L'expansion océanique dans la Mer Rouge et le golfe d'Aden induit une nouvelle extension entre 4 et 2 Ma. TGD : Tendaho-Goba'ad discontinuity (Wolfenden *et al.*, 2004)

L'AAZ (AAZ : Arcuate Accomodation Zone) (Figure 2-7) constitue un réseau de failles arquées identifiables en imagerie haute résolution. Tesfaye *et al.* (2003) l'interprètent comme une ancienne zone d'accommodation à grande échelle, permettant aux segments non-alignés des bras du point triple de se rejoindre. Cependant, l'absence sur le terrain des décrochements NW infirme

cette hypothèse. Wolfenden *et al.* (2004) proposent que l'AAZ représente en réalité la terminaison Sud du rift de la Mer Rouge au Miocène (Figure 2-8 A).

Le MER poursuit sa propagation vers le Nord durant le Plio-Pléistocène dans la dépression de l'Afar en réponse à une réorganisation globale des plaques. Il recoupe alors les structures oligo-miocènes des rifts de la Mer Rouge et d'Aden (Hayward et Ebinger, 1996). La TGD (Tendaho-Goba'ad discontinuity) représenterait la limite de plaque actuelle entre l'Arabie et la Nubie (Wolfenden *et al.*, 2005).

### 2.2.3.2 La Mer Rouge

La Mer Rouge divise le craton Afro-arabique et occupe une dépression de 1900 km qui s'étend du golfe de Suez au Nord jusqu'au détroit de Bal El Mandeb au Sud (Figure 2-7). Le golfe de Suez, qui se poursuit vers le NW sur une distance supplémentaire de 300 km, prolongeait le rift de la Mer Rouge jusqu'à ce qu'il soit découpé par la mise en place de la faille transformante de la Mer Morte vers le Miocène moyen (Cochran, 2005). L'étude des traces de fission de l'apatite permet de distinguer deux phases distinctes de soulèvement et d'érosion dans les premiers stades de rifting (Omar et Steckler, 1995). La première phase est synchrone le long de l'ensemble de la Mer Rouge, aux alentours de 34 Ma (Omar et Steckler, 1995). Cependant, selon Bosworth *et al.* (1998), il n'y aurait eu ni dépôt sédimentaire ni épisode d'érosion significative datés de cette époque. La seconde phase de soulèvement débute au Miocène inférieur et représente la phase d'extension majeure.

#### 2.2.3.2.1 Rifting et accréation océanique

L'axe océanique de la Mer Rouge s'est développé au sein d'une lithosphère entièrement continentale, sans aucune connexion avec les autres systèmes de rides médio-océaniques du monde (Bosworth *et al.*, 2005).

L'accréation océanique ne s'est pas déclenchée de manière synchrone le long de l'ensemble du bassin. D'après les arguments stratigraphiques (Hughes *et al.*, 1991; Bosworth et McClay, 2001), la phase d'extension majeure aurait débuté entre 23 et 27 Ma, vers 22 Ma d'après les traces de fission de l'apatite (Omar et Steckler, 1995). Vers 5 Ma, les centres d'accréation océaniques se sont nucléés vers 17°N et se sont propagés à partir de ce point à la fois vers le Nord et le Sud (e.g. Courtillot, 1982; Cochran, 1983a). L'accréation océanique devient discontinue au Nord de 19.5°N passant à une zone de transition formée d'une série de centres d'accréation isolés (e.g. Cochran, 1983b; Bonatti, 1985; Bicknell *et al.*, 1986). Cette zone de transition s'étend au Nord jusque 23°N environ (zone 3, Figure 2-5) (Cochran, 2005). Les 700 km le plus au Nord de la Mer Rouge représentent les derniers stades de rifting continental (zone 4, Figure 2-5) (e.g. Cochran, 1983b; Bonatti, 1985; Bicknell *et al.*, 1986). L'accréation océanique a été détectée uniquement dans la partie Sud de la Mer Rouge (zone 2, Figure 2-5).

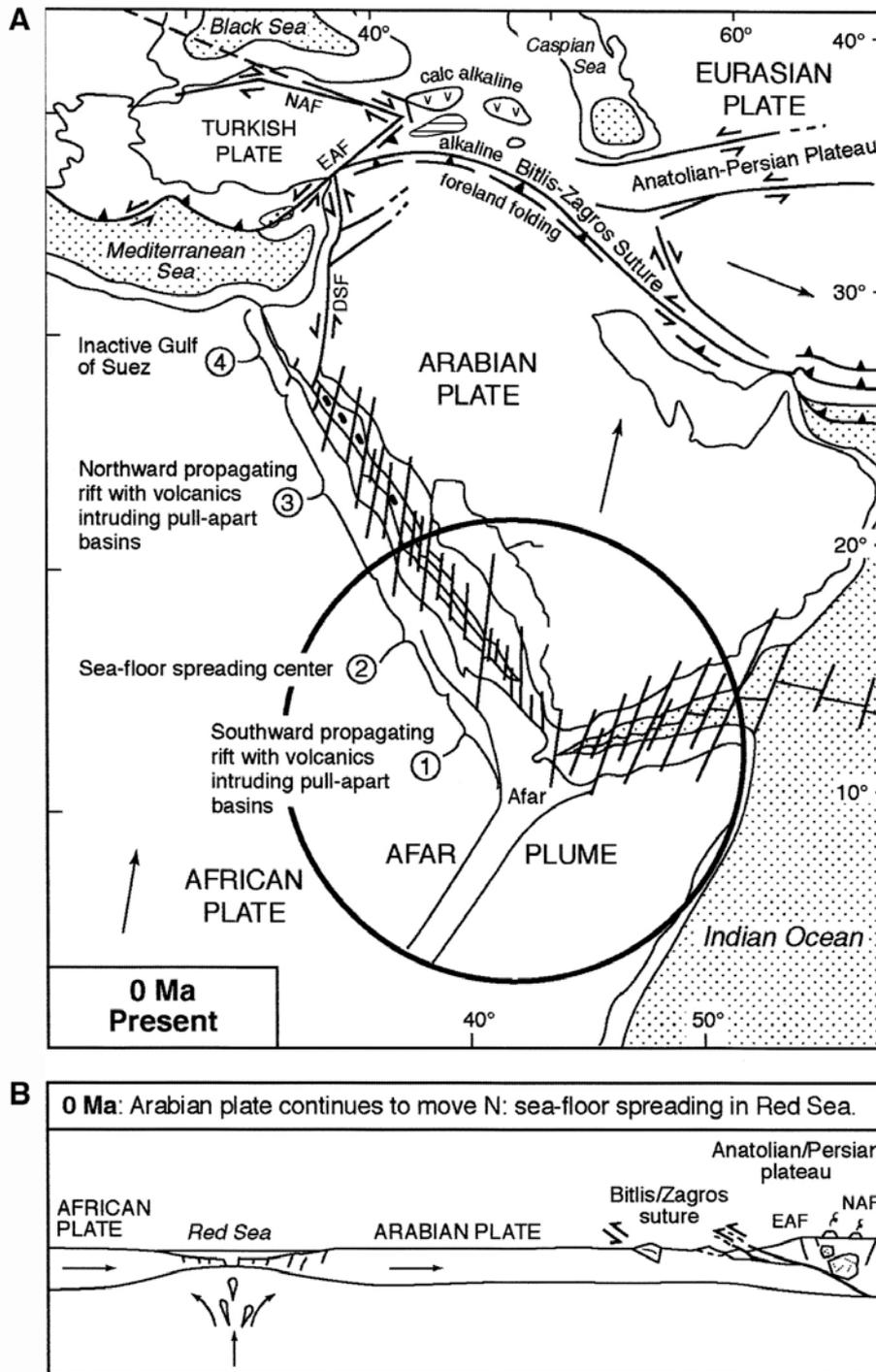


Figure 2-9 : En A, carte de la configuration actuelle de la région de la Mer Rouge. NAF : Faille Nord Anatolienne, EAF : Faille Est Anatolienne. La croûte continentale (points 4-3-1) au Nord de 21°N et au Sud de 15°5 est toujours en étirement mais sans formation de croûte océanique. Le cercle montre la zone probable d'influence de la perturbation thermique due au point chaud des Afars. En B, coupe NS de la zone d'extension du plateau turque à la Mer Rouge (Ghebreab, 1998)

Le début du rifting dans la Mer Rouge a été précédé d'un épisode de volcanisme basaltique massif mais bref aux alentours de 30 Ma en Ethiopie et au Sud Yémen (Coulié *et al.*, 2003). Ce volcanisme a été attribué à l'impact de la tête du panache de l'Afar sur la lithosphère (Richards *et al.*, 1989). Entre 24 et 21 Ma, un épisode d'intrusion de dykes a été enregistré sur toute la

longueur de la marge arabe de la Mer Rouge. Celui-ci semble avoir été plus intense dans le Sud de cette dernière (e.g. Sebai *et al.*, 1991; Davison *et al.*, 1994). Un volcanisme épisodique a continué en Afar et dans le Sud Yémen jusqu'à l'actuel (e.g. Bertrand *et al.*, 2003; Coulié *et al.*, 2003).

#### 2.2.3.2.2 *Les modèles d'ouverture de la Mer Rouge*

De nombreux modèles ont été proposés pour retracer l'évolution tectonique de la Mer Rouge avant l'épisode d'accrétion océanique actuel. Les différences principales concernent la chronologie relative du soulèvement, du rifting, du magmatisme ainsi que la façon dont la divergence est accommodée dans la croûte. En se basant sur l'analyse des anomalies magnétiques, la plupart des modèles restreignent la période d'accrétion océanique aux 5 derniers millions d'années.

##### ▶ *Extension par formation de failles normales à fort pendage*

Dans le modèle proposé par Lowell et Genik (1972), l'amincissement de la lithosphère résulte d'une combinaison entre formation de failles normales à fort pendage et extension plastique des blocs individualisés par ces dernières (A, Figure 2-10). Celles-ci deviennent listriques en profondeur et s'enracinent à la base de la croûte ce qui provoque une discontinuité mécanique le long du Moho.

##### ▶ *Modèles de cisaillement simple*

Deux modèles de cisaillement simple s'appuyant sur l'existence de détachements à l'échelle régionale ont été proposés (Wernicke, 1985; Voggenreiter *et al.*, 1988) (B, Figure 2-10). La présence d'un détachement engendre une extension asymétrique à la fois verticalement et horizontalement. L'asymétrie structurale est donc très prononcée, impliquant des réponses isostatiques et thermiques différentes de part et d'autre du détachement. Ce modèle suppose aussi que la zone de remontée initiale du manteau ainsi que le lieu de l'extension maximale soient nettement décalés par rapport à la position actuelle de l'axe du rift. Ces modèles ont été largement utilisés pour rendre compte de l'asymétrie volcanique et topographique entre les marges arabiques et nubiennes de la Mer Rouge.

##### ▶ *Les modèles en pull-apart*

Makris et Rhim (1991) puis Rihm *et al.* (1991) ont proposé un modèle de formation en pull-apart basé sur des données de sismique réflexion. Les premiers mouvements le long du rift de la Mer Rouge sont des décrochements sénestres réactivant des sutures pan-africaines et des zones de faiblesse pré-existantes. Les auteurs supposent que vers 22 Ma une recrudescence de l'activité volcanique a accompagné une réorganisation du mouvement des plaques et que la direction du mouvement est devenue parallèle à la transformante de la Mer Morte. L'augmentation de l'ouverture a eu pour effet la formation de croûte océanique dans des bassins s'ouvrant en pull-apart. Ces derniers s'élargissent ensuite pour finalement fusionner. Durant la période au cours de laquelle les bassins en pull-apart se forment le long de la marge Ouest de la Mer Rouge, la marge Est accommode l'extension par la rotation de grands blocs crustaux (Makris et Rihm, 1991; Rihm *et al.*, 1991).

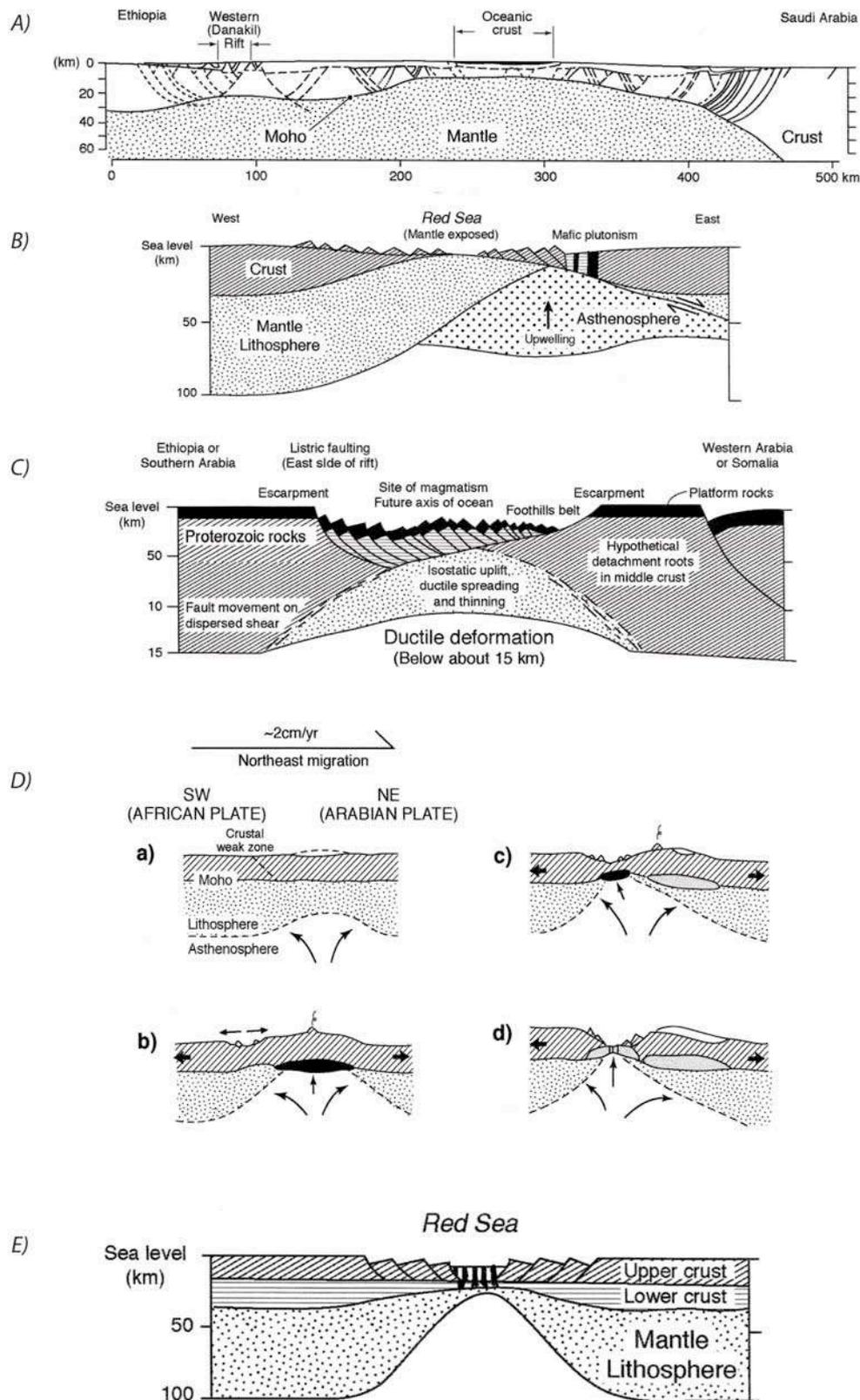


Figure 2-10 : Principaux modèles d'ouverture de la Mer Rouge (A) Modèle de failles normales à fort pendage de Lowell et Genik (1972), (B) Modèle de cisaillement simple de Vernicke (1985) et Voggenreiter et al. (1988), (C) Modèle d'expansion magmatique de Bohannon (1989), (D) Modèle de volcanisme asymétrique et topographique autour de la Mer Rouge (d'après Dixon et al., 1989), (E) Modèle de cisaillement diffus et de failles normales de Cochran et Martinez (1988)

Le modèle d'ouverture en pull-apart n'est cependant pas validé par les données géophysiques et géologiques disponibles. En effet, la zone supposée être formée de croûte océanique n'apparaît ni dans la bathymétrie ni dans les anomalies magnétiques ou gravimétriques (Cochran, 2005).

► *Modèles impliquant une expansion magmatique prolongée*

Bohannon (1986, 1989) a proposé un modèle extensif pour les parties centrale et Sud de la Mer Rouge comprenant une brève mais intense période d'extension mécanique suivie d'une expansion magmatique prolongée (C, Figure 2-10). Les premiers stades du rifting résulteraient du fonctionnement d'un détachement enraciné dans la croûte moyenne sous l'épaule Est du rift, le niveau de cisaillement étant localisé sous l'axe. L'amincissement de la lithosphère continentale associé à la remontée de l'asthénosphère provoquerait une importante fusion partielle entraînant des mouvements convectifs dans le manteau (Buck, 1986). Ce scénario implique donc un rifting purement passif dans lequel la divergence est provoquée par la collision entre l'ensemble Inde-Arabie et l'Eurasie (Bohannon *et al.*, 1989).

► *Les modèles de rifting asymétrique*

Dixon *et al.* (1989) ont proposé un modèle de rifting asymétrique considérant la lente migration vers le NE de l'ensemble du système du rift de la Mer Rouge au-dessus d'une remontée asthénosphérique fixe (D, Figure 2-10). Ce modèle, au contraire de celui de Bohannon (1989), ne nécessite pas de faire appel à un détachement recoupant la totalité de la lithosphère (configuration peu réaliste). Au contraire, il n'affecterait que la croûte supérieure fragile et pourrait lui-même être une structure héritée. L'extension a lieu par cisaillement simple sous la transition fragile-ductile, facilitée par l'intrusion de roches ignées. Ce modèle explique la symétrie du flux de chaleur, la sismicité dans le Sud et le Nord de la Mer Rouge ainsi que la coïncidence entre les régions de soulèvement et de volcanisme tertiaire.

► *Modèles à extension diffuse*

Afin d'expliquer les importants contrastes physiographiques et géophysiques observés entre les vallées axiales et les bordures de la Mer Rouge, Cochran propose l'existence d'une période initiale d'extension diffuse de la croûte continentale de plusieurs millions d'années avant le développement d'un axe magmatique (E, Figure 2-10) (Cochran, 1983b; Cochran et Martinez, 1988; Cochran, 2005). Dans le Nord de la Mer Rouge, l'extension semble avoir été accommodée par la rotation de grands blocs crustaux au-dessus d'une zone de failles listriques (e.g. Cochran et Martinez, 1988; Bosworth *et al.*, 1998; Cochran, 2005). Il n'y a pas de zone d'exhumation mantellique comme c'est le cas par exemple le long de la marge galicienne (e.g. Chian *et al.*, 1995) et la majorité de la largeur de la Mer Rouge reste sous-tendue par une croûte continentale très amincie (moins de 10 km d'épaisseur) (Cochran, 2005). Dans la Mer Rouge centrale (environ 21°N-23°30'N), là où l'extension a été maximale, des cellules d'accrétion océanique se sont développées puis se sont propagées le long de cet axe. Dans le Sud de la Mer Rouge, l'extension a été suffisante pour permettre la coalescence des cellules d'accrétion océanique et l'établissement d'un axe d'expansion continu (Bonatti, 1985). Ainsi, l'extension diffuse se limite à la croûte profonde, la croûte superficielle étant affectée de failles normales à fort pendage.

Vers 14 Ma, une frontière transformante découpe le Sinaï et la marge continentale du Levant, joignant le Nord de la Mer Rouge à la zone de collision du Bitlis-Zagros. Cet événement, correspondant à la période de collision entre l'Afrique et l'Arabie, a provoqué un réagencement de la géométrie des plaques avec de nouvelles forces aux frontières (Cochran, 2005). Initialement orthogonale au rift (N 60°E), la direction d'extension de la Mer Rouge devient franchement oblique et parallèle à la direction de la faille transformante d'Aqaba-Levant (N 15°E) (Bosworth *et*

*al.*, 2005). L'extension dans le golfe de Suez diminue de façon considérable, sans cependant cesser complètement (Bosworth *et al.*, 2005). Actuellement, la ride océanique de la Mer Rouge semble se propager vers le Nord, probablement pour rejoindre la zone transformante d'Aqaba-Levant (Bosworth *et al.*, 2005).

### 2.2.3.3 Le golfe d'Aden

L'ouverture du golfe d'Aden a lieu selon un axe NE-SW comme l'indique la direction des failles transformantes de la ride de Sheba. Son orientation actuelle (N 70°E-N 75°E) est oblique par rapport à sa direction d'ouverture (N 30°E).

La dorsale Sheba s'étend depuis la zone de fracture d'Owen jusqu'au golfe de Tadjoura au niveau duquel elle pénètre dans la région des Afars (vers 43°E) (Figure 2-11) (Manighetti *et al.*, 1997). Dans sa partie Ouest, au niveau du golfe de Tadjoura, la ride montre clairement une propagation vers la dépression de l'Afar (Manighetti *et al.*, 1998; Dauteuil *et al.*, 2001; Audin *et al.*, 2004). Topographiquement, la profondeur de la dorsale et du plancher océanique diminuent d'Est en Ouest (Figure 2-11).

En utilisant les données bathymétriques et magnétiques, le domaine océanique du golfe d'Aden peut être scindé en trois zones distinctes :

► **Une partie occidentale** (entre 43°E et 45°E) située entre le golfe de Tadjoura et la discontinuité de Shukra-El-Sheik (Figure 2-11). Les données concernant cette zone proviennent essentiellement des relevés géophysiques effectués lors de la campagne Tadjouraden (chef de mission : P. Huchon, 1995). Dans cette zone, la dorsale, orientée EW, est relativement linéaire et peu segmentée.

Entre 43°20'E et 45°E, les anomalies magnétiques témoignent de la présence de croûte océanique depuis l'anomalie 2-3 soit 3.5 Ma environ (Courtilot *et al.*, 1980; Cochran, 1981; Manighetti *et al.*, 1997; Audin, 1999). En revanche, à l'Ouest de 43°E, le caractère océanique de l'axe est moins évident. Dans cette zone, le rifting domine, associé à une remontée asthénosphérique localisée sous l'axe (Dauteuil *et al.*, 2001; Hébert *et al.*, 2001).

► **Une partie centrale** (entre 45°E et 52°E) limitée par les deux structures majeures du golfe : la discontinuité de Shukra-El-Sheik à l'Ouest et la faille transformante d'Alula-Fartak à l'Est. A l'Est de Shukra-El-Sheik, la différence entre l'orientation générale de la dorsale (N 75°E) et celle des segments la composant (N 110°E) s'exprime par la présence de failles transformantes parallèles à la direction du mouvement relatif Arabie/Somalie dans l'Est de la zone et par des vallées axiales sigmoïdes dans l'Ouest.

Sur la plupart des segments de ride, l'identification des anomalies magnétiques 1 à 5 a permis d'estimer le début de l'expansion océanique vers 10-11 Ma (Cochran, 1981). Sahota (1995) puis Khanbari (2000) suggèrent un âge plus ancien, approximativement à 16 Ma (An 5c), immédiatement à l'Ouest d'Alula-Fartak.

► **Une partie orientale** qui s'étend entre 52°E et 58°E depuis la faille transformante d'Alula-Fartak jusqu'à la zone de fracture d'Owen. La faille transformante d'Alula-Fartak, très marquée dans la bathymétrie, décale l'axe de la dorsale de 180 km environ (e.g. Tamsett et Searle, 1988). La faille transformante de Socotra, entre les longitudes 54°E et 55°E décale la dorsale de Sheba de 50 km environ (Huang et Solomon, 1987). A l'Est de cette dernière, l'axe de la dorsale semble s'infléchir vers le SW pour atteindre une direction de N 140°E à l'approche de la zone de fracture d'Owen.

Jusque récemment, l'anomalie A5 (10,95 Ma) était la plus vieille anomalie reconnaissable dans cette zone (Laughton *et al.*, 1970; Girdler *et al.*, 1980; Cochran, 1981). Mais suite à l'identification de l'anomalie 5d dans la partie Est du golfe, un âge de 17,6 Ma a été proposé pour

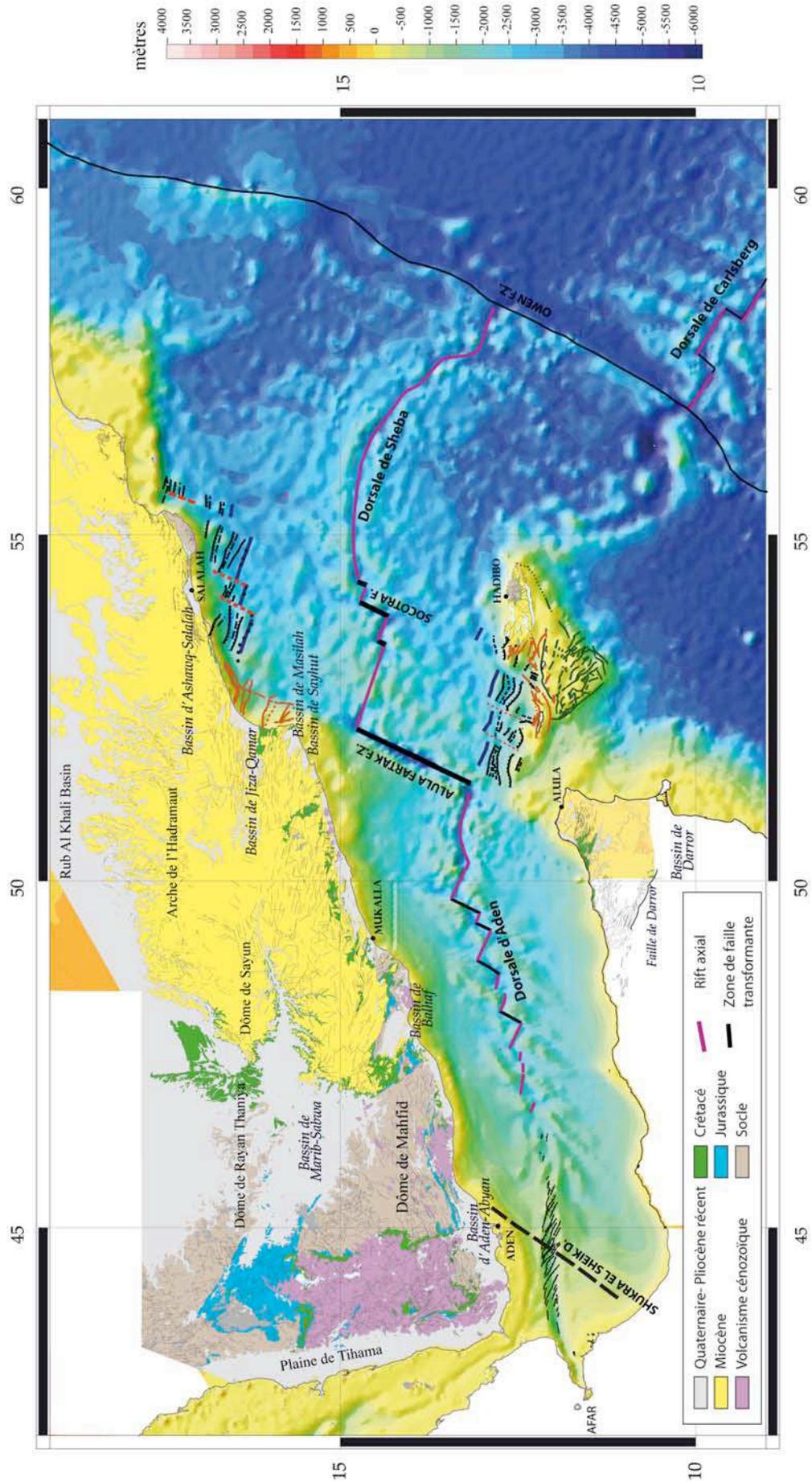
le début de l'expansion océanique (Sahota *et al.*, 1995; d'Acremont, 2002; Leroy *et al.*, 2004; d'Acremont *et al.*, 2005).

En s'éloignant du point chaud des Afars, les marges évoluent progressivement d'Ouest en Est d'un système de marge passive volcanique vers une morphologie de marge passive non volcanique. Les marges volcaniques se restreignent du Golfe de Tadjoura jusqu'aux environs de la discontinuité de Shukra-El-Sheik (Tard *et al.*, 1991). A partir des données géophysiques existantes (campagne Discovery, VEMA, Shackelton, Tadjouraden et Encens-Sheba), d'Acremont (2002) a positionné la limite de l'influence du point chaud des Afars aux environs de 47°30'E de longitude. Celle-ci se caractérise dans le domaine océanique par une évolution d'Ouest en Est de la segmentation de la dorsale d'Aden vers une segmentation de type dorsale lente Médio-Atlantique.

La marge Nord affleure dans la région du Dhofar (Sud de l'Oman) (Roger *et al.*, 1989; Lepvrier *et al.*, 2002; Bellahsen *et al.*, 2006) et dans l'Est du Yémen (Huchon et Khanbari, 2003) (Figure 2-11). Au Yémen, la marge présente une forte structuration avec des failles normales de direction EW, à pendage vers le continent (vers le Nord) (Figure 2-12). Ces failles individualisent des blocs basculés et bassins à remplissage syn-rift (Watchorn *et al.*, 1998).

Page suivante :

*Figure 2-11 : Carte bathymétrique et topographique d'après Sandwell et Smith (1997). La carte géologique et structurale à terre est une synthèse d'après les cartes géologiques au millionième de l'Oman, du Yémen et de la Somalie (Shukra El Sheik D. : discontinuité de Shukra El Sheik ; Alula Fartak F.Z. : zone de fracture d'Alula Fartak ; Owen F.Z. : zone de fracture d'Owen). Par souci de clarté, nous adopterons la nomenclature proposée par Manighetti *et al.* (1997), c'est-à-dire que nous parlerons de dorsale de Sheba à l'Est de la zone transformante d'Alula-Fartak et de dorsale d'Aden à l'Ouest*



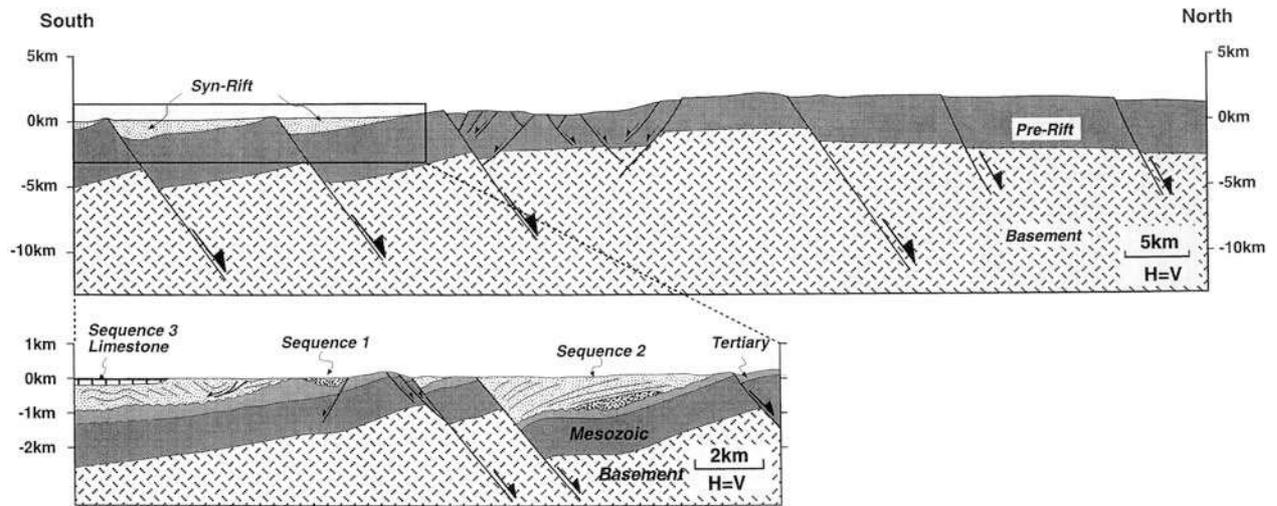


Figure 2-12 : Coupe synthétique NS de la marge Nord du golfe d'Aden au niveau du Yémen et de l'Hadramaut, localisée à 50°E. Cette coupe est basée sur l'analyse de profils sismiques (d'après Watchorn et al., 1998)

Entre les failles transformantes d'Alula-Fartak (52°E) et de Socotra (53°E), les marges conjuguées sont non volcaniques et fortement asymétriques. En incluant le domaine à terre, la marge Sud est environ deux fois plus large que la marge Nord (d'Acremont et al., 2005). Cette asymétrie est considérée comme étant liée à l'héritage des rifts jurassiques et crétacés (d'Acremont et al., 2005). En Oman, la marge Nord est composée de blocs basculés, de horsts et de grabens limités par des failles N110°E à pendage tantôt vers le continent, tantôt vers l'océan (Figure 2-13).

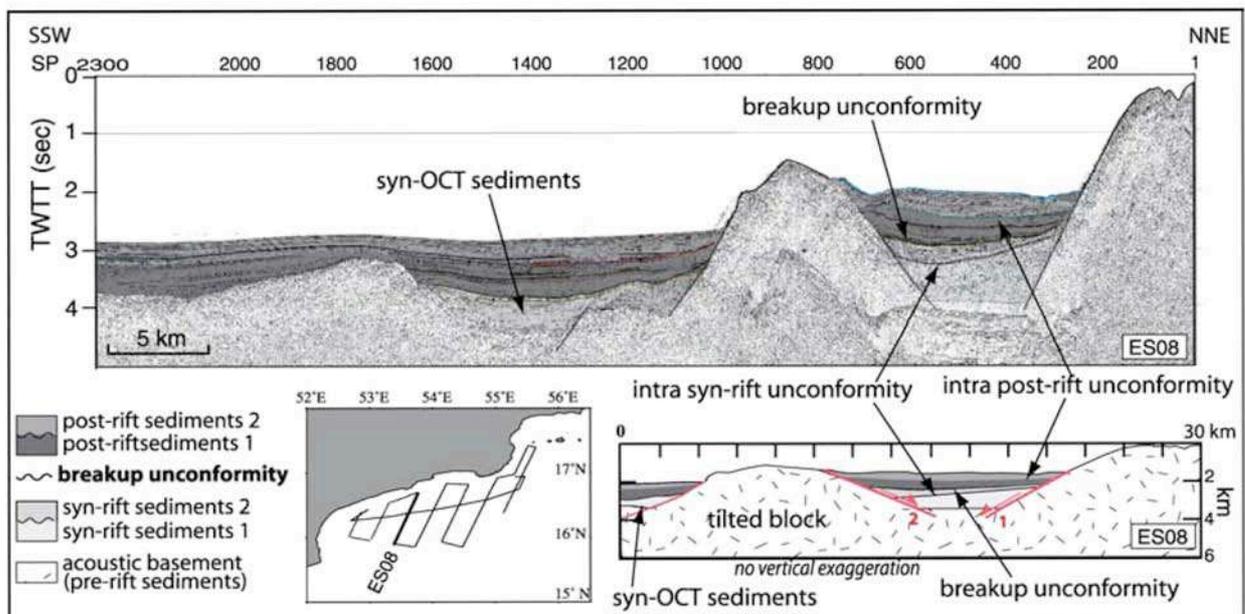


Figure 2-13 : Détail d'un bassin de la marge Nord (profil sismique ES08, campagne Encens-Sheba (2000)) montrant les différentes séquences sédimentaires identifiées sur l'ensemble des profils des deux marges (d'Acremont et al., 2005)

La marge Sud affleure en Somalie (Fantozzi, 1996; Fantozzi et Sgavetti, 1998; Fantozzi et Ali Kassim, 2002) et au niveau des îles de Socotra et d'Abd'Al Kuri (Birse *et al.*, 1997; Samuel *et al.*, 1997; Fournier *et al.*, 2007). Dans l'Est de la Somalie, les dépôts syn- et post-rifts affleurent au niveau de bassins, plateaux et montagnes, limités par des failles normales listriques conjuguées orientées WNW-ESE. La frontière Sud de la marge est la faille de Darror à pendage SW (Figure 2-11). Plus à l'Est, la plate-forme de Socotra forme un haut bathymétrique qui représente en fait la terminaison orientale de la corne de l'Afrique. L'île de Socotra est découpée par des failles normales à composante décrochante de direction N45°E qui divisent l'île en deux parties. La partie Est de l'île est constituée d'un socle cambrien recouvert en discordance par des sédiments calcaires pré-rifts (Beydoun et Bichan, 1969). Dans la partie Ouest de l'île, des blocs basculés sont limités par des failles normales N110-N140°E qui recoupent les sédiments miocènes à crétacés. En mer, on retrouve les deux familles de failles (à pendage vers l'océan et à pendage vers le continent) (d'Acremont *et al.*, 2005)

Les marges conjuguées ayant la particularité d'affleurer à terre, plusieurs études de terrain, conduites au Yémen, en Oman et en Somalie, ont fourni des informations essentielles sur l'histoire tectono-sédimentaire des marges du golfe (la stratigraphie de la marge Nord sera détaillée dans la partie 3).

## 2.3 HISTOIRE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE DU GOLFE D'ADEN

Cette partie a pour but de définir la succession temporelle des événements ayant conduit à la genèse et à la distribution géographique des structures actuelles observées le long des marges Nord et Sud du golfe d'Aden à partir des données publiées dans la littérature scientifique.

Après le Protérozoïque, deux phases extensives principales associées au mouvement de l'Arabie, de l'Afrique et de l'Inde ont affecté la région :

- (1) une extension jurassique supérieur à crétacé inférieur associée à la fragmentation du supercontinent Gondwana,
- (2) une extension oligo-miocène associée à l'ouverture du golfe d'Aden.

### 2.3.1 Les structures héritées du Protérozoïque

La structure actuelle du golfe d'Aden dépend en partie des événements anté-mésozoïques qui ont formé des structures pouvant servir de zones de faiblesse lors des épisodes tectoniques ultérieurs (notamment au cours du rifting oligo-miocène).

La cratonisation du bouclier arabe et nubien s'initie il y a environ 900 Ma par accréation progressive d'arcs insulaires océaniques (Redfern et Jones, 1995). Deux bassins océaniques se sont successivement refermés donnant naissance à des sutures NS (*Nabitah* et *Amar*) dans la partie Ouest de l'Arabie actuelle (Figure 2-14). L'effondrement gravitaire de ces dernières à la limite Protérozoïque/Paléozoïque provoque l'ouverture de rifts orientés NS à N45°E dans l'Ouest de l'Arabie et fait jouer de grandes zones décrochantes de direction NW-SE (système décrochant de failles de *Nadj*) (Al-Husseini, 2000) (Figure 2-14).

A la fin du Paléozoïque, l'Arabie et l'Afrique sont donc réunies et forment la bordure septentrionale du supercontinent Gondwana s'ouvrant sur la paléo-Téthys (Figure 2-15).

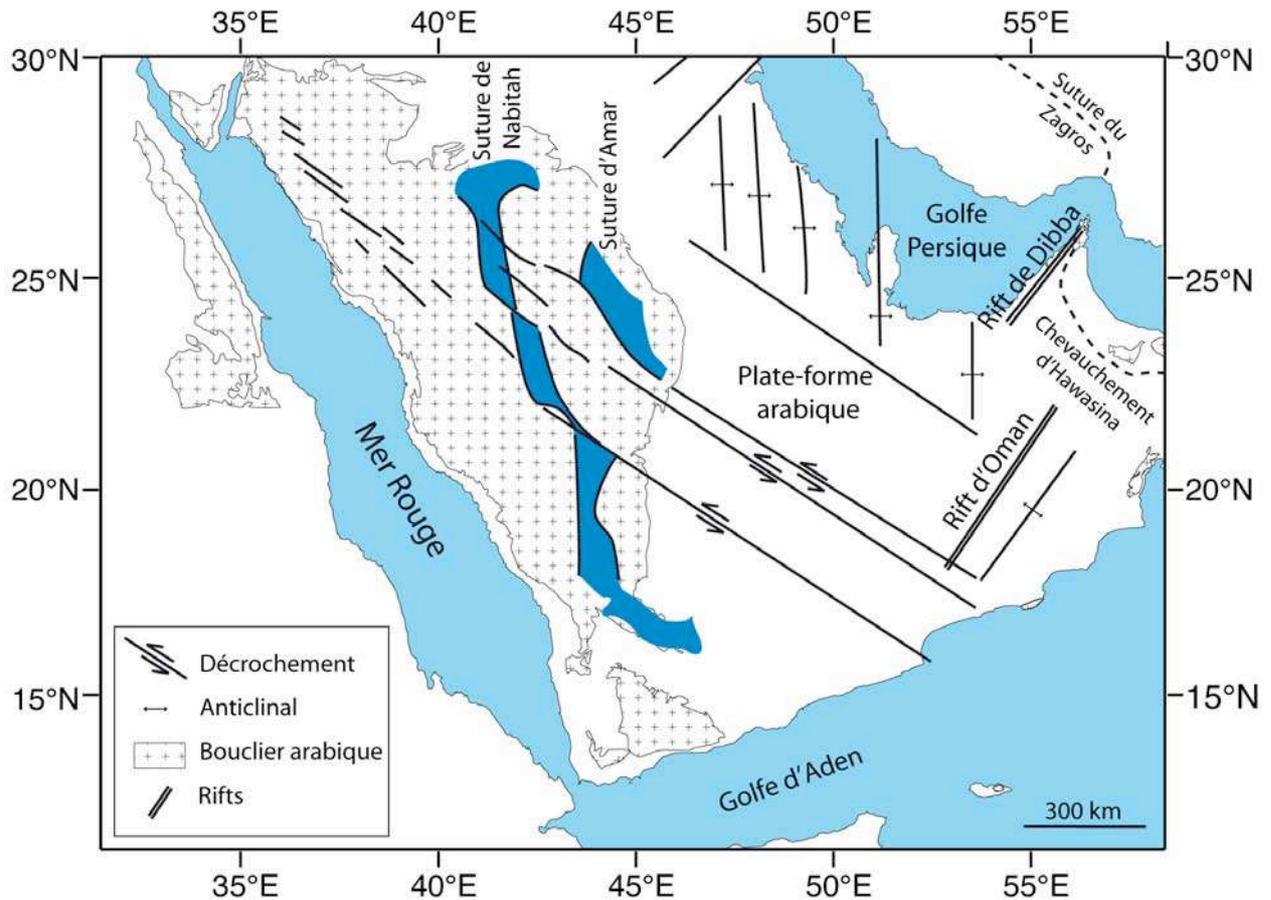


Figure 2-14 : Schéma structural des structures protérozoïques et paléozoïques. Les sutures Nabitah et Amar se sont formées durant le néo-protérozoïque. Les systèmes décrochants (failles de Nadj) et extensifs (rifts d'Oman et de Dibba) se sont formés au début du Paléozoïque (modifié d'après Al-Husseini, 2000)

### 2.3.2 La fragmentation mésozoïque du Gondwana

La marge NE du Gondwana commence à se disloquer durant le Trias : les micro-plaques Sanadaj/Sirjan, le NW et le centre de l'Iran ainsi que l'Afghanistan migrent vers le NE, ouvrant ainsi la néo-Tethys (Figure 2-15) (Redfern et Jones, 1995; Birse *et al.*, 1997).

#### ► Le rifting Jurassique

Au Jurassique supérieur, un épisode de rifting important dans l'Est de l'Afrique entraîne la séparation du bloc Inde-Madagascar (appartenant à la partie Est du Gondwana) de la marge Afro-arabique. Cette séparation génère une série de trois bassins en échelon EW décalés par des zones transformantes NS (bassins Nord Somalien, Ouest Somalien et Mozambique) (Besse et Courtillot, 1988; Moutain et Prell, 1990; Birse *et al.*, 1997). La direction de ces derniers semble étroitement liée aux structures pre-existantes précambriennes, notamment dans la zone de Nadj (Beydoun *et al.*, 1993). Leur orientation N140°E est par ailleurs tectoniquement concordante avec le rifting puis l'ouverture de la Néo-Téthys au NE de la plate-forme arabique (Figure 2-15) (Birse *et al.*, 1997).

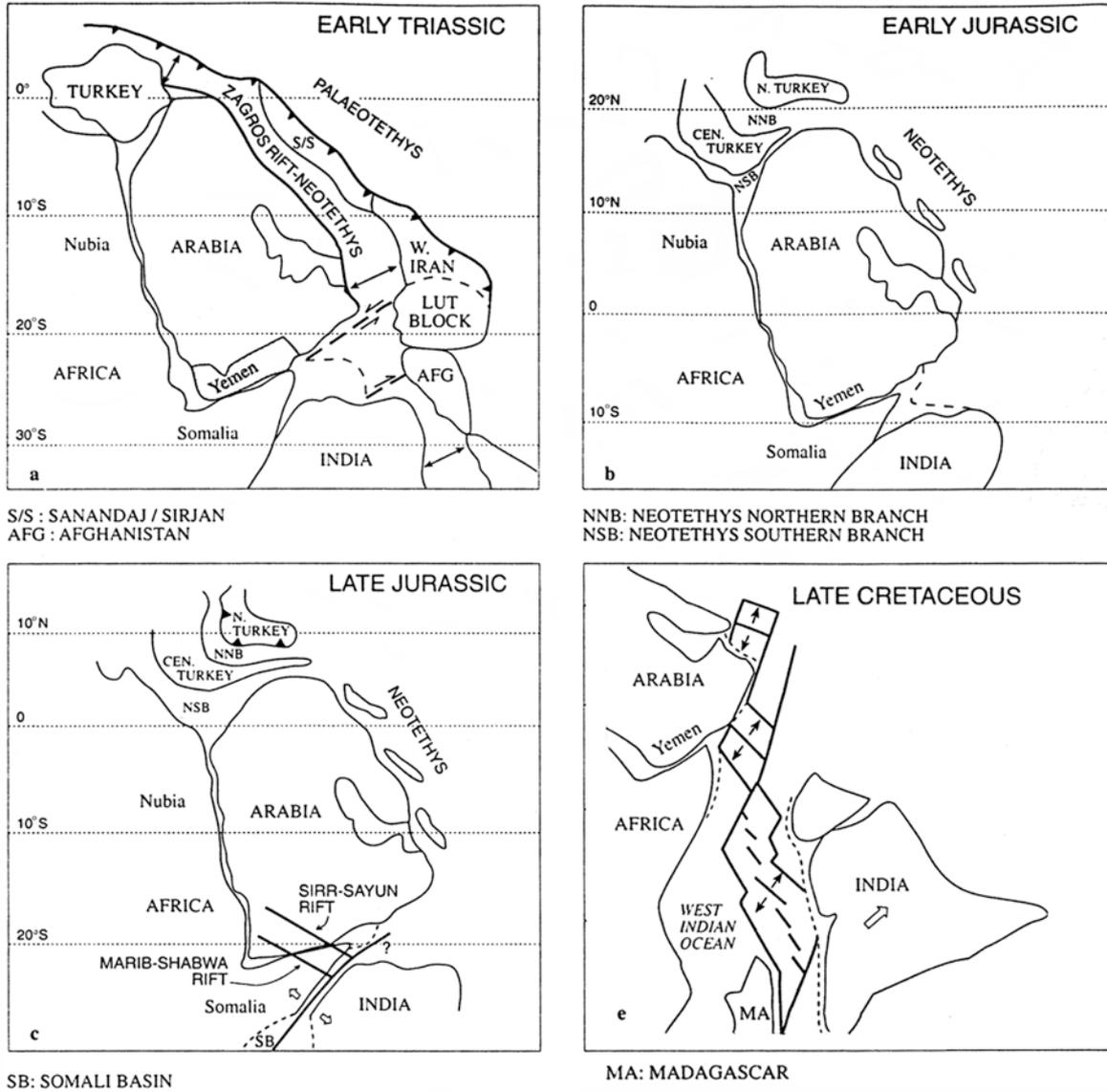


Figure 2-15 : Reconstruction des plaques dans la partie Nord du Gondwana (Redfern et Jones, 1995)

► Le rifting Crétacé

La séparation entre le bloc Afrique-Arabie et le bloc Inde-Madagascar cesse au Crétacé inférieur lors de l'initiation de la proto-ride de Carlsberg entre l'Inde et Madagascar (Moutain et Prell, 1990; Birse *et al.*, 1997). La migration rapide de l'Inde vers le Nord entraîne ensuite un mouvement relatif décrochant sénestre entre l'Inde et le bloc Afrique-Arabie.

Fin Crétacé, une importante phase d'obduction a lieu sur la plate-forme arabe associée à la mise en place d'ophiolites (e.g. Berberian et Berberian, 1981). En Oman, l'obduction commence vers ~ 90 Ma (Searle et Cox, 1999). L'emplacement de la nouvelle ride séparant l'Inde de Madagascar n'est pas connu avec précision. Whitmarsch (1979) la situe directement le long de la marge Afrique-Arabie. Il la connecte à une autre ride située dans le golfe d'Oman par l'intermédiaire d'une transformante localisée le long de l'actuelle zone décrochante d'Owen (modèle (a), Figure 2-16). Selon Moutain et Prell (1989), l'accrétion aurait lieu directement le

long de la marge Est-omanaise ce qui aurait pour conséquence de préserver de la croûte océanique jurassique dans le bassin Nord-Somalien (modèle (b), Figure 2-16).

Le choix du modèle n'est donc pas sans conséquence sur l'âge du bassin d'Owen :

- ▶ Dans le premier modèle, le bassin d'Owen est contemporain de la rupture entre la partie Est et Ouest du Gondwana c'est-à-dire Jurassique supérieur/Crétacé inférieur (modèle de Whitmarsch (1979)),
- ▶ Dans le second modèle, le bassin d'Owen est contemporain du début de l'accrétion océanique le long de la ride de Sheba donc Oligocène-début Miocène (modèle de Moutain et Prell (1989)).

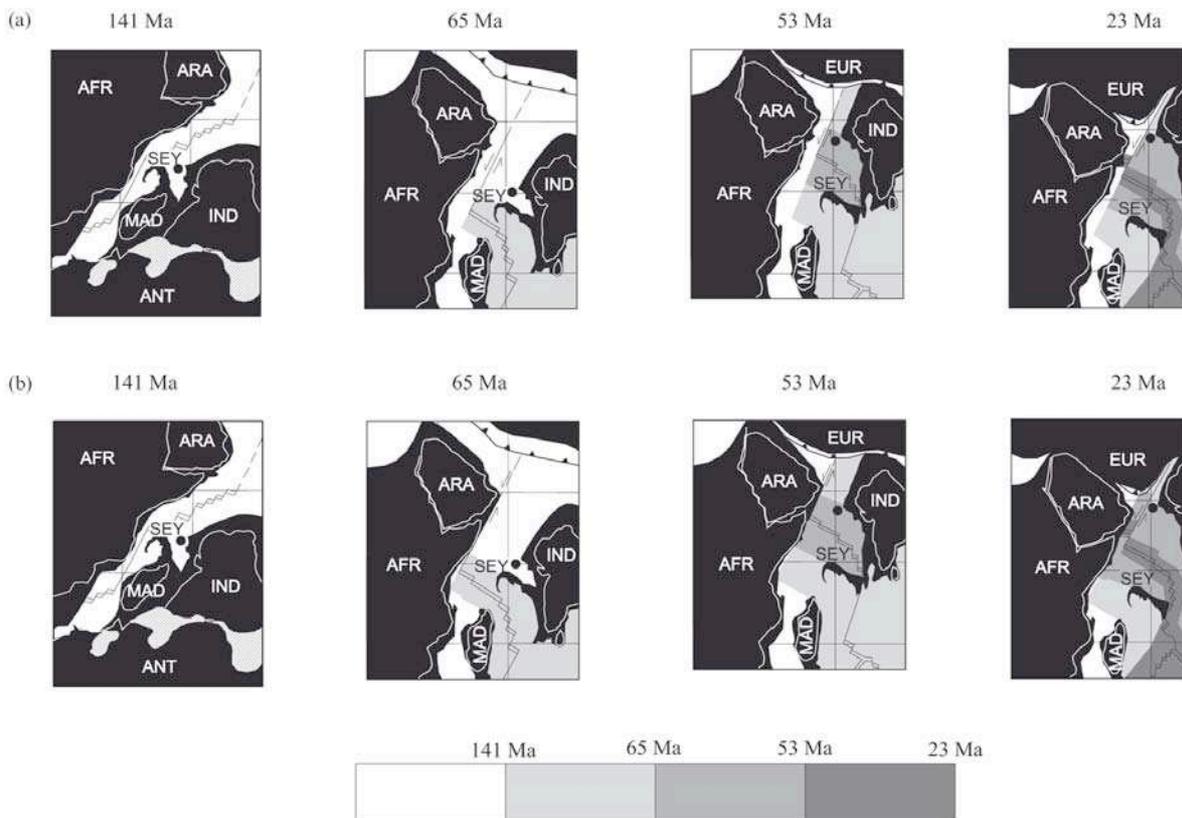


Figure 2-16 : Deux conceptions différentes de l'ouverture du NW de l'océan Indien. Dans le modèle (a) (Whitmarsh, 1979), l'océan indien s'étend jusqu'à la faille d'Owen. Dans le modèle (b) (Moutain et Prell, 1990), il s'ouvre jusqu'à la marge arabe et le jeu de la faille d'Owen est plus tardif (Edwards et al., 2000)

Les épisodes de rifting mésozoïques ont donc entraîné la formation de bassins disposés en échelon le long des marges du golfe d'Aden d'orientation EW à 110°E (Figure 2-17). L'épisode de rifting oligo-miocène a ensuite réactivé ces bassins.

L'héritage structural est donc un élément important à considérer pour définir un modèle d'évolution du golfe d'Aden et expliquer les différentes familles de failles observées à terre et en mer. Son rôle sera développé dans le paragraphe 2.4.1.

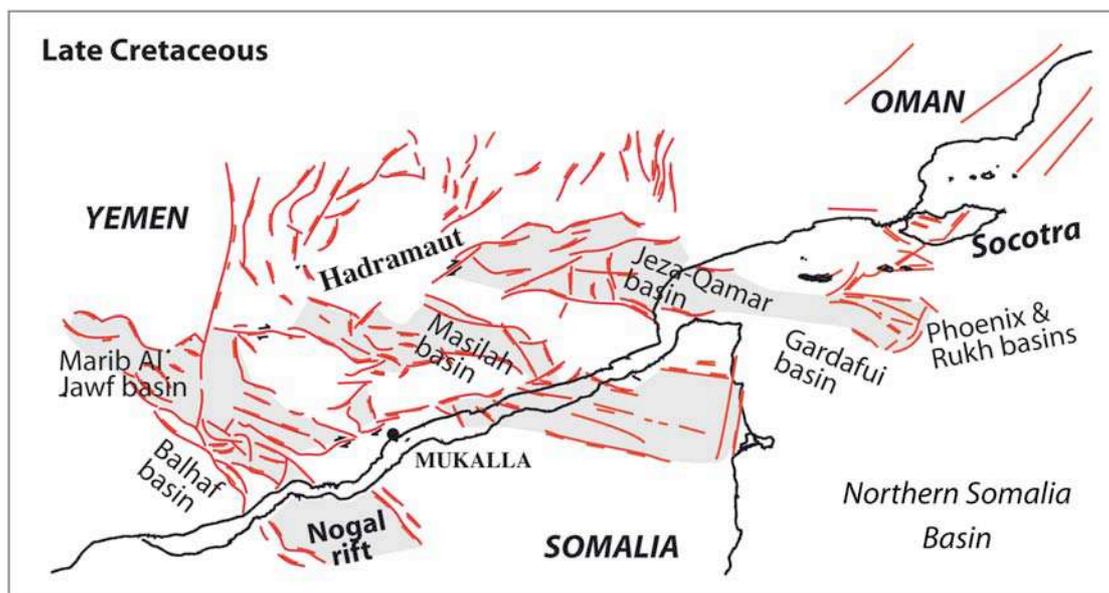


Figure 2-17 : Schéma conceptuel de la situation anté-rift oligo-miocène. Les bassins ombrés sont les bassins créés lors des épisodes de rifting mésozoïques (d'Acremont et al., 2005)

### 2.3.3 La tectonique Tertiaire

Durant le Paléocène (entre 65 et 53 Ma), l'Inde migre très rapidement vers le NE avec des vitesses de l'ordre de 15 à 20 cm/an (Patriat et Adache, 1984; Besse et Courtillot, 1988). Vers 53 Ma, la collision entre l'Inde et l'Eurasie s'accompagne d'une diminution importante de la vitesse d'ouverture le long de la ride de Carlsberg (Moutain et Prell, 1990). L'Arabie commence à se séparer de l'Afrique au début de l'Oligocène lors de l'initiation des rifts afro-arabes (Mer Rouge et golfe d'Aden) (Figure 2-18). Elle s'individualise complètement au Miocène avec l'amorce de l'accrétion au niveau des rifts continentaux. Depuis l'Oligo-Miocène la zone d'Owen a un jeu dextre, l'Inde étant ralentie par sa collision avec l'Eurasie.

Au début de l'accrétion, la jonction Somalie-Arabie-Inde est un point triple de type FFR (Transform fault - Transform fault - Ridge). Son instabilité provoque son évolution en une jonction de type RRR (Ridge - Ridge - Ridge) (Fournier et al., 2001). La jonction migre vers l'Ouest, développant ainsi une nouvelle ride de direction N75°E (Figure 2-18).

A terre, le réseau des failles normales a été l'objet de plusieurs études de terrain le long des marges, notamment en Somalie (Fantozzi et Sgavetti, 1998), au Yémen (Khanbari, 2000; Huchon et Khanbari, 2003) et en Oman (Lepvrier et al., 2002; Fournier et al., 2004; Bellahsen et al., 2006) et à Socotra (Fournier et al., 2007). Celui-ci est complexe, segmenté et composé de différentes populations de failles ayant des directions N070°E, N160°E et EW.

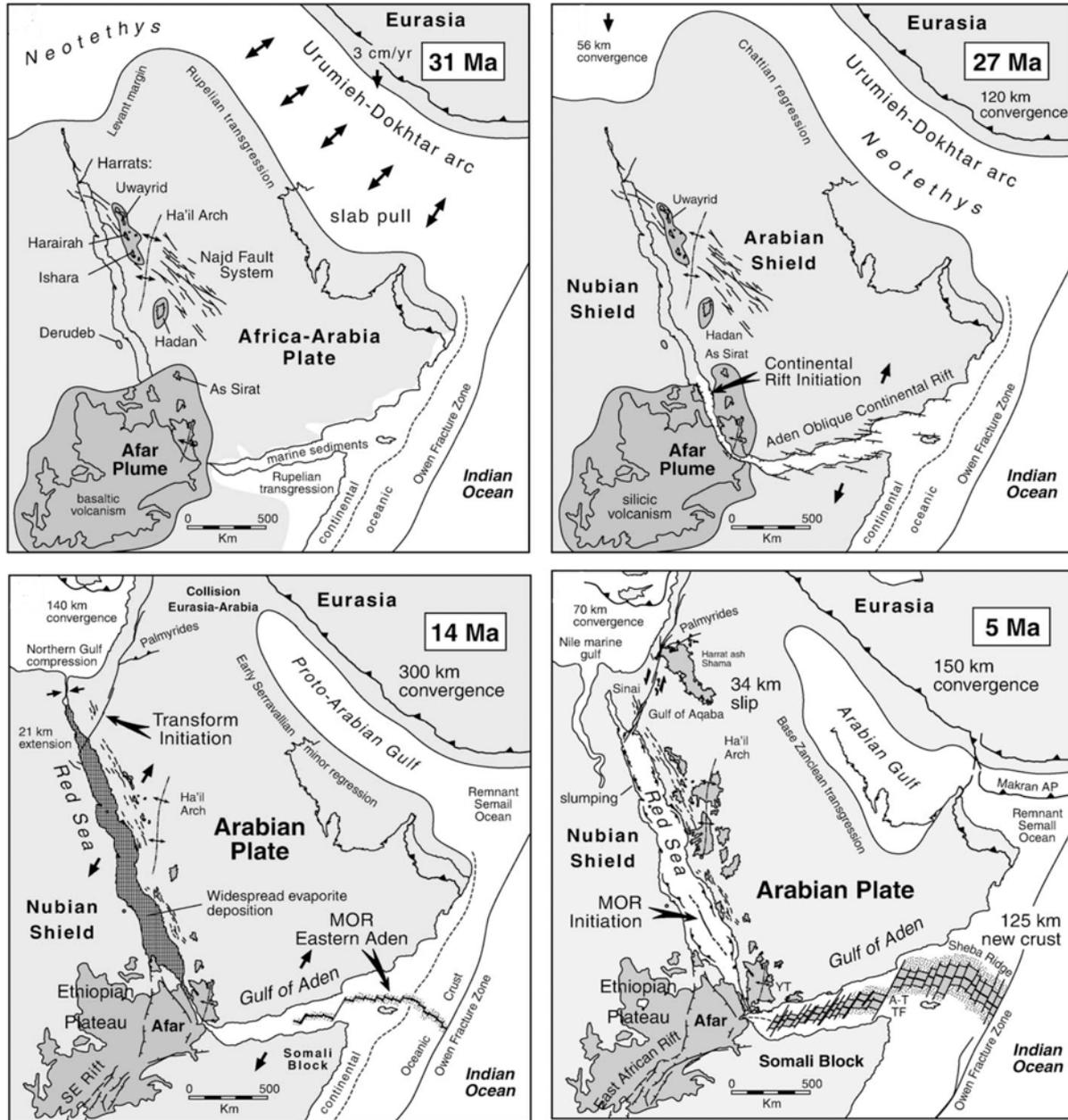


Figure 2-18 : Restauration palinspatique du système de rifts Mer Rouge-golfe d'Aden (Bosworth et al., 2005)

Deux directions d'extension ont été constatées au Yémen (Huchon *et al.*, 1991; Khanbari, 2000; Huchon et Khanbari, 2003) et en Oman (Lepvrier *et al.*, 2002; Bellahsen *et al.*, 2006) (Figure 2-19, Tableau 2-1). Au Yémen, l'extension N20°E semble antérieure à l'extension N160°E (Khanbari, 2000; Huchon et Khanbari, 2003). Cependant, cette chronologie n'a pas pu être établie avec certitude en Oman (Lepvrier *et al.*, 2002; Bellahsen *et al.*, 2006). Or, l'ordre relatif de ces phases extensives est un paramètre important dans la détermination des mécanismes d'ouverture du golfe d'Aden. Plusieurs auteurs suggèrent en effet une rotation des contraintes au cours du rifting (e.g. Lepvrier *et al.*, 2002; Huchon et Khanbari, 2003; Bellahsen *et al.*, 2006). (voir paragraphe 2.4.2.) (Figure 2-19).

Stratigraphy			Azimuth(s) of $\sigma_3$ and $\sigma_1$	
			Extensional faulting	Strike-slip faulting
Oligocene to early Miocene	latest Rupelian to Burdigalian	MUGHSAYL Fm.		
early Oligocene	Rupelian	Nakhlit Mb. ASHAWQ Fm. Shizard Mb.		
late Eocene	late Priabonien	ZALUMAH Fm.		
middle to late Eocene	early Lutetian to Bartonian	DAMMAM Fm. (Qara Mb.)		
early to middle Eocene	Cuisian to early Lutetian	RUS Fm.		
late Paleocene to early Eocene	late Thanetian to early Cuisian	UMM ER RADHUMA Fm.		
late Cretaceous	early Cenomanian (to Turonian ?)	DALQHUT Fm. (Sarfait Mb.)		

Tableau 2-1: Directions d'extension syn-rift dans le Dhofar (Oman). On remarque une phase de direction moyenne N20°E et une autre de direction moyenne N160°E. Le tableau indique l'âge des terrains dans lesquels ont été mesuré les directions d'extension. Les flèches noires indiquent les directions calculées, les flèches blanches les directions estimées (Lepvrier et al., 2002)

### 2.3.4. La chronologie relative de l'ouverture Mer Rouge/golfe d'Aden

Les premiers modèles d'individualisation de la plaque arabe ne s'accordent pas sur la chronologie relative de l'ouverture du golfe d'Aden, de la Mer Rouge et des rifts est-africains :

- ▶ Dans le modèle de Courtillot *et al.* (1987), les rifts de l'Ethiopie et de la Mer Rouge pré-existent à la formation du golfe d'Aden. Le rifting continental débute à l'Eocène au niveau des rifts est-africains pour s'étendre ensuite vers le golfe de Suez et la Mer Rouge à l'Oligocène. L'extension dans le golfe d'Aden ne commence que vers 20 Ma et se propage vers le point chaud des Afars.

- ▶ S'appuyant sur les données géophysiques et magnétiques disponibles à l'époque en Mer Rouge et dans le golfe d'Aden, Girdler et Styles (1974, 1991) proposent un scénario contraire dans lequel l'ouverture du golfe d'Aden devance celle des rifts d'Afrique de l'Est et de la Mer Rouge.

Une zone de fracturation se propage vers l'Ouest depuis la ride de Carlsberg à la fin de l'Eocène moyen. La direction de la zone fracturée se défléchit ensuite vers le NNW, initiant l'ouverture de la Mer Rouge au cours de l'Oligocène. Elle échoue vers le Nord au niveau du golfe de Suez. Au début du Miocène, la mise en place d'une nouvelle transformante à propagation NNE initie le golfe d'Aqaba et la zone transformante de la Mer Morte. Dans ce modèle, la phase majeure d'ouverture du golfe d'Aden et de la Mer Rouge serait facilitée par la rotation anti-horaire de l'Arabie au Miocène inférieur.

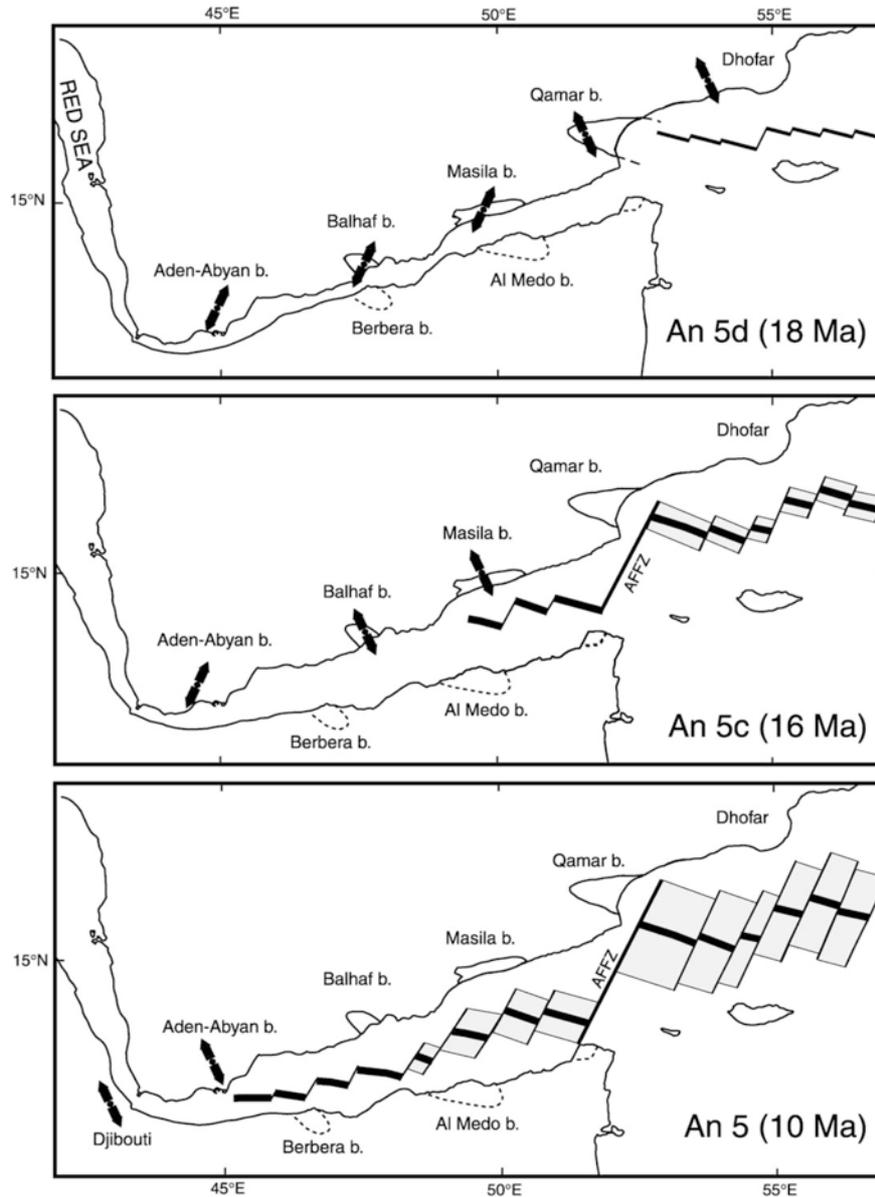


Figure 2-19 : Reconstruction du golfe d'Aden à l'anomalie 5D (18 Ma), 5C (16 Ma) et 5 (10 Ma) et distribution temporelle possible des directions d'extension syn-rift observées sur le terrain (flèches noires). AFFZ : Alula-Fartak fracture zone (Huchon et Khanbari, 2003)

La plupart des travaux récents considèrent que les rifts afro-arabes sont dus à une traction liée au plongement de la lithosphère téthysienne sous l'Eurasie (zone de subduction du Zagros) associée à la présence du point chaud des Afars (Manighetti *et al.*, 1997; Bellahsen *et al.*, 2003; Hubert-Ferrari *et al.*, 2003). Les contraintes extensives produites par le poids du slab permettraient la propagation de la dorsale de Carlsberg dans le continent africain en direction du point chaud ainsi que l'ouverture de la Mer Rouge. Le rôle de la subduction serait d'autant plus effectif que l'Afrique est bloquée au Nord de l'Arabie par la collision (Jolivet et Faccenna, 2000). La position du point chaud des Afars (dont le rôle sera détaillé ultérieurement) faciliterait non seulement la localisation des contraintes mais induirait également l'ouverture du système des rifts du golfe d'Aden et de la Mer Rouge (Bellahsen *et al.*, 2003).

**En résumé**, les épisodes de rifting mésozoïque puis oligo-miocène sont responsables de la mise en place de deux générations de bassins présents au Sud de la péninsule Arabique (Beydoun et al., 1996) et au Nord de la Somalie (Fantozzi et Sgavetti, 1998) (Figure 2-20).

On peut distinguer :

- (1) Les **bassins mésozoïques** formés lors du développement de la marge passive de l'Océan Indien. Ils sont associés à la réactivation de failles NW-SE comme le système de failles de Nadj (Bott et al., 1992; Redfern et Jones, 1995; Beydoun et al., 1996; Bosence, 1997). Ce sont les bassins de Ad-Dhali, le bassin de Marib-Shabwa-Balhaf-Berbera, de Sayun Al Masila-Al Medo et de Jiza-Qamar (Figure 2-20) (Bott et al., 1992).
- (2) Les **bassins tertiaires** liés à la séparation des plaques Arabie et Somalie à l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur. Ils se situent sur le pourtour du golfe d'Aden (Figure 2-20):
  - au Nord, respectivement d'Ouest en Est, les bassins d'Aden-Abyan, de Balhaf, de Sayhut, Jeza, Ashawq et Salalah,
  - au Sud, d'Ouest en Est, les bassins de Daban, de Bosaso et d'Alula et de Gardafui.

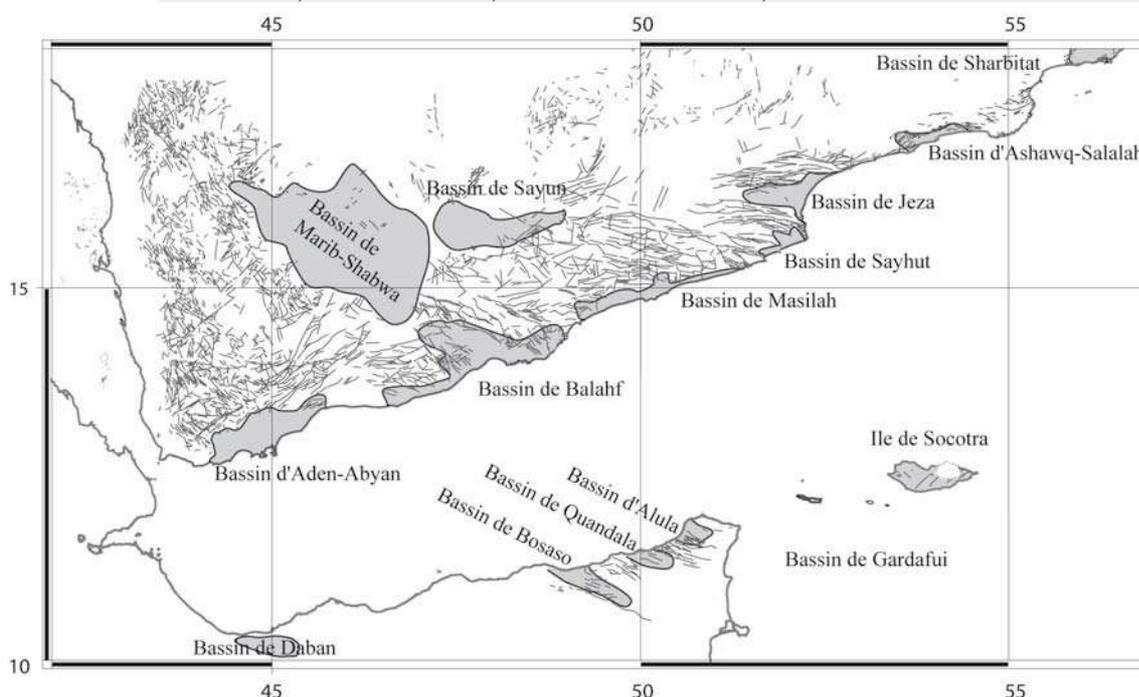


Figure 2-20 : Carte tectonique montrant la disposition actuelle des bassins à terre le long du golfe d'Aden. Les failles ont été localisées à partir des cartes géologiques existantes.

Ainsi, l'extension associée au rifting oblique a été accommodée :

- ▶ d'une part par la réactivation des bassins mésozoïques hérités (Figure 2-17),
- ▶ d'autre part par la formation de nouvelles structures NW-SE à EW.

Actuellement, la marge Nord du golfe est divisée en une série de horsts représentés topographiquement par de vastes plateaux et des grabens étroits dans lesquels se sont déposés les sédiments syn-rifts.

A présent, un certain consensus vise à considérer que la Mer Rouge et le golfe d'Aden se sont ouverts quasi-simultanément par rifting oblique. Cependant, les modèles classiques de rifting oblique ne rendent pas compte de la complexité du réseau des failles observé sur le terrain. Plusieurs études ont donc cherché à prendre en compte ces considérations en faisant intervenir de nouveaux paramètres dont le rôle est développé dans le paragraphe suivant.

## 2.4 LES MODELES D'OUVERTURE ET DE PROPAGATION DU GOLFE D'ADEN

### 2.4.1 Ouverture par rifting oblique

Le golfe d'Aden est l'exemple type d'un bassin résultant d'une ouverture par rifting oblique (e.g. Cochran, 1981; Whithjack et Jamison, 1986). La direction d'ouverture du golfe lors du rifting tertiaire est déduite de l'azimut des failles transformantes principales comme la zone transformante d'Alula-Fartak. Celle-ci indique une direction d'accrétion  $N26^{\circ}E \pm 2^{\circ}$ . L'orientation moyenne du golfe ( $N75^{\circ}E$ ) est donc oblique par rapport à sa direction d'ouverture avec une obliquité de l'ordre de  $45^{\circ}$ . La linéarité des zones transformantes indique également que la direction d'ouverture est restée identique depuis la rupture continentale (Fournier *et al.*, 2004).

La géométrie du réseau des failles observées sur le terrain est assez similaire à celle produite par les modèles analogiques de rifting oblique (Figure 2-21) (Whithjack et Jamison, 1986; Tron et Brun, 1991; McClay et White, 1995; Clifton *et al.*, 2000). Ceux-ci font intervenir l'existence d'une discontinuité lithosphérique permettant de localiser le rift, obliquement par rapport à la direction d'extension.

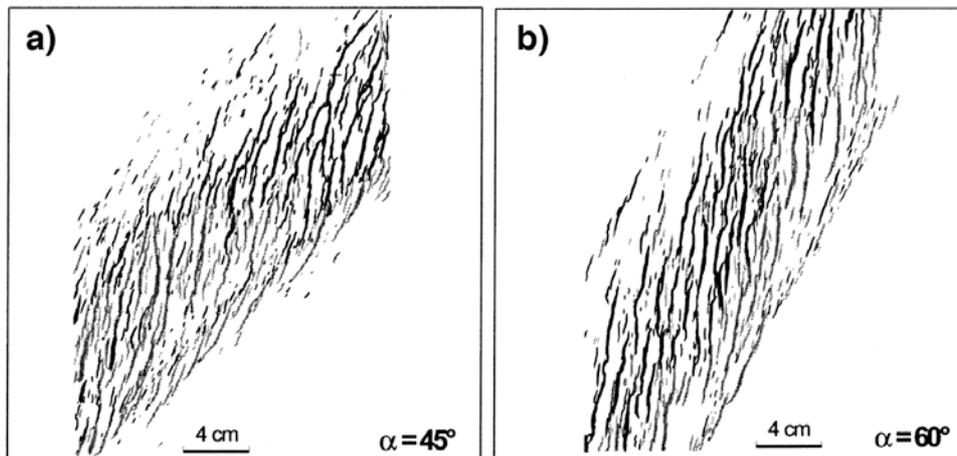


Figure 2-21 : Comparaison des réseaux de failles obtenus par modélisation analogique en fonction de l'obliquité du rift. En a) réseau obtenu pour un angle de  $45^{\circ}$  ; en b) pour un angle de  $60^{\circ}$ . Les cartes sont orientées de telle sorte que la direction de déplacement soit perpendiculaire aux côtés de la boîte (Clifton *et al.*, 2000)

De nombreux modèles analogiques ont cherché à prendre en compte l'existence de discontinuités lithosphériques dans le cas d'un rifting oblique. Ceux-ci prédisent la formation de deux familles principales de failles dont l'existence est indépendante de l'obliquité considérée (Whithjack et Jamison, 1986; Tron et Brun, 1991; McClay et White, 1995):

- ▶ Une première population de failles parallèles à l'axe du rift. Dans le cas du golfe d'Aden, l'axe du rift étant globalement  $N75^{\circ}E$ , cette population comporte les failles d'azimuts  $60^{\circ}E$  à  $80^{\circ}E$ . Ces failles ne sont présentes que dans la partie externe du rift et ne s'observent pas offshore près de la transition océan-continent (d'Acremont *et al.*, 2005),
- ▶ Une deuxième population rassemble des failles dont l'orientation est comprise entre l'axe du rift et la normale à la direction de divergence (failles dites d'« orientation intermédiaire »). Le golfe étant orienté  $N75^{\circ}E$  et la direction de divergence des plaques étant  $N20^{\circ}E$ , cette famille regroupe les failles dont les azimuts sont compris entre  $90^{\circ}E$  et  $100^{\circ}E$ .

Cependant, ces modèles ne prédisent pas l'existence de la population de failles orientées N110°E, c'est-à-dire perpendiculairement à la direction de divergence N20°E, et ce, quelle que soit l'obliquité considérée (Whithjack et Jamison, 1986).

Ainsi, si les modèles de rifting obliques expliquent en partie le réseau de failles, d'autres paramètres doivent être pris en compte, notamment le rôle tenu par l'héritage tectonique.

#### 2.4.1.1 Rôle de l'héritage tectonique

De manière générale, en présence de structures héritées, il n'existe pas de relation simple entre l'emplacement des zones d'accrétion océaniques et la disposition des bassins pré-existants. Certains centres s'initient au cœur des bassins hérités : c'est le cas des bassins de Balhaf et de Massilah par exemple (Figure 2-22) (Bellahsen *et al.*, 2006). D'autres au contraire sont abandonnés au cours du processus d'océanisation. C'est le cas notamment du bassin de Qamar-Gardafui (Figure 2-20). Sur la carte du golfe refermé à l'anomalie 5c (d'Acremont *et al.*, 2005; d'Acremont *et al.*, 2006), on constate que le bassin de Gardafui correspond en fait à la partie Est du bassin de Qamar. Bien qu'il soit décalé par la zone transformante d'Alula-Fartak, aucune accrétion océanique n'a eu lieu dans ce bassin.

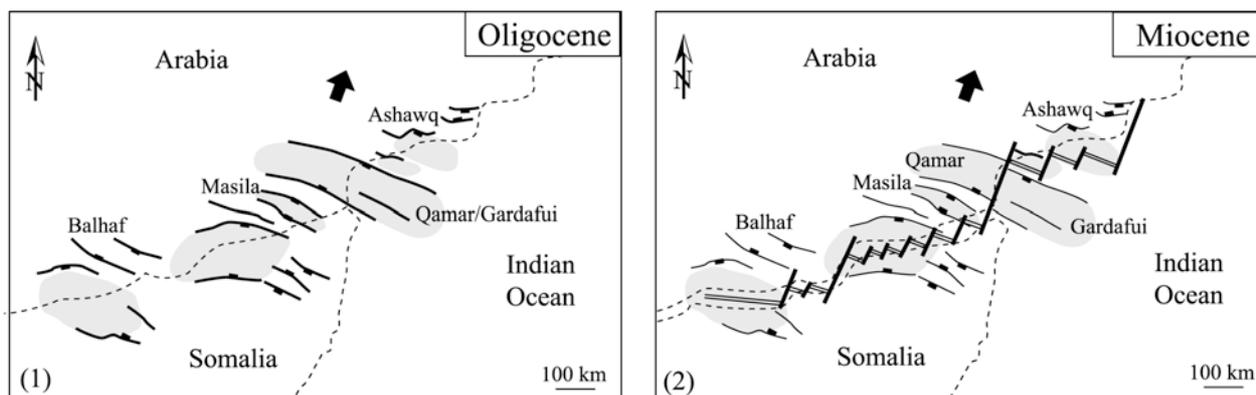


Figure 2-22 : Situation simplifiée de la partie Est du golfe d'Aden. On peut remarquer les différences entre la localisation des bassins hérités et la position des zones transformantes. Particulièrement, la zone transformante d'Alula-Fartak divise le grand bassin de Qamar-Gardafui (modifié d'après Leroy *et al.*, 2004 et d'Acremont *et al.*, 2005) (Bellahsen *et al.*, 2006)

En dépit du fait que les modèles analogiques ne prédisent pas leur existence, une troisième population de failles a été décrite dans le Dhofar (Oman) (Lepvrier *et al.*, 2002; Bellahsen *et al.*, 2006) (voir paragraphe 2.3.3.). Leurs azimuts s'échelonnent entre 105°E et 120°E, leur direction est par conséquent sub-perpendiculaire au sens de divergence des plaques N20°E. La prise en compte des structures héritées dans le modèle analogique de Bellahsen *et al.* (2006) permet d'expliquer l'orientation de cette troisième famille de failles (Figure 2-23).

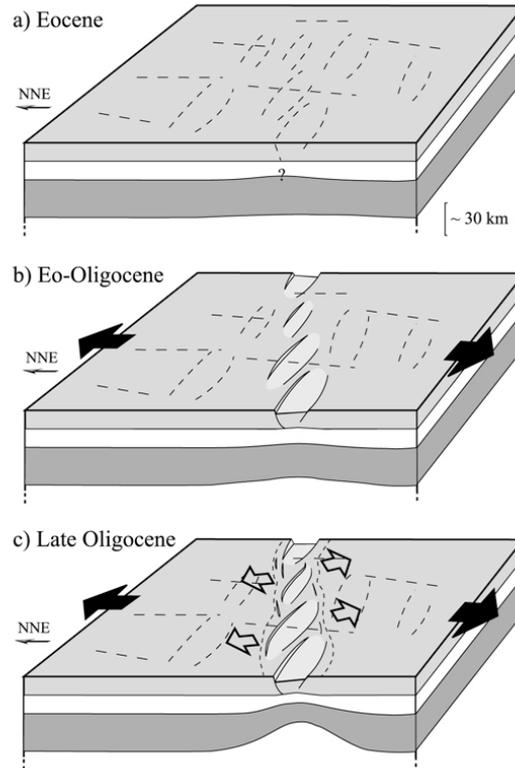


Figure 2-23 : Modèle d'évolution lithosphérique au cours du rifting oligo-miocène du golfe d'Aden. (a) Eocène. Avant le rifting, les bassins mésozoïques sont présents dans la croûte arabe. (b) Vers 35 Ma. Quand le rifting commence, ces bassins sont réactivés dans une zone oblique à la direction d'extension. Les failles orientées N110°E sont réactivées et d'autres sont créées pour accommoder l'extension. (c) Evolution du rift et amincissement lithosphérique associé durant l'Oligo-Miocène. La rotation horaire de la direction d'extension réactive certaines failles N110°E et crée d'autres failles N70°E (Bellahsen, *et al.* 2006)

L'obliquité entre l'axe du rift et la direction de divergence pourrait résulter de l'interaction entre les conditions aux limites au NE de l'Afrique et le point chaud des Afars. Celle-ci entraînerait alors la réactivation des bassins mésozoïques (Bellahsen *et al.*, 2006). Au fur et à mesure que la déformation se poursuit, l'amincissement lithosphérique génère une extension locale perpendiculaire à celui-ci, c'est-à-dire perpendiculaire au rift. Cette extension de direction moyenne N160° induit une rotation anti-horaire du champ de contraintes et réactive d'anciennes failles (notamment les failles N110°E) (Bellahsen *et al.*, 2006). Des failles actives au Jurassique ayant joué au Crétacé puis au Tertiaire ont d'ailleurs été décrites au Yémen (Khanbari, 2000) et le long de l'ensemble de la marge (Ellis *et al.*, 1996).

L'existence d'une zone de faiblesse lors du rifting semblerait être un paramètre déterminant dans la localisation des contraintes (Bellahsen *et al.*, 2003). Celle-ci peut résulter de la présence de structures héritées mais peut également être liée à la remontée d'un panache mantellique au niveau d'un point chaud. Le point chaud des Afars semble en effet avoir eu un rôle prépondérant dans le contrôle de la direction d'ouverture du golfe d'Aden.

### 2.4.1.2 Importance du point chaud des Afars dans le contrôle de la direction de propagation du rift

Nous avons vu (paragraphe 2.3.2.) que la séparation entre l'Arabie et l'Afrique a débuté à l'Oligocène inférieur avec l'initiation des rifts afro-arabes (Mer Rouge et golfe d'Aden). La plaque arabe s'est totalement individualisée au Miocène avec le début de l'accrétion océanique de part et d'autre de ces rifts continentaux.

Selon Manighetti *et al.* (1997), les rifts afro-arabe résultent d'une traction liée au plongement de la lithosphère téthysienne sous l'Eurasie (Figure 2-24). Ce modèle suppose donc la pré-existence de la Mer Rouge et du rift est africain (Figure 2-24). La direction d'ouverture du golfe d'Aden découlerait de la combinaison des forces motrices des plaques (ici la traction du panneau plongeant sous l'Iran) et des contraintes géométriques et rhéologiques résultant de la structure et de la forme de la plaque Arabie-Somalie (Manighetti *et al.*, 1997). La progression NW de la ride de Carlsberg dans l'océan Indien romprait la plaque arabo-somalienne et atteindrait la marge orientale du craton Afrique-Arabie vers 30 Ma (Courtilot *et al.*, 1987; Manighetti, 1993) (Figure 2-24). La dorsale pénètrerait alors entre les plaques Arabie et Somalie et infléchirait sa progression vers l'Ouest (N255°).

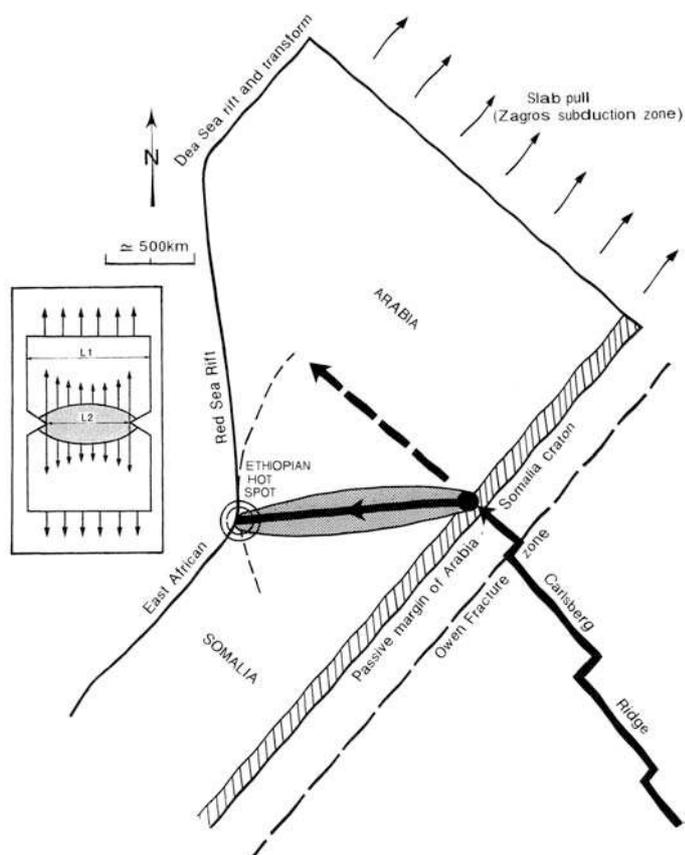


Figure 2-24 : Relation entre l'échappement de la plaque Arabie-Somalie vers le NE et la direction de la ride d'Aden. Les forces aux limites prédominantes sont dues au retrait du slab généré par la subduction au niveau du Zagros avant 30 Ma et sont parallèles au mouvement ARA-SOM. La zone hachurée délimite la marge passive orientale du craton Arabo-Somalien. Le cercle noir indique la position atteinte par la ride avant sa propagation entre les plaques ARA-SOM il y a environ 30 Ma. La zone grisée représente le domaine de concentration maximale des contraintes et des tensions qui guide la propagation de la ride vers le SW (Manighetti *et al.*, 1997)

La dorsale paraît donc prendre le chemin le plus court à travers la plaque le long d'un couloir étroit de direction WSW correspondant à la zone de tension maximale entre la partie Est du golfe et le point chaud des Afars. Cette direction, oblique par rapport au mouvement divergent des plaques, ne semble pas correspondre à une direction de faiblesse préexistante. A l'intérieur de cette zone, la croissance NW des segments est grossièrement perpendiculaire au vecteur d'extension entre l'Arabie et la Somalie.

La modélisation analogique menée par Bellahsen *et al.* (2003) confirme que la traction engendrée par la subduction au niveau du Zagros génère des contraintes intraplaques suffisantes pour créer le système de rifts de la Mer Rouge et du golfe d'Aden. L'étude montre également que la présence d'une zone de faiblesse (représentant le point chaud des Afars) localise les contraintes au niveau des rifts du golfe d'Aden et de la Mer Rouge (Bellahsen *et al.*, 2003).

Les modèles classiques de rifting oblique expliquent bien une partie des observations effectuées sur le terrain mais d'autres paramètres comme le rôle de l'héritage tectonique et du point chaud des Afars doivent être considérés pour rendre compte de la complexité réelle du terrain. Actuellement, l'ouverture du golfe d'Aden est souvent considérée comme résultant de la propagation vers le SSW de la dorsale de Carlsberg (NW de l'océan indien) (e.g. Courtillot *et al.*, 1980; Courtillot *et al.*, 1987; Manighetti *et al.*, 1997). Cependant, les auteurs ne s'accordent pas sur les modèles de propagation de cette ride. Ces différentes conceptions sont développées dans le paragraphe suivant.

## 2.4.2 Les modèles de propagation de la dorsale de Carlsberg dans le golfe d'Aden

### 2.4.2.1 Les modèles de propagation continue

#### 2.4.2.1.1 Modèles d'ouverture « en boutonnière »

Concernant la partie orientale du golfe, les données géophysiques obtenues durant la mission Encens-Sheba en 2000 (Leroy *et al.*, 2004) (données bathymétriques, sismiques, gravimétriques, et magnétiques) ont permis de proposer un scénario d'ouverture du bassin océanique (d'Acremont, 2002).

La configuration de la marge avant accréation a été reconstituée en corrélant les épaisseurs crustales déduites de la gravimétrie aux lignes isochrones. L'accréation océanique semble s'être initiée de manière ponctuelle au niveau de centres d'accréation localisés au niveau de 3 segments formant des fissures en tension (ouverture dite « en boutonnière ») (Bonatti, 1985; d'Acremont *et al.*, 2006). La segmentation de premier ordre, déterminée par les zones de fracture d'Alula-Fartak et de Socotra, est restée stable pendant toute la période d'accréation océanique. Au contraire, la segmentation de second ordre, contrôlée par la segmentation initiale de la marge, a évolué au cours du temps (Figure 2-25). L'axe initial de l'accréation océanique comporte 3 segments.

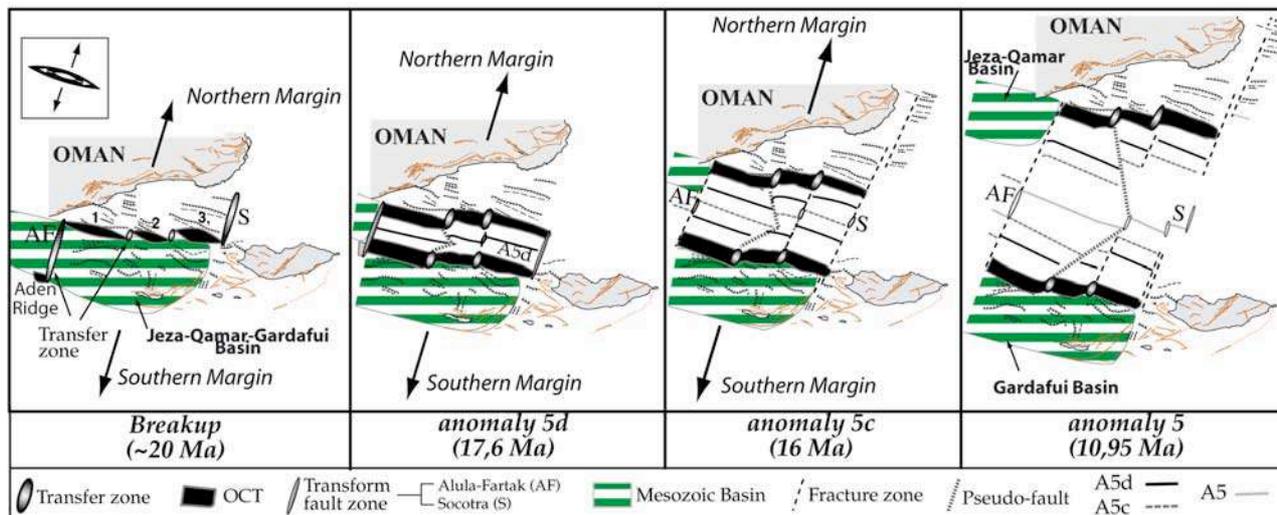


Figure 2-25 : Schéma interprétatif de l'évolution des segments depuis la déchirure continentale et la formation de la TOC jusqu'à la première phase d'accrétion océanique (an 5d-5c-5) à l'Est du golfe d'Aden. L'activité d'un propagateur avant la période an 5 est proposée. Le propagateur est abandonné à partir de l'anomalie 5, à partir de laquelle une zone transformante apparaît. Encart en haut à gauche : ouverture en boutonnière (d'Acemont et al., 2006)

Entre 17.6 et 10.95 Ma (anomalie 5d à 5), l'accrétion océanique du segment 1 se propage vers l'Est au détriment du segment 2 (Figure 2-25). A partir de 10.95 Ma, l'axe d'accrétion ne comporte plus que 2 segments. Cette configuration reste stable jusqu'à l'actuel puisqu'on retrouve dans le décalage des lignes isochrones l'emplacement actuel des failles transformantes (Figure 2-25). La forte asymétrie rencontrée entre les lignes isochrones de l'anomalie 5c et 5d au Nord et au Sud pourrait résulter du fonctionnement de ce propagateur.

#### 2.4.2.1.2 Modèles d'ouverture de type « fente de tension »

La largeur de la croûte océanique ainsi que l'âge des plus vieilles anomalies magnétiques diminuent d'Est en Ouest ce qui a conduit de nombreux auteurs à proposer un modèle de progression de la ride sous forme d'une cassure à l'échelle de la lithosphère entière (« *propagating lithospheric crack* ») (Ruegg et al., 1980; Cochran, 1981; Manighetti et al., 1997; Hubert-Ferrari et al., 2003; Huchon et Khanbari, 2003).

En utilisant les premières données géophysiques disponibles dans le golfe d'Aden, Laughton et al. (1970) suivis par Cochran (1981) proposèrent un mécanisme d'ouverture reposant sur une accrétion océanique continue au cours des 10 derniers millions d'années à un taux d'ouverture d'environ 1 cm/an (Laughton et al., 1970; Cochran, 1981). L'extension est alors accommodée par le jeu de failles transformantes parallèles à la direction du mouvement Arabie/Somalie. Celles-ci connectent des segments de rifts orientés N80°E à N100°E (Figure 2-26) (Courtilot et al., 1980; Ruegg et al., 1980).

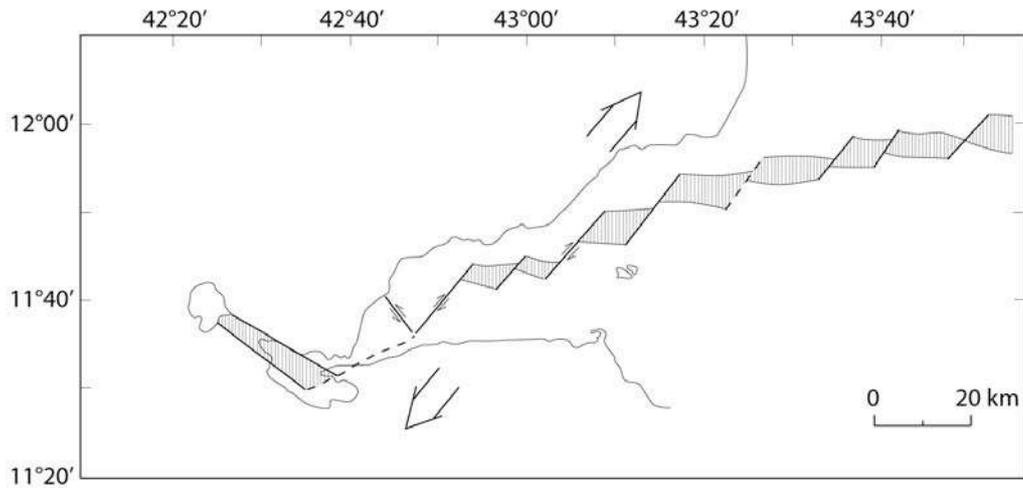


Figure 2-26 : Un des premiers modèles d'ouverture du golfe de Tadjoura (Ruegg et al. ,1980)

De manière générale, les premiers scénarii d'ouverture du golfe d'Aden se sont focalisés sur la partie occidentale de celui-ci, c'est-à-dire dans le golfe de Tadjoura et dans la région de l'Afar puis ont été généralisés à l'ensemble du golfe.

Khanbari (2000) puis Huchon et Khanbari (2003) proposent un mécanisme d'ouverture de type « fente de tension » à l'échelle lithosphérique. La ride se propage vers l'WSW selon une direction d'extension N20°E déterminant ainsi un champ d'extension perpendiculaire à la direction de propagation (N160°E). La phase d'extension N160°E est alors tardive syn-rift et contemporaine de l'ouverture océanique. Selon ce modèle, elle ne résulte pas d'un changement de direction de mouvement de la plaque mais du mécanisme de propagation lui-même. Ce dernier implique également un diachronisme de l'ouverture, de plus en plus tardive vers l'Ouest puisque induite par la propagation de la ride océanique vers l'Ouest (voir également paragraphe 2.3.4.) (Figure 2-27) .

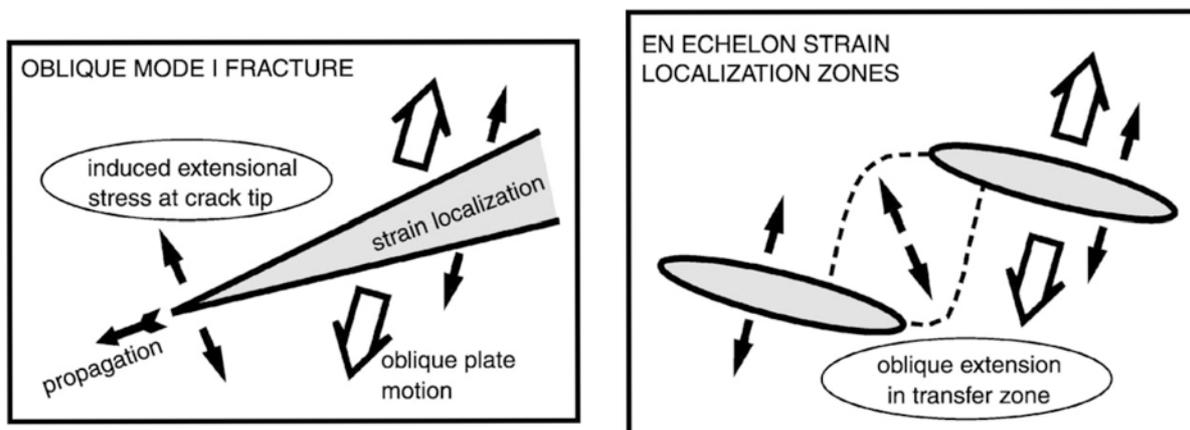


Figure 2-27 : Modèle d'ouverture du golfe d'Aden oriental par propagation oblique d'un rift océanique. A gauche, propagation de la fente à l'échelle lithosphérique. A droite, mise en place de zones de transfert entre des zones de localisation des contraintes lors de l'océanisation (Huchon et Khanbari, 2003)

C'est en adoptant ce raisonnement qu'Hubert-Ferrari *et al.* (2003) ont modélisé la propagation de la ride en appliquant les principes de fracturation élastique (généralement utilisés pour des failles ou des fissures à petite échelle) à l'échelle de la lithosphère (Figure 2-28).

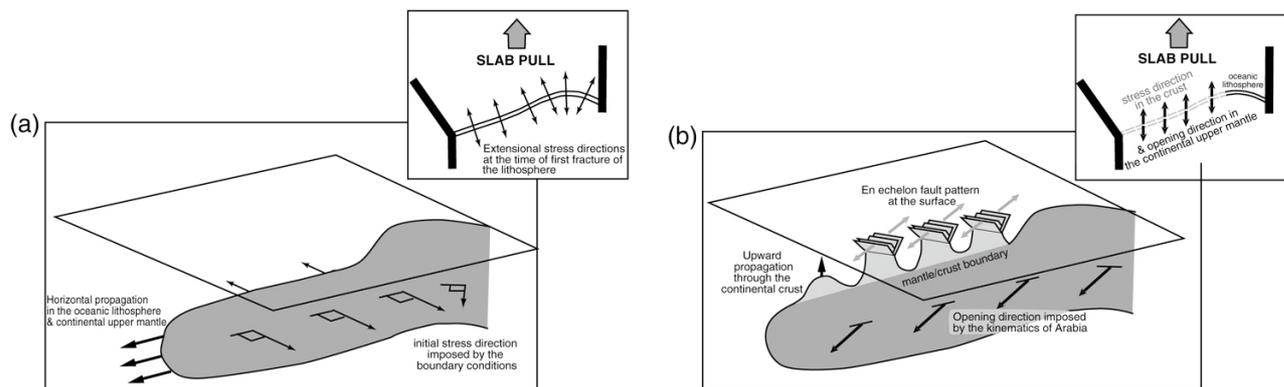


Figure 2-28 : Propagation de la ride d'Aden et formation des structures en échelon. (a) La cassure initiale dans le manteau supérieur suit la trajectoire principale du champ de contraintes déterminée par les conditions aux limites. (b) Une fracture s'est produite, la direction d'ouverture est déterminée par la direction du mouvement de la plaque arabe nouvellement formée. L'ouverture est oblique par rapport à la fracture initiale et génère des directions de contraintes extensives dans la croûte différentes de celles du manteau supérieur. La propagation de la rupture dans ce champ de contraintes oblique produit des segments de rides et des failles en échelon (Hubert-Ferrari *et al.*, 2003)

Le modèle prédit bien la propagation d'Est en Ouest de la ride ainsi que sa forme générale. La fracturation initiale se produit le long d'un chemin perpendiculaire à la contrainte extensive maximale (Figure 2-28, a). Au niveau d'une lithosphère continentale, la flottabilité insuffisante du magma ne lui permet pas d'atteindre la surface et la ride océanique ne se forme pas immédiatement. Des failles normales et des grabens accommodent donc la déformation jusqu'à ce que la croûte soit suffisamment amincie pour que le magma atteigne la surface (Figure 2-28, b) (Hubert-Ferrari *et al.*, 2003).

De nombreux autres modèles s'appuient sur le principe de propagation directe mais font intervenir des « pauses » au cours de la propagation de la ride.

#### 2.4.2.2 Les modèles de propagation avec « pauses » le long des discontinuités principales

Devant la difficulté rencontrée par Girdler et Styles (1974, 1978) de corrélérer les profils magnétiques à leur modèle d'ouverture continue, les deux auteurs proposèrent un modèle d'ouverture en 2 étapes, comprenant deux stades d'accrétion océanique: le premier entre 30 et 15 Ma et le second entre 5 et 0 Ma (Girdler et Styles, 1974; Girdler, 1991). Au Miocène inférieur, les principaux dépocentres s'initient dans le golfe d'Aden conjointement au dépôt d'évaporites dans la Mer Rouge, isolée alors partiellement par une partie du bloc Danakil. Ce n'est qu'après une longue pause durant laquelle 0.5 à 1 km de sédiments se déposent dans le golfe d'Aden et une forte épaisseur d'évaporites dans la Mer Rouge que l'ouverture du détroit de Bab-al-Mandeb à la fin du Miocène provoque l'arrivée d'un flux marin en provenance de l'Océan Indien. Celui-ci met fin à l'accumulation d'évaporites dans la Mer Rouge. Suite à ces événements, l'accrétion océanique s'initie dans le golfe d'Aden et la Mer Rouge et s'accompagne d'une rotation anti-horaire de 24° de l'Arabie.

C'est en s'appuyant sur des données bathymétriques, magnétiques, sismologiques et structurales que Manighetti *et al.* proposent en 1997 un modèle de propagation de la ride d'Aden dans le golfe de Tadjoura, modèle étendu par la suite à l'ensemble du golfe d'Aden (Figure 2-29).

La direction de  $\sigma_3$  résulte des forces aux frontières des plaques et dicte localement le sens de propagation des segments de ride aux environs des grandes fractures. Cependant, à l'échelle du golfe, la direction de propagation de la ride est oblique. Les segments de ride s'étendent donc grossièrement perpendiculairement au mouvement des plaques et se propagent vers le NW. Néanmoins, l'extension se poursuit vers le SW :

- soit en se transmettant d'un segment à l'autre le long de zones de transferts NE,
- soit par sauts successifs d'un rift secondaire à un autre au niveau de zones de « necking » orientées ESE-WSW (Manighetti *et al.*, 1997).

La ride aurait tenté par deux fois de s'orienter vers le Nord à travers le détroit de Bab El Mandeb vers 44°E (Figure 2-29). Les chemins 1 et 2 sur la Figure 2-29 représenteraient les deux tentatives de propagation de la dorsale vers le Nord, les échecs de ces tentatives s'accompagnant d'un changement d'azimut de la direction de propagation.

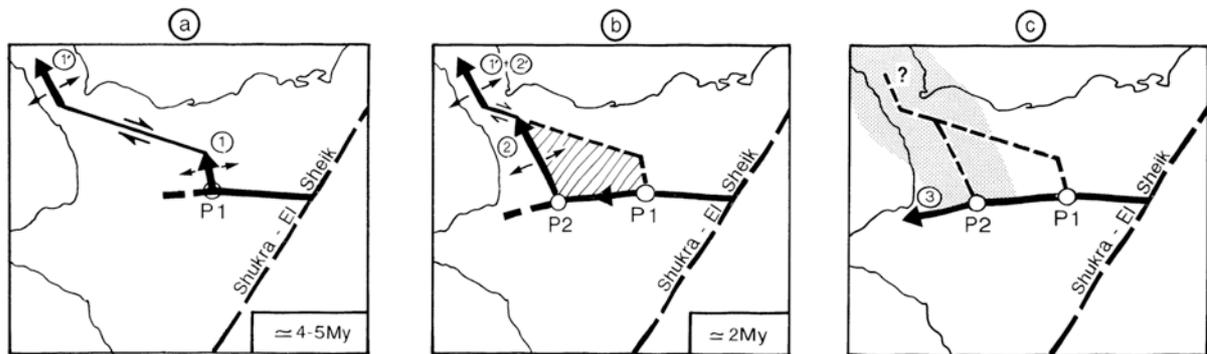


Figure 2-29 : Modèle de propagation de la ride d'Aden/ Tadjoura depuis 5 Ma (Manighetti, 1997). Les lignes de côte servent de référence géographique, les flèches noires grasses représentent la propagation du rift. Les failles transformantes transmettent l'extension dans le détroit de Bab El Mandeb (1'-2'). Les lignes en pointillés représentent les rifts avortés. La zone grisée du stade c représente le secteur où le mouvement ARA-DAN est actuellement absorbé. Après deux tentatives d'ouverture vers le Nord (P1-P2), l'extension se propage vers la dépression Afar (3)

A l'échelle du golfe, les pauses le long des discontinuités sont interprétées comme résultant de la rencontre du propageur avec d'anciennes structures transverses de la plaque Arabie-Somalie. La progression vers l'Ouest du rifting est alors discontinue, alternant des phases de propagation rapide (taux > à 10 cm/an) avec des pauses de plusieurs millions d'années le long des discontinuités principales : 4 Ma environ le long de la discontinuité d'Alula Fartak et 13 Ma environ le long de celle de Shukra-El-Sheik (Figure 2-30).

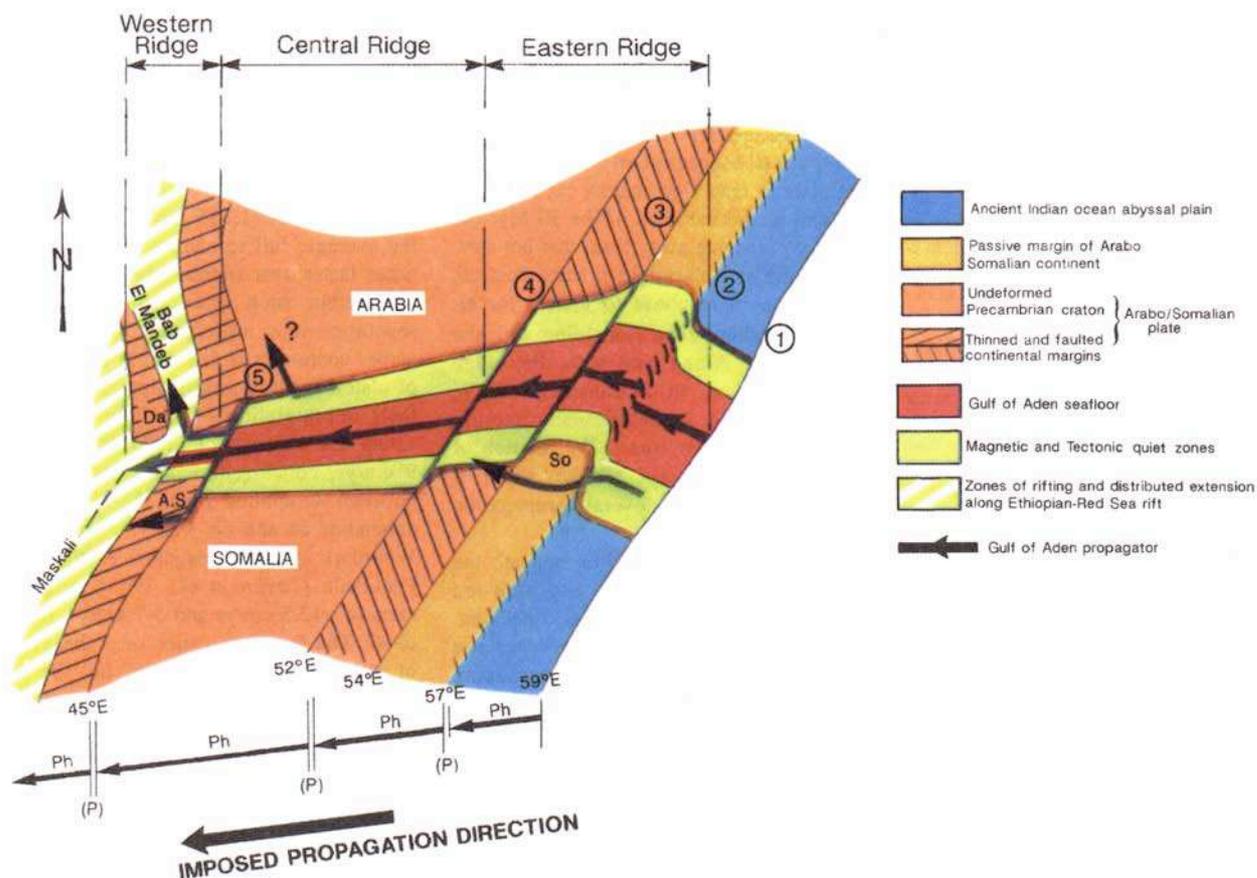


Figure 2-30 : Histoire de la propagation de la dorsale d'Aden entre 59° et 44°E. La largeur du golfe augmente d'Ouest en Est continuellement sauf au niveau des transformantes où la largeur augmente brutalement. La ride océanique progresse vers l'Ouest de manière discontinue, par étapes, en marquant des arrêts au niveau des discontinuités d'Alula-Fartak (pause de 4 Ma) et de Shukra-El-Sheik (pause de 13 Ma) (Manighetti, 1997)

Suite à la synthèse et à l'acquisition de données chronologiques, d'observations de terrain et de modélisation des anomalies magnétiques (à terre et en mer) dans la partie Ouest du golfe d'Aden et la région de l'Afar, Audin *et al.* (2004) ont proposé un modèle cinématique de propagation de la ride au cours des 10 derniers millions d'années (Figure 2-31). Ici aussi, la ride se propagerait par « sauts » successifs, les zones transformantes jouant un rôle majeur dans le transfert de l'extension.

Plusieurs auteurs s'accordent pour estimer que la dorsale du golfe d'Aden arrive au niveau de la discontinuité de Shukra-El-Sheik aux alentours de 10 Ma (Cochran, 1981; Courtillet *et al.*, 1987; Audin, 1999). L'anomalie 5 (10 Ma) est la plus vieille anomalie identifiable à l'Est de cette discontinuité alors qu'à l'Ouest, la plus vieille anomalie magnétique clairement identifiable est l'anomalie 2 (3 Ma) (Audin, 1999; Audin *et al.*, 2001). La constatation de cette dissymétrie ainsi que la datation des roches volcaniques de part et d'autre de la discontinuité Shukra-El-Sheik a amené ces auteurs à supposer que celle-ci constituerait, avec sa prolongation vers le Sud (la zone transformante de Bia Anot) une frontière rhéologique et structurale majeure dans le golfe (Audin, 1999; Audin *et al.*, 2004).

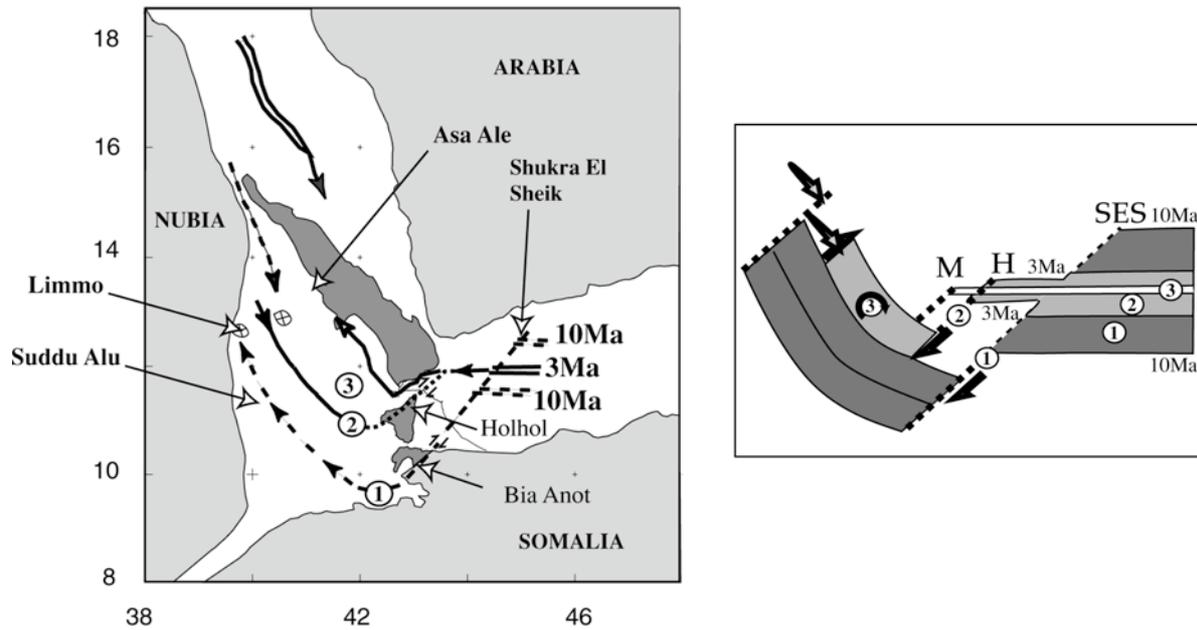


Figure 2-31 : Modèle d'Audin et al. (2004) faisant intervenir plusieurs stades d'accrétion à l'Ouest de Shukra-El-Sheik. Les domaines d'accrétion se propagent dans l'Afar par le jeu de failles décrochantes dextres. Puis, la zone d'extension se transfère à l'Ouest de Shukra-El-Sheik depuis l'anomalie 2 jusqu'à l'actuel. SES : Shukra-El-Sheik ; H : système de failles de Holhol ; M : zone transformante de Maskali (modifié d'après Audin et al., 2004)

La propagation de la ride cesserait au niveau de la discontinuité de Shukra-El-Sheik entre 20 et 10 Ma. Celle-ci transférerait alors l'extension dans la dépression proto-Afar au cours de cette période. Entre 10 et 4 Ma, la zone de déformation migrerait vers le Nord (stade 1, Figure 2-31). Le passage de la ride d'Aden à travers la discontinuité de Shukra-El-Sheik provoquerait l'abandon de cette zone de transfert au profit du système de failles de Holhol. Dans le même temps, l'accrétion océanique serait stoppée au niveau du bloc de Danakil (stade 2 : de 4 à 1 Ma, Figure 2-31). Au cours du dernier million d'années (stade 3, Figure 2-31), après un arrêt le long de la zone transformante de Maskali, la propagation de la ride d'Aden dans l'Afar se transmettrait à la zone de rift de Ghoubbet (Figure 2-7).

## SYNTHESE

---

La plaque arabe est issue de la fragmentation mésozoïque du Gondwana. Celle-ci a provoqué la formation d'un ensemble de bassins, orientés obliquement par rapport à la direction actuelle du golfe. Il est classiquement considéré que l'ouverture du golfe d'Aden résulte de la propagation WSW de la ride de Carlsberg vers le point chaud des Afars au cours de l'oligo-miocène. Les modalités de propagation de la ride font encore débat, les principaux modèles s'opposant sur le rôle supposé des grandes discontinuités (Shukra El Sheik et Alula Fartak). Celles-ci provoqueraient (e.g. Manighetti et al., 1997) ou non (e.g. d'Acremont et al., 2006) des pauses dans la propagation de la ride vers le point chaud.

L'orientation actuelle du golfe (075°E) ainsi que sa cinématique actuelle globale (environ 30°E de divergence) résultent d'un rifting oblique. Les modèles analogiques de rifting oblique faisant intervenir une lithosphère homogène n'expliquent qu'en partie le réseau complexe des failles normales observé en Oman et au Yémen (Cochran, 1981; Courtillot *et al.*, 1987; Audin, 1999). La réactivation des bassins mésozoïques au cours du rifting oligo-miocène semble donc avoir joué un rôle important dans la structuration actuelle de la marge (e.g. Bellahsen et al., 2006). Cependant, celle-ci ne semble pas avoir influencé significativement la direction de propagation de la ride.

Actuellement, les modalités de l'étirement et de l'amincissement lithosphérique lors d'un rifting sont encore assez mal contraints, notamment en présence des structures héritées. Des mouvements verticaux associés à ces processus d'ouverture, principalement post-rift, ont souvent été observés et décrits le long de certaines marges passives (marges Sud africaine, brésilienne, Nord atlantique...). La particularité du golfe d'Aden étant de présenter à l'affleurement une partie de la marge, l'étude de l'enregistrement sédimentaire permet de retracer les principaux mouvements verticaux de la marge, depuis les processus de déchirure continentale jusqu'à l'océanisation du golfe. C'est dans cette optique que nous avons abordé l'étude sédimentologique au Dhofar présentée dans le chapitre suivant.



## CHAPITRE 3

### ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES MOUVEMENTS MOUVEMENTS VERTICAUX DE MARGE DU DHOFAR (OMAN)

<b>3.1 CADRE STRUCTURAL.....</b>	<b>82</b>
<b>3.2 LES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DU DHOFAR .....</b>	<b>83</b>
3.2.1 Les formations anté-crétacées .....	83
3.2.1.1 Le socle cristallin et métamorphique (roches cristallines de Marbat).....	83
3.2.1.2 Formation d'El Hota-Ain sarit.....	84
3.2.1.3 Les grès de Marbat.....	84
3.2.2 Les groupes et formations crétacées .....	84
3.2.2.1 La Formation de Qishn.....	85
3.2.2.2 Le groupe de Qamar.....	85
3.2.2.3 La Formation de Qitqawt .....	86
3.2.2.4 Le groupe d'Aruma.....	86
3.2.3 Les unités lithostratigraphiques tertiaires.....	86
3.2.3.1 Le cycle Paléocène-Eocène inférieur : le groupe d'Hadramaut.....	86
3.2.3.2 Le cycle Eocène terminal-Miocène moyen : le groupe du Dhofar.....	88
3.2.3.3 Le cycle Miocène moyen-Pliocène : le groupe Fars .....	96
3.2.4 Les dépôts quaternaires .....	97
<b>3.3 ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA MARGE NORD DU DHOFAR .....</b>	<b>98</b>
3.3.1 Enregistrement du soulèvement pré-rift .....	98
3.3.2 Episode de subsidence maximale : le dépôt de la formation de Mughsayl.....	98
3.3.3 L'évolution « post-rift » .....	99
3.3.3.1 Le soulèvement burdigalien-langhien .....	99
3.3.3.2 Le soulèvement plio-quaternaire .....	100
<b>3.4 ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG DE LA MARGE, D'UN SEGMENT A L'AUTRE DE LA MARGE (D'OUEST EN EST).....</b>	<b>102</b>
3.4.1 Enregistrement d'une pente régionale du Rupélien au Serravalien dans l'ensemble plaine de Salalah-graben d'Ashawq.....	102

3.4.2 Mise en évidence de zones de subsidence d'amplitudes différentes.....102

**3.5 LIEN TERRE-MER ..... 104**

# CHAPITRE 3

---

## ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA MARGE DU DHOFAR (OMAN)

Les premiers modèles conceptuels d'amincissement de la lithosphère (e.g. McKenzie, 1984; Wernicke, 1985) ne rendent pas compte de la complexité des structures observées le long des marges passives ou dans les zones de rift (épaulements du rift plus ou moins marqués, disymétrie de certaines marges, persistance de topographies élevées, etc....). Les modèles se sont progressivement complexifiés de façon à rendre compte de cette variabilité. Deux grandes tendances ont prédominé:

- d'une part le nombre de paramètres considérés est de plus en plus important (paramètres thermiques – mécaniques – rhéologiques) ce qui permet d'aboutir à une rhéologie de plus en plus réaliste de la lithosphère ;

- d'autre part, ces nouveaux modèles intègrent les rétroactions que ces différents paramètres exercent les uns sur les autres. Par exemple, ils considèrent que la dynamique des processus de surface (érosion, sédimentation) se répercute directement sur le comportement mécanique de la lithosphère.

Même si la performance croissante des modélisations numériques améliore notre compréhension des mécanismes d'évolution du rifting et du comportement de la lithosphère pendant l'extension, ces modèles ne sauraient être validés sans être comparés aux études de terrain des marges passives. Or, les données disponibles actuellement proviennent essentiellement de marges passives mésozoïques, souvent ensevelies sous d'importants sédiments post-rifts et/ou masquées par des dépôts salifères et le long desquelles les données thermiques reflètent les premiers stades de formation de la marge. Ainsi, l'étude de l'enregistrement sédimentaire le long d'une marge jeune, à faible sédimentation post-rift, comme la marge Nord du golfe d'Aden est essentielle. Celle-ci a de plus la particularité d'affleurer dans la région du Dhofar ce qui permet une étude *de visu* d'un enregistrement sédimentaire qui n'est appréhendé ordinairement que par l'intermédiaire de la sismique et des forages.

Après avoir rappelé le cadre structural de la région (paragraphe 3.1.), nous décrirons succinctement les unités lithostratigraphiques de la région en nous référant pour cela aux travaux de Platel et Roger menés dans la région (Platel et Roger, 1989; Roger *et al.*, 1989; Platel *et al.*, 1992a; Platel et Roger, 1992; Platel *et al.*, 1992b).

Puis nous décrirons à partir de nos observations les principales caractéristiques des dépôts syn- et post-rifts affleurant dans les grabens de la région (graben d'Ashwaq-plaine de Salalah, graben d'Haluf, de Sala'afan) et dans les zones de Sharbithat et Shuwaymiyah. Nous déduirons de nos observations la dynamique verticale de la marge enregistrée par ces dépôts au cours du rifting et de la déchirure continentale (paragraphe 3.2.3.). A partir de ces observations, nous proposerons un schéma global de l'évolution verticale de la marge Nord omanaise pendant et après le rifting. Enfin (paragraphe 3.4.), nous discuterons des variations d'enregistrement sédimentaire le long de la marge.

### Remarque :

- dans ce chapitre, nous utiliserons l'abréviation « Fm » pour « Formation »,
- de même, nous adopterons par souci de clarté la nomenclature proposée par Manighetti *et al.* (1997) c'est-à-dire que nous parlerons de ride d'Aden à l'Ouest de la zone de fracture d'Alula-Fartak et de ride de Sheba à l'Est. La nomenclature internationale n'est pas adaptée aux études de détail effectuées dans le golfe d'Aden depuis une dizaine d'années.

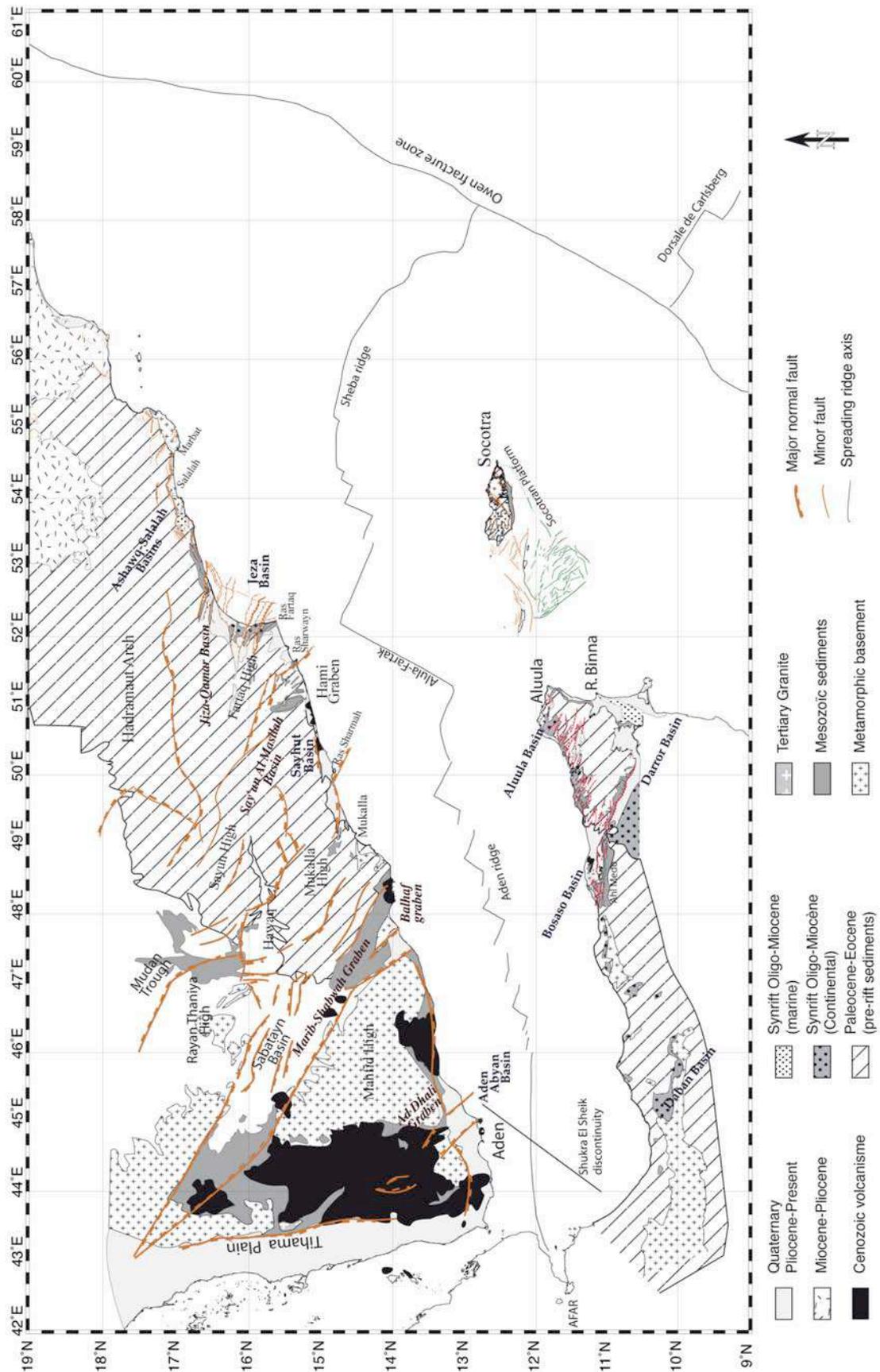


Figure 3-1 : Carte géologique simplifiée et structurale des marges Nord et Sud du golfe d'Aden (d'Acremont, 2002)

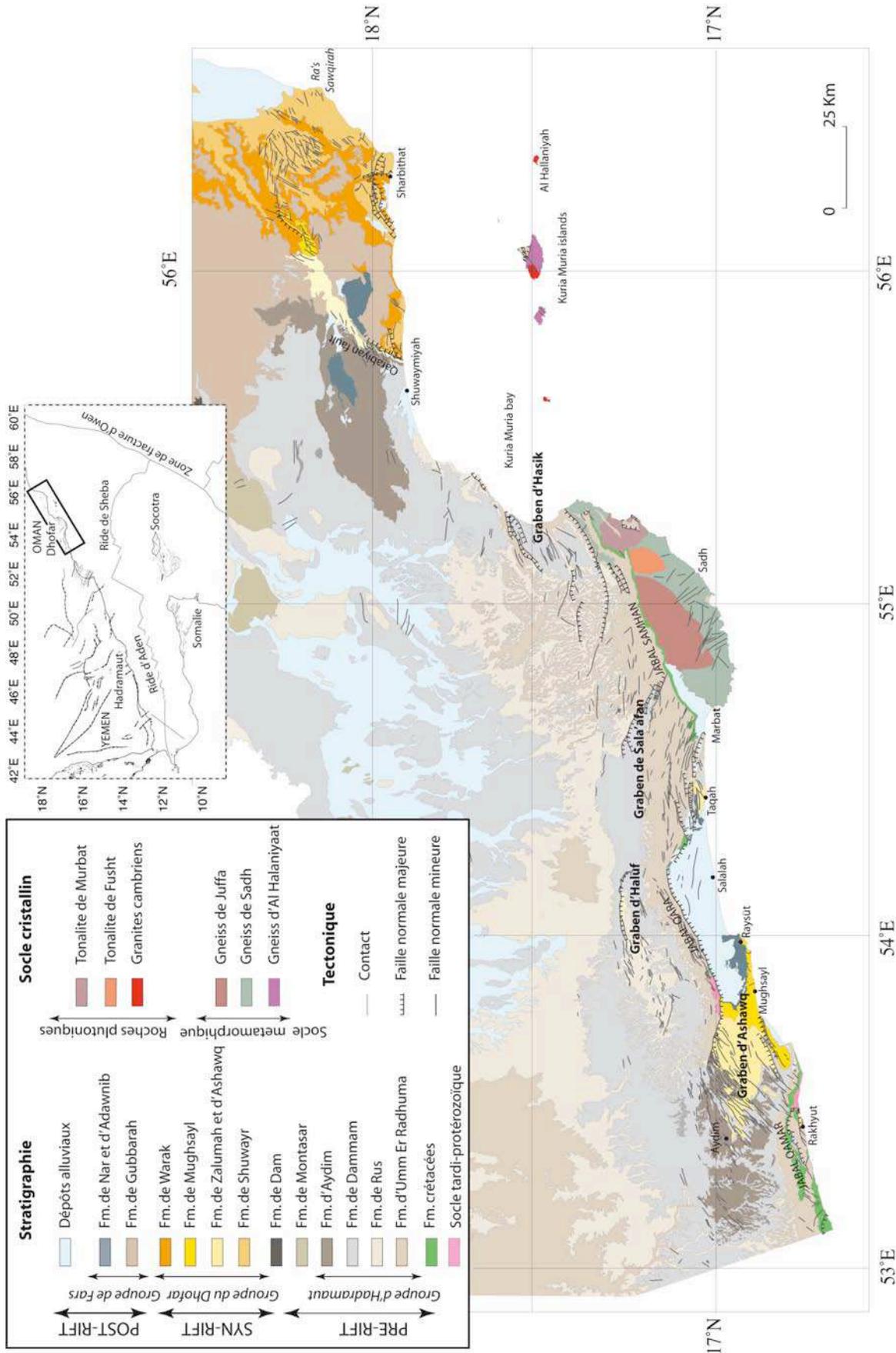


Figure 3-2 : Carte géologique simplifiée de la région du Dhofar

### 3.1 CADRE STRUCTURAL

Situé au Sud-Est de la péninsule arabique, à l'entrée du golfe d'Aden et en façade de l'océan Indien, le Dhofar est la région la plus méridionale du Sultanat d'Oman (Figure 3-3). Elle fait partie d'un vaste plateau monoclinale situé entre le secteur de Al Mukalla au Yémen du Sud et celui de Hausli en Oman (Figure 3-1). Cette plate-forme, dont l'altitude culmine entre 1000 m et 2000 m, est affectée d'un très léger pendage vers le Nord vers le désert de Rub al Khali qui occupe le centre de la péninsule arabique. Au Sud, elle est limitée par un alignement quasi-continu d'immenses falaises calcaires éocènes (Fm. d'Umm Er Radhuma), parfois hautes de plus de 300 m et culminant à 1800 m (Jabals Al Qamar, Qara et Samhan) (Platel et Roger, 1989). Ces escarpements à regard Sud (Jabal al Qamar, Jabal Qara et Jabal Samhan), constituent les épaules Nord du rift (Figure 3-2). La région du Dhofar est essentiellement composée de terrains mésozoïques et cénozoïques, l'affleurement des terrains anté-mésozoïques étant limité à la périphérie Sud du plateau. Le domaine à structuration tertiaire s'étire sur toute la bordure côtière mais sa largeur n'excède pas 100 km. Le socle paléozoïque métamorphique, composé en majeure partie de gneiss et de granodiorites, affleure largement au pied du Jabal Samhan entre les villes de Marbat et de Sadh (Figure 3-2). Cette région est profondément disséquée par un intense réseau de wadis dont l'incision diminue en allant vers le cœur du désert (cf. Figure 1.15).

Deux ensembles, structurés pendant l'ouverture du golfe d'Aden, peuvent être distingués :

- au Nord, la zone des grabens qui découpe le Sud du plateau monoclinale,
- au Sud, la bande côtière effondrée.

Quatre grabens N110°, dont l'axe plonge généralement vers l'Est, sont disposés en échelon le long de la ligne de côte de direction N75°E. Plus ou moins profonds et de largeur variable, ils s'impriment dans le plateau des calcaires éocènes (Figure 3-2) (Platel et Roger, 1989).

Le plus important d'entre eux est le graben d'Ashawq au sein duquel les sédiments syn-rifts de l'Oligo-Miocène affleurent largement. Il s'étend sur 40 km de long et 20 km de large au maximum entre les villes d'Aydim et de Raysut (Figure 3-2). Il se prolonge à l'Est au niveau de la plaine de Salalah. Trois segments de faille, alternativement N110°E, N70°E puis N110°E d'Ouest en Est, limitent au Nord l'ensemble constitué par le graben d'Ashawq et sa continuité à l'Est, la plaine de Salalah. Le rejet maximum de cette faille se situe sous la plaine de Salalah où les données du forage effectué à l'occasion de l'aménagement de l'aéroport de la ville indiquent la base du syn-rift à 1500 m de profondeur (Roger et al., 1989). Dans la partie Ouest du graben d'Ashawq, le jabal Al Qamar est intensivement disséqué par des failles NE à ENE qui viennent se connecter sur sa branche Nord. Ces dernières seraient néoformées et les principales réactivées (Bellahsen *et al.*, 2006).

Au Nord du jabal Qara, le graben d'Haluf est limité par des failles EW qui tournent en N70°E dans sa partie Ouest (Figure 3-2). Plus à l'Est, au Nord du jabal Samhan, le graben de Sala'afan est limité par des failles N110°E qui s'orientent en EW dans sa partie Ouest. Que les sédiments syn-rifts aient été érodés ou ne se soient pas déposés, c'est à l'heure actuelle le seul graben à ne pas avoir préservé de sédimentation syn-rift. Le graben le plus oriental est le graben d'Hasik, vaste structure NE-SW de 40 km de longueur et de 5 km de largeur, qui se prolonge à l'Est dans la baie de Kuria Muria (Figure 3-2).

Les failles majeures actives durant le rifting oligo-miocène ont donc des formes sigmoïdales. Elles sont composées de segments de différentes orientations parmi lesquelles trois directions principales : N70°E, EW et N110°E. Des déplacements significatifs, de l'ordre de la centaine de mètres, sont advenus le long de ces failles principales (e.g. Platel et Roger, 1989; Bellahsen *et al.*, 2006).

La lithostratigraphie des différentes formations affleurant dans la région est développée dans le paragraphe suivant. Les données concernant les formations ante-crétacées et crétacées résultent essentiellement du travail de cartographie réalisé dans la région par le BRGM. La lithostratigraphie des formations tertiaires a été complétée par nos observations de terrain et mise en perspective dans le cadre de l'évolution verticale de la marge.

## 3.2 LES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DU DHOFAR

### 3.2.1 Les formations anté-crétacées

#### 3.2.1.1 Le socle cristallin et métamorphique (roches cristallines de Marbat)

Affleurant largement à l'Est de la ville de Marbat, le socle est constitué principalement de gneiss et de granodiorites. Il est traversé par un réseau dense de dykes et de roches intrusives basiques à acides. Les datations K-Ar indiquent un âge compris entre 770 et 510 Ma (Précambrien à Cambrien) alors que les dykes (dolérite, quartz, porphyre) sont datés de l'Ordovicien au Dévonien (rapport inédit de la mission japonaise « Metal Mining Agency of Japan de 1980).

	AGE	GROUPES	FORMATION	
CENOZOÏQUE	QUATERNAIRE			
	PLIOCENE			
	MIOCENE	Supérieur	FARS	NAR
		Moyen		ADAWNIB
		Burdigalien	DHOFAR	MUGSHAYL
		Aquitainien		ASHAWQ
	OLIGOCENE			ZALUMAH
			HADRAMAUT	AYDIM
				DAMMAM
	EOCENE	Priabonien		RUS
		Bartoniien		UMMER RADHUMA
		Lutétien		
	Yprésien			
	PALEOCENE			
MESOZOÏQUE	Maastrichtien	ARUMA	SARWAYS	
	Campanien		SAMHAN	
	Santonien			
	Coniacien		QITQAWT	
	Turonien	QAMAR	DHALQUT	
	Cenomanien		KHARFOT	
	Albien			
	Aptien		QISHN	
	Barrémien			
	Berras- Hauteriviien			
	PALEOZOÏQUE	JURASSIQUE		
TRIAS				
PERMIEN			? FORMATION DES GRES DE MARBAT	
CARBONIFERE				
DEVONIEN				
SILURIEN				
ORDOVICIEN				
CAMBRIEN			FORMATION DE EL HOTA-AIN SARIT	
PRECAMBRIEN			ROCHES CRISTALLINES DE MURBAT	

Figure 3-3 : Les unités lithostratigraphiques du Dhofar (modifié d'après Roger et al., 1989)

### 3.2.1.2 Formation d'El Hota-Ain sarit

Cette série sédimentaire décrite par Beydoun (1964) affleure de façon discontinue au pied de la ligne d'escarpements des Jabal Al Qamar et Jabal Qara. Elle est constituée d'un puissant ensemble d'alternances de quartzites, de grauweekes et de shales. Ces dépôts d'origine turbiditique montrent une organisation séquentielle avec des figures d'écoulement à la base des bancs. Des dépôts de talus à éléments grossiers ont également été décrits (Beydoun, 1964).

Cette formation intensément plissée selon une direction de compression ESE-WNW, est fortement diagenétisée, non métamorphique cependant. Au Dhofar, leur rapport avec les grès de Marbat n'est pas observable (Platel et Roger, 1989).

### 3.2.1.3 Les grès de Marbat

Ces dépôts détritiques sont constitués d'une épaisse série (plus de 1700 m) bien litée, gréseuse à shaleuse. A leur base, la présence de tillites caractéristiques témoignent de leur origine glaciaire à périglaciaire (Qidwai *et al.*, 1988; Rieu *et al.*, 2006). Braakman *et al.* (1982) leur attribuaient un âge carbonifère à permien en se basant sur leur similarité avec les roches du groupe d'Haushi du Dhofar oriental alors que Rieu *et al.* (2007) proposent un âge néo-protérozoïque.

## 3.2.2 Les groupes et formations crétacées

La transgression mésozoïque atteint le Dhofar au Crétacé inférieur, à la suite d'une longue période d'érosion et de pénélplanation affectant le socle de Marbat et les dépôts sédimentaires anciens. Elle a débuté dès le Jurassique inférieur et moyen dans l'Oman intérieur (e.g. Hughes Clarke, 1988) et au Yémen du Sud (Beydoun, 1964; Beydoun et Greenwood, 1968). Au Dhofar, la transgression mésozoïque débute par les dépôts du Barrémien-Aptien (Roger *et al.*, 1989). Aucun terrain n'a été daté du Jurassique bien que nous ne soyons pas en mesure de confirmer (ou d'infirmer) l'absence de dépôt au cours de cette période.

Les sédiments crétacés affleurent essentiellement le long d'une bande côtière étroite et discontinue et sont recouverts par la puissante série carbonatée paléogène. Ils présentent peu de variations latérales de faciès mais d'importantes variations d'épaisseur passant de plus de 1500 m de puissance à la frontière avec le Yémen à quelques mètres seulement dans la partie orientale du Jabal Samhan (Roger *et al.*, 1989) (Figure 3-4).

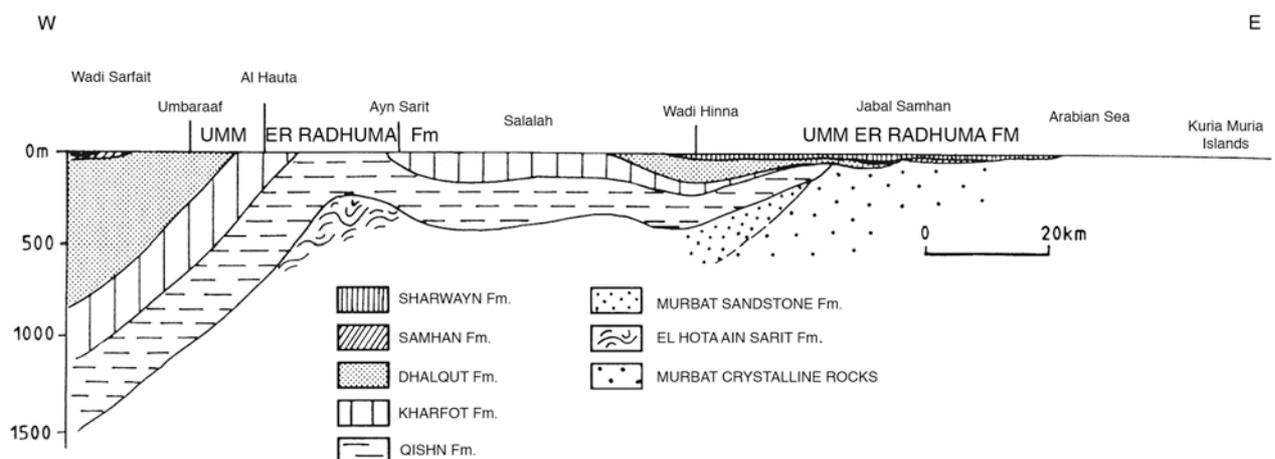


Figure 3-4 : Coupe schématique des formations crétacées sous la discordance Paléocène le long de la ligne d'escarpement (Platel et Roger, 1992)

Ces dépôts, caractéristiques de dépôts carbonatés de plate-forme lagunaire (Robertson et Bamakhalif, 1993), peuvent être scindés en trois grandes séquences sédimentaires limitées par des discontinuités majeures :

- la Fm. de Qishn : séquence barrémo-aptienne de dépôts détritiques puis carbonatés,
- les Fm. Kharfot et de Dhalqut du groupe de Qamar : séquence albo-cénomaniennne (à turonienne ?) de dépôts marno-carbonatés,
- les Fm. Samhan puis de Sharwayn, du groupe d'Aruma : séquence peu épaisse, datée du Santonien au Maastrichtien, à dépôts détritiques et carbonatés.

### 3.2.2.1 La Formation de Qishn

Épaisse de plus de 450 m vers Dhalqut, la formation s'amincit rapidement vers l'Est passant dans l'extrémité orientale du Jabal Samhan à des dépôts détritiques continentaux peu épais (15 m) (Roger *et al.*, 1989). Dans la coupe de référence prise au Dhofar, les premiers dépôts transgressifs et discordants sur les terrains anciens sont des sédiments principalement détritiques, conglomératiques à gréseux, en partie dolomitiques. Ils indiquent un environnement lagunaire soumis à un fort apport terrigène. Ils sont ensuite relayés par des alternances de marnes et de calcaires biomicritiques, pour partie dolomitisés, comportant une faune caractéristique d'un milieu de plate-forme. La formation s'achève par des calcaires biomicritiques à faune de plate-forme qui forment une barre résistante bien exprimée dans le paysage. En l'absence de faune significative, le haut de la formation est considéré comme Aptien moyen par comparaison avec les données de subsurface qui reconnaissent une discordance à la limite Aptien-Albien (Roger *et al.*, 1989).

### 3.2.2.2 Le groupe de Qamar

Les dépôts albo-cénomaniens, compris entre deux discontinuités majeures, ont été rassemblés dans le groupe de Qamar, défini par Roger *et al.* (1989). La première discontinuité, majeure mais non angulaire, marque le passage des dépôts de la formation de Qishn aux dépôts marno-carbonatés sus-jacents. La seconde, encore plus marquée, limite le groupe à son sommet.

Au Dhofar, le groupe de Qamar est divisé en une unité basale (Fm. de Kharfot) à alternances marno-carbonatées et une unité sommitale (Fm. de Dhalqut) où les alternances marno-carbonatées passent progressivement à des dépôts carbonatés. Ainsi, ces dépôts essentiellement marno-carbonatés diffèrent des faciès détritiques de leur équivalent latéral connu au Yémen sous le nom de Fm. d'Harshiyat (Beydoun et Greenwood, 1968).

#### ► La Fm. de Kharfot

Après une érosion probable au cours de l'Aptien supérieur, la Fm. de Kharfot marque le retour de dépôts marins de plate-forme (Roger *et al.*, 1989). Ceux-ci montrent une alternance de marnes à orbitolines et de calcaires biomicritiques, plus rarement calcarénitiques. La Fm. de Kharfot est absente à l'aplomb de l'axe de l'arche de l'Hadramaut (Beydoun, 1964) et se limite à la partie septentrionale du Dhofar où elle s'épaissit très rapidement en direction du SSW atteignant plus de 300 m de puissance près de Dhalqut.

#### ► La Fm. de Dhalqut

En continuité stratigraphique avec la Fm. de Kharfot, ces dépôts témoignent d'une accentuation de la différence de subsidence entre une large zone centrale où les dépôts n'excèdent pas 200 m et une zone SW où l'épaisseur de la série dépasse 800 m vers Dhalqut.

### 3.2.2.3 La Formation de Qitqawt

La fin du groupe de Qamar est marquée par une discontinuité majeure, reconnue à l'échelle du craton arabe. Cet épisode régressif se traduit par une forte érosion du bâti crétacé et des roches plus anciennes et donne naissance aux altérites bauxitiques de la Fm. de Qitqawt. Très discontinus et épais au maximum de 5 m, ces dépôts existent principalement dans le Jabal Samhan et dans l'Ouest du Jabal al Qamar. Au Dhofar, la durée d'émersion s'étend du Turonien au Santonien inférieur (?) (Roger et al., 1989).

### 3.2.2.4 Le groupe d'Aruma

Après cette phase d'érosion et d'altération régionale, une transgression marine très marginale envahit le Dhofar au cours du Crétacé supérieur. Aux puissantes séries du Crétacé « moyen » (plus de 1500 m localement) succèdent donc des dépôts carbonatés peu épais soumis à une forte influence terrigène.

Ces dépôts, compris entre la discordance coiffant le groupe de Qamar et la discordance Crétacé-Tertiaire, sont classiquement rassemblés dans le groupe d'Aruma, défini à l'origine en Arabie Saoudite (Powers *et al.*, 1966). Au Dhofar, ce groupe a été divisé en 2 formations séparées par une discontinuité mineure :

- la Fm. de Samhan. D'extension très réduite, ces terrains sont caractérisés par des dépôts carbonatés de plate-forme interne.
- la Fm. de Sharwayn. Peu épais, ces dépôts restent caractéristiques d'un environnement marin peu profond sous influence continentale. Ils présentent de grandes variations latérales de faciès.

Au Dhofar, les dépôts mésozoïques sont donc peu représentés et de manière discontinue. Ce n'est pas le cas des dépôts cénozoïques qui forment une puissante série pouvant atteindre 1700 m et constituent la grande majorité des roches affleurantes au Dhofar (Platel et Roger, 1989). Ce sont ces derniers que nous avons particulièrement observés au cours de notre étude de terrain.

## 3.2.3 Les unités lithostratigraphiques tertiaires

La série tertiaire se caractérise par l'accumulation de dépôts essentiellement carbonatés, le plus souvent très bioclastiques. Limitée au Sud par les escarpements des Jabals al Qamar, Qara et Samhan, elle plonge au Nord en direction du désert de Rub'al Khali.

Discordants sur les formations crétacées, les terrains cénozoïques se composent d'une première séquence paléocène à éocène formant le groupe d'Hadramaut, surmontée après une discontinuité par la séquence éocène supérieur à oligocène inférieur du groupe du Dhofar (Platel et Roger, 1989). Ses termes les plus supérieurs sont exposés dans le graben d'Ashawq (Figure 3-2).

### 3.2.3.1 Le cycle Paléocène-Eocène inférieur : le groupe d'Hadramaut

Le groupe d'Hadramaut a été défini au Yémen par Beydoun (1964). Il embrasse une série marine Paléocène à Eocène comprise entre la discordance Crétacé-Tertiaire et la discordance oligo-miocène du groupe du Dhofar. Cette série est caractérisée par l'enchaînement de 2 cycles en continuité stratigraphique. Elle se découpe en une formation carbonatée basale (Fm. d'Umm Er Radhuma) relayée ensuite par des dépôts évaporitiques de la Fm. de Rus. Avec une nouvelle transgression se déposent les shales puis les calcaires bioclastiques de la Fm. de Damman. Ces

derniers sont surmontés par les dépôts calcaires très bioclastiques de la Fm. d'Aydim contemporains de l'émergence d'une large part de la péninsule arabique (Robertson et Bamakhalif, 1993).

### 3.2.3.1.1 *Le cycle Paléocène-Eocène inférieur : Formations d'Umm Er Radhuma et de Rus*

#### ► La Fm. d'Umm Er Radhuma

Cette formation, d'abord définie en Arabie Saoudite par Powers (1966), rassemble les dépôts principalement carbonatés paléocène à éocène inférieur. Beydoun (1968) l'a redéfinie sous une acceptation plus restrictive, la limitant à la séquence carbonatée d'âge Paléocène observable au Yémen.

#### ► La Fm. de Rus

Egalement décrite en Arabie Saoudite par Powers *et al.* (1966), la Fm. de Rus se caractérise par des dépôts dolomitiques et sulfatés éocène inférieur venant en continuité sur ceux de la Fm. d'Umm Er Radhuma.

### 3.2.3.1.2 *Le cycle Eocène moyen : la Formation de Dammam*

Définie en Arabie saoudite (Powers *et al.*, 1966), la Fm. de Dammam comprend l'ensemble des dépôts marins de shales et carbonates d'âge éocène moyen venant recouvrir les dépôts régressifs de la Fm. de Rus. Au Dhofar, elle présente un net épaissement vers le Sud où sa puissance dépasse 250 m (Roger *et al.*, 1989).

### 3.2.3.1.3 *Le cycle Eocène supérieur : la Formation d'Aydim*

Au cours du Paléocène supérieur, une transgression généralisée submerge la plate-forme orientale sud-arabique qui devient subsidente (Platel et Roger, 1989). Une régression s'amorce à la fin du Bartonien (Haq. *et al.*, 1987) mais la mer se maintient au Dhofar comme en témoignent les calcaires bioclastiques éocènes de la Fm. d'Aydim (Figure 3-5) (Platel et Roger, 1989).

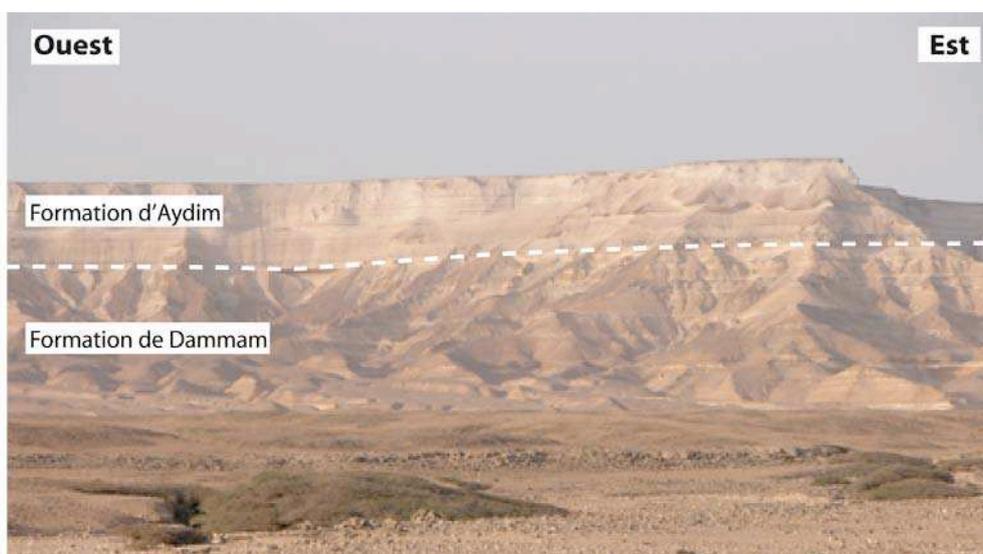


Figure 3-5 : Formation de Dammam surmontée en discontinuité sédimentaire par la formation d'Aydim (zone de Sharbithat)

Les dépôts marins de la Fm. d'Aydim n'ont d'équivalent, ni au Yémen du Sud, ni en Arabie Saoudite, émergés pendant l'Eocène supérieur. En discontinuité sédimentaire mais sans discordance avec les dépôts de la Fm. de Dammam, les calcaires bioclastiques de la Fm. d'Aydim (Figure 3-5) se sont déposés uniquement dans le Sud du Dhofar, dépassant 100 m en bordure de la mer d'Arabie (Roger *et al.*, 1989).

Cependant, l'installation de conditions régressives se poursuit et conduit à l'émersion de la région au Priabonien comme en témoignent les faciès régressifs et des phénomènes diagénétiques associés à une phase d'émersion.

### 3.2.3.2 Le cycle Eocène terminal-Miocène moyen : le groupe du Dhofar

Les séries d'âge Eocène supérieur à Miocène inférieur constituent le groupe du Dhofar, compris entre la discontinuité régionale observée au toit du groupe d'Hadramaut et la discordance angulaire qui limite la base de la Fm. d'Adawnib. Ces faciès, principalement carbonatés et marins, sont exposés à l'affleurement dans l'ensemble graben d'Ashawq-plaine de Salalah (Figure 3-2).

Une phase transgressive s'amorce à partir de l'Eocène supérieur terminal (Haq. *et al.*, 1987) et la reprise de la sédimentation se traduit en premier lieu par le dépôt des calcaires continentaux de la Fm. de Zalumah relayés progressivement par les sédiments marins de la Fm. d'Ashawq, d'âge Oligocène inférieur (Roger *et al.*, 1989).

#### 3.2.3.2.1 La Formation de Zalumah

La Fm. de Zalumah est constituée de calcaires micritiques blancs à paléosols, parfois bréchiques dont l'épaisseur n'excède pas 20 à 30 m (Figure 3-6). Relativement isopaques sur l'ensemble du Dhofar, ces dépôts sont cependant moins épais dans les grabens d'Haluf et de Sala'afan. Ils contiennent une riche faune à gastéropodes (*Lanistes*, *Pila*, *Bulimus*...), stromatolithes et charophytes (*Rhabdochara*), caractéristiques d'un environnement de dépôt continental, lacustre à palustre. Les charophytes situent l'âge de ces dépôts à l'Eocène terminal (Roger *et al.*, 1989).

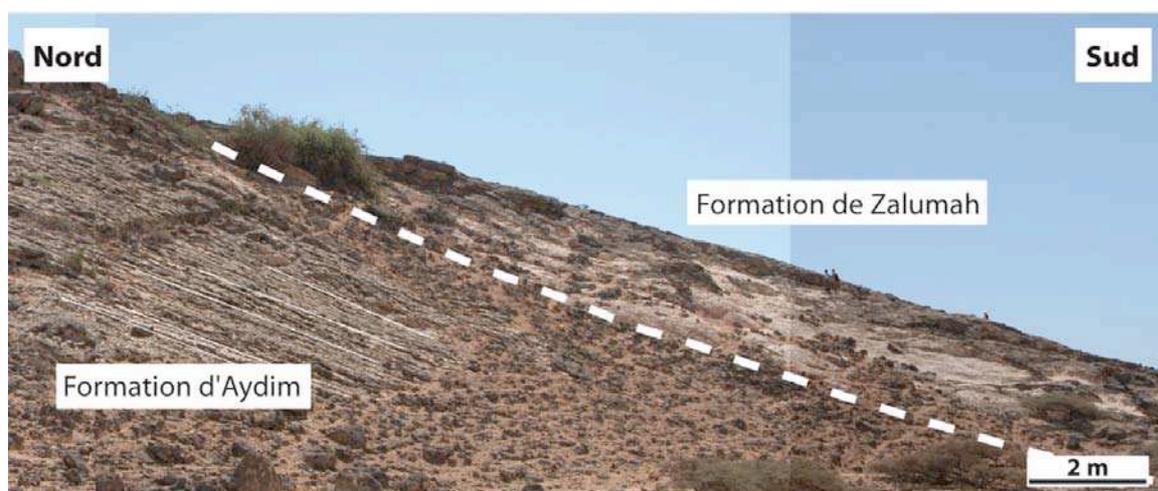


Figure 3-6 : Contact entre les Fm. d'Aydim et de Zalumah dans la région de Sharbithat

### 3.2.3.2.2 La Formation d'Ashawq

#### ► Dans le secteur du graben d'Ashawq

Cette unité regroupe les dépôts, d'abord détritiques puis carbonatés marins, d'âge Oligocène inférieur. Ils reposent en continuité apparente sur les dépôts continentaux de la Fm. de Zalumah et sont surmontés en discordance par les dépôts gravitaires de la Fm. de Mughsayl.

Les épaisseurs variables de cette formation, de 300 m aux environs de Raysut à plus de 700 m aux environs de Jabal al Qamar plus à l'Est, traduisent une subsidence différentielle du bassin à l'Oligocène (Figure 3-2).

Deux membres se distinguent au sein de cette formation :

#### ↳ Le membre de Shizar

Ce sont des dépôts argilo-sableux (marnes vertes et grès) dont l'épaisseur n'excède pas 100 m. Ils présentent quelques bancs de carbonates terrigènes et traduisent le retour progressif de la mer. Leur faune se compose d'une alternance de fossiles marins de plate-forme (Nummulites, lépidocyclines, coraux) et continentaux (dispneustes, tortues, rongeurs...). Présente dès la base des dépôts, *Nummulite fichteli* indique un âge Oligocène inférieur (Roger *et al.*, 1989).

#### ↳ Le membre de Nakhlit

L'installation d'un complexe récifal et de lagons localement préservés à l'arrière de celui-ci aboutit au dépôt des faciès carbonatés à coraux (localement dolomitiques) du membre de la Nakhlit. La plupart du temps, ces dépôts sont limités à d'étroits secteurs subsidents mais nous avons observé qu'ils s'épaississaient graduellement vers le SE du graben d'Ashawq (Figure 3-7). De plus, nous avons constaté que les faciès du membre de la Nakhlit deviennent plus externes vers le SE du Dhofar, notamment dans le secteur de Taqah et présentent des structures glissées. Ces dépôts présentent une faune abondante de foraminifères benthiques (*Peneroplis*, *Archaias*, *Austrorillina*...) ainsi que des coraux et des échinides (Roger *et al.*, 1989).



Figure 3-7 : Affleurement du membre de la Nakhlit (Fm. d'Ashawq) dans le secteur de Taqah, attestant de l'existence d'une paléo topographie au cours de son dépôt

Nous avons constaté que le membre de Shizar ne présente pas de profil de dépôt prononcé ni de polarité sédimentaire nette. Seules les variations d'épaisseur qui croissent vers l'E-ENE de l'ensemble graben d'Ashawq-plaine de Salalah accommodent des différences de subsidence qui restent encore limitées. En revanche, les variations latérales de faciès constatées dans le membre de la Nakhlit traduisent la création d'une paléotopographie au cours de son dépôt.

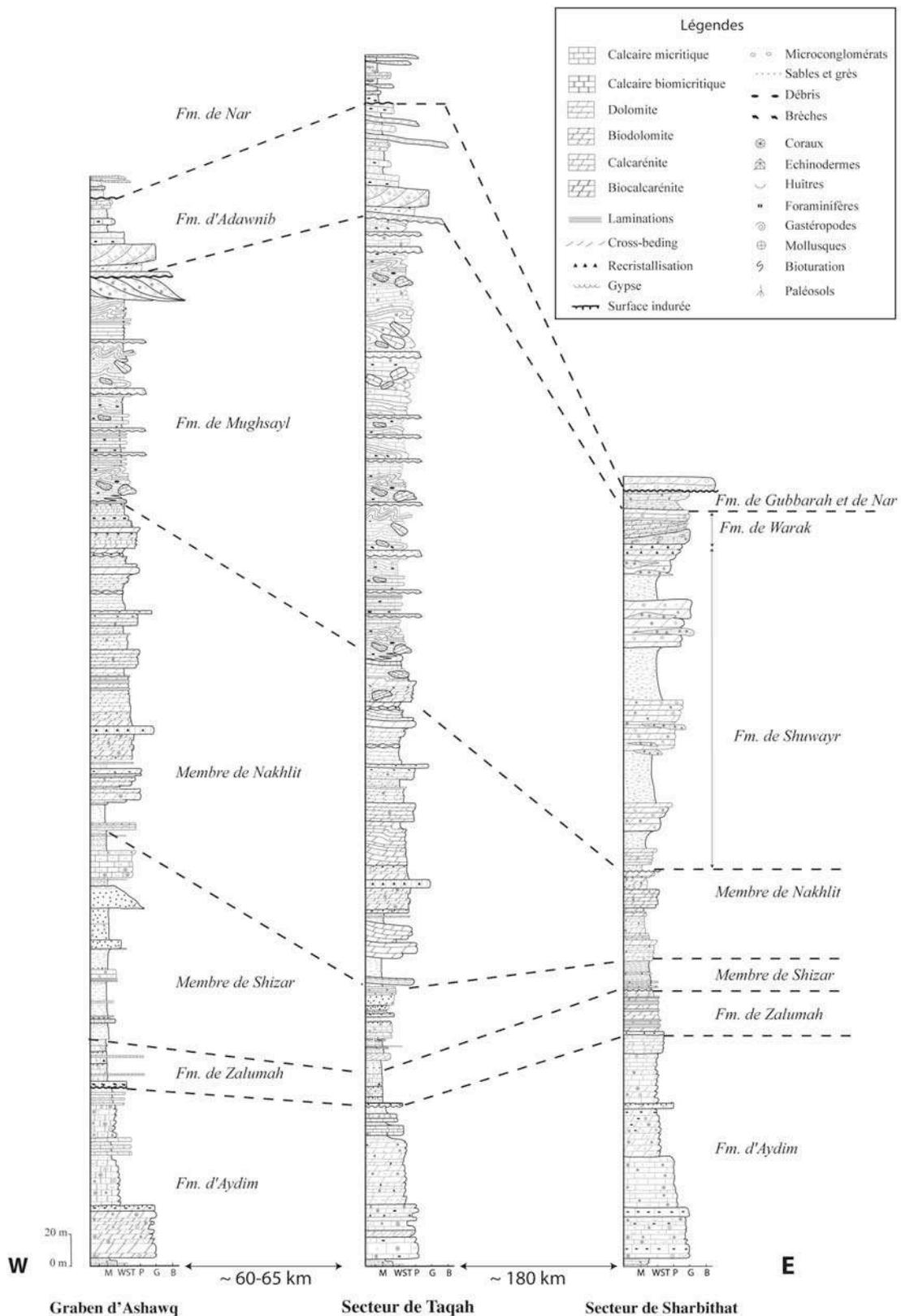


Figure 3-8 : Corrélation d'Ouest en Est des dépôts sédimentaires depuis l'Eocène supérieur à travers le Dhofar. Logs synthétiques réalisés à partir des données cartographiques de Platel et al. (1989) complétées par notre étude de terrain des sédiments syn- et post-rifts

De lagunaux restreints à l'Ouest du graben d'Ashawq (environs de la ville d'Aydim, Figure 3-2), les faciès du membre de la Nakhlit deviennent plus ouverts vers SE du graben (environs du wadi Ashawq, Figure 3-9). Par ailleurs, l'observation de figures de déstabilisation dans le secteur de la ville de Taqah montre l'existence de reliefs actifs dès le Rupélien (Figure 3-9).

Dans l'ensemble graben d'Ashawq-plaine de Salalah, nous avons montré la création progressive d'une paléotopographie, s'initiant au cours du dépôt du membre du Shizar puis s'accroissant lors du dépôt du membre de la Nakhlit. Dans un premier temps, l'établissement de la topographie est compensé par l'augmentation de l'épaisseur des dépôts puis dans un second temps, elle s'accompagne de changements de faciès, qui deviennent plus ouverts dans l'Est du bassin.

#### ► Dans le secteur de Shuwaymiyah

Les deux lithologies de la Fm. d'Ashawq, c'est-à-dire le membre de Shizar à tendance détritique et le membre plate forme carbonatée peu profonde de Nakhlit se retrouvent également dans ce secteur mais avec une puissance bien moindre. En effet, la totalité de la Fm. atteint à peine 100 m dans cette zone, contre plus de 700 m dans l'Ouest du Dhofar (Platel *et al.*, 1992a).

#### 3.2.3.2.3 La formation de Mughsayl

#### ► Dans le secteur du graben d'Ashawq

Ces épais sédiments carbonatés gravitaires (plus de 700 m) se caractérisent par la présence de brèches de talus, relayées par des alternances de bancs à faune pélagique en place et de bancs à faune benthique glissée depuis la plate-forme et remaniée (Platel et Roger, 1989). Les foraminifères pélagiques permettent d'attribuer un âge compris entre l'Oligocène inférieur terminal et le Miocène inférieur (Roger *et al.*, 1989). Ces dépôts gravitaires s'accompagnent de nombreuses figures sédimentaires caractéristiques de dépôts de pente : slumps, figures d'échappement d'eau et olistolithes de la plate-forme oligocène (Fm. d'Ashawq) (Figure 3-9). Nous les avons principalement observé dans la partie Est du graben d'Ashawq.

#### ► Dans le secteur de Shuwaymiyah

Les Fm. de Shuwayr et de Warak ont été définies à l'Est de la faille de Qarabiyan. Elles constituent une large part des calcaires affleurant dans la plaine côtière de Sharbithat et s'étendent à l'Ouest jusqu'à la ville de Shuwaymiyah ainsi que sur les flancs du wadi Warak (Figure 3-2). Leur épaisseur est comprise entre 150 et 250 m. Ces calcaires bioclastiques récifaux à coraux, bien lités, sont intercalés de debris-flow riches en fragments de coraux, spicules d'échinoïdes et foraminifères remaniés (Figure 3-8) (Platel, 1992).

Datés de l'Oligocène inférieur au Langhien inférieur par l'intermédiaire de la faune présente dans les debris-flow (lamellibranches), ces dépôts sont considérés comme synchrones des dépôts de la Fm. de Mughsayl situés plus à l'Ouest, dans la région de Salalah (Figure 3-9, Figure 3-10) (Platel, 1992).

La plus faible épaisseur de dépôts syn-rifts dans le secteur de Shuwaymiyah (Fm. d'Ashawq et de Shuwayr/Warak) comparé à celle observée dans l'ensemble graben d'Ashawq-plaine de Salalah montre une subsidence moindre de cette zone au cours de l'Oligo-Miocène.

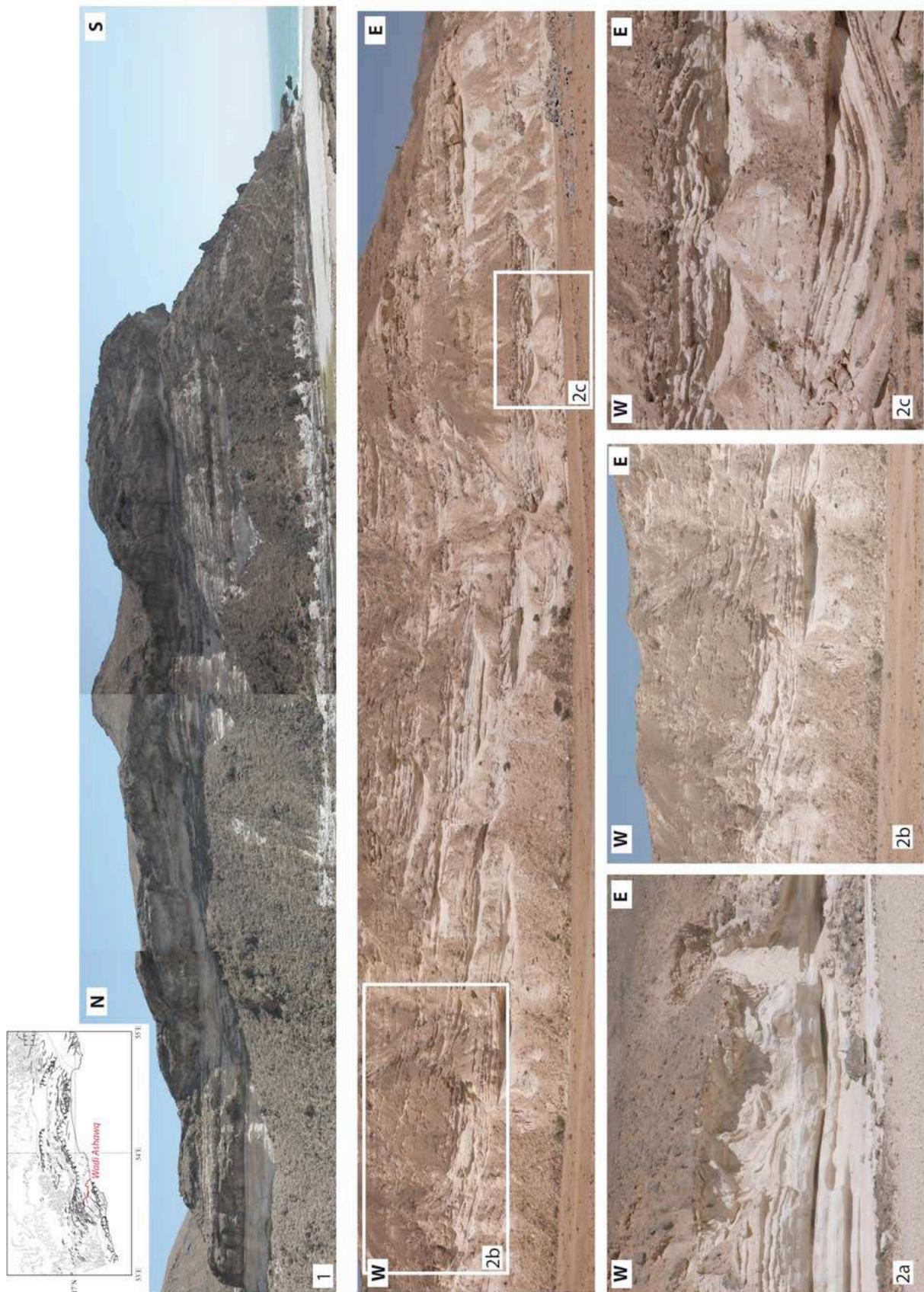


Figure 3-9 : Dépôts gravitaires à faciès profond de la Fm. de Mughsayl. Ces faciès peuvent être tabulaires (1a), présenter des figures d'échappement d'eau (1c) et sont fréquemment slumpés (2b). Photos prises dans le wadi Ashawq

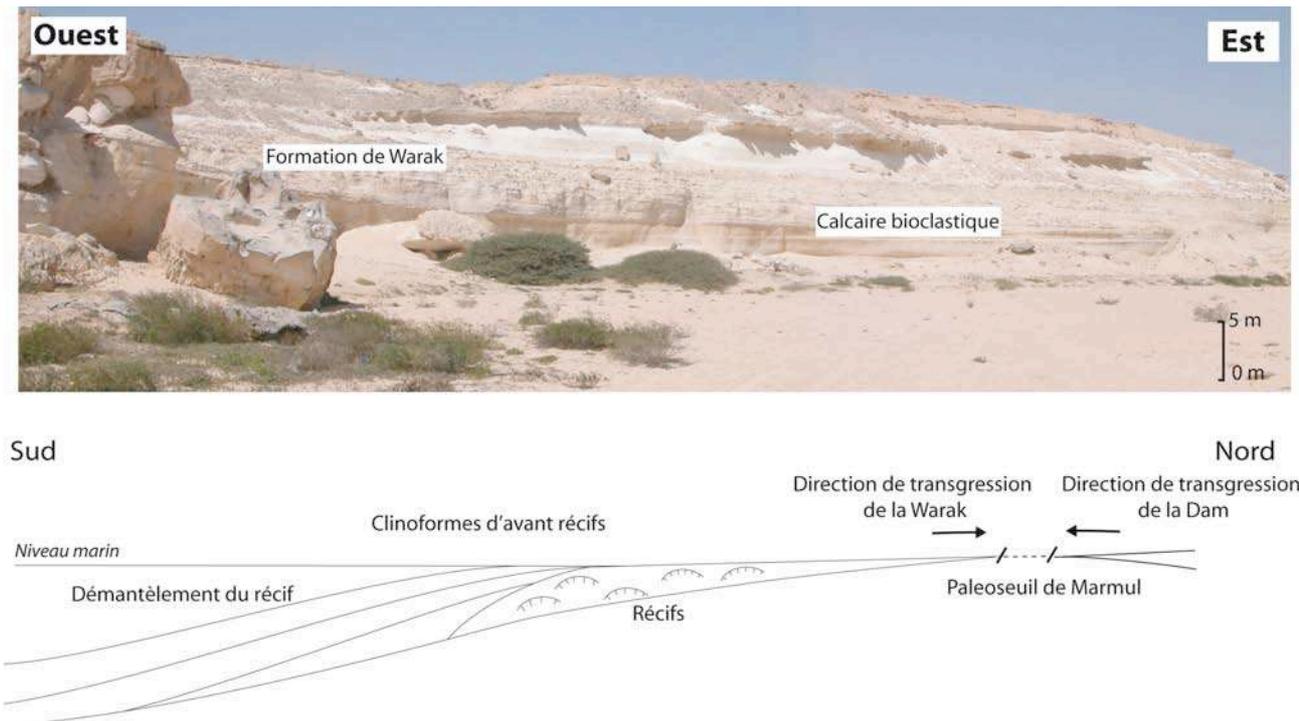


Figure 3-10 : Faciès tardif et interprétation de la formation de Warak dans le secteur de Sharbithat

**Remarque :** Les dépôts de la Fm. de Warak sont également corrélables avec ceux de la Fm. de la Dam, décrite plus au Nord. Ces calcaires de mer épicontinentale sont complètement séparés des dépôts des Fm. de la Shuwayr et de la Warak par un paléo-seuil s'étendant de Haushi-al-Huqf à Marmul (Figure 3-10).

#### ► Relations mises en évidence entre les dépôts de la Fm. d'Ashawq et de la Fm. de Mughsayl

D'après Roberston et Bamakhalif (1993), les dépôts gravitaires de la Fm. de Mughsayl ne sont pas clairement discordants sur les dépôts de plate-forme du membre de la Nakhlit. Effectivement, les relations que nous avons observé entre ces deux formations nous ont paru plus complexes (Figure 3-11). En effet, tantôt nous avons constaté un comblement en « *onlap* » par la Fm. de Mughsayl de surfaces d'érosion incisées dans la plate-forme, tantôt nous avons observé une transition latérale graduelle entre les deux faciès. De plus, les contacts entre les deux formations sont fréquemment décalés par des failles orientées N70°E (Figure 3-11). L'ensemble de ces observations témoigne donc d'une rétrogradation du système à l'Oligocène supérieur.

Dans le secteur de la ville de Sharbithat, les faciès des Fm. de Shuwayr et de Warak sont des faciès peu profonds dont l'épaisseur est moindre que celle de la Fm. de Mughsayl dans l'ensemble graben d'Ashawq-plaine de Salalah. Les faciès de démantèlement de pied de récif de la Fm. de Warak et ceux, légèrement plus distaux de la Fm. de Shuwayr, caractérisent un milieu de dépôt de type *fore-reef*. Nous avons également observé le même type de relations entre les Fm. de la Shuwayr/Warak et d'Ashawq que celles observées entre la Fm. de Mughsayl et la Fm. d'Ashawq.

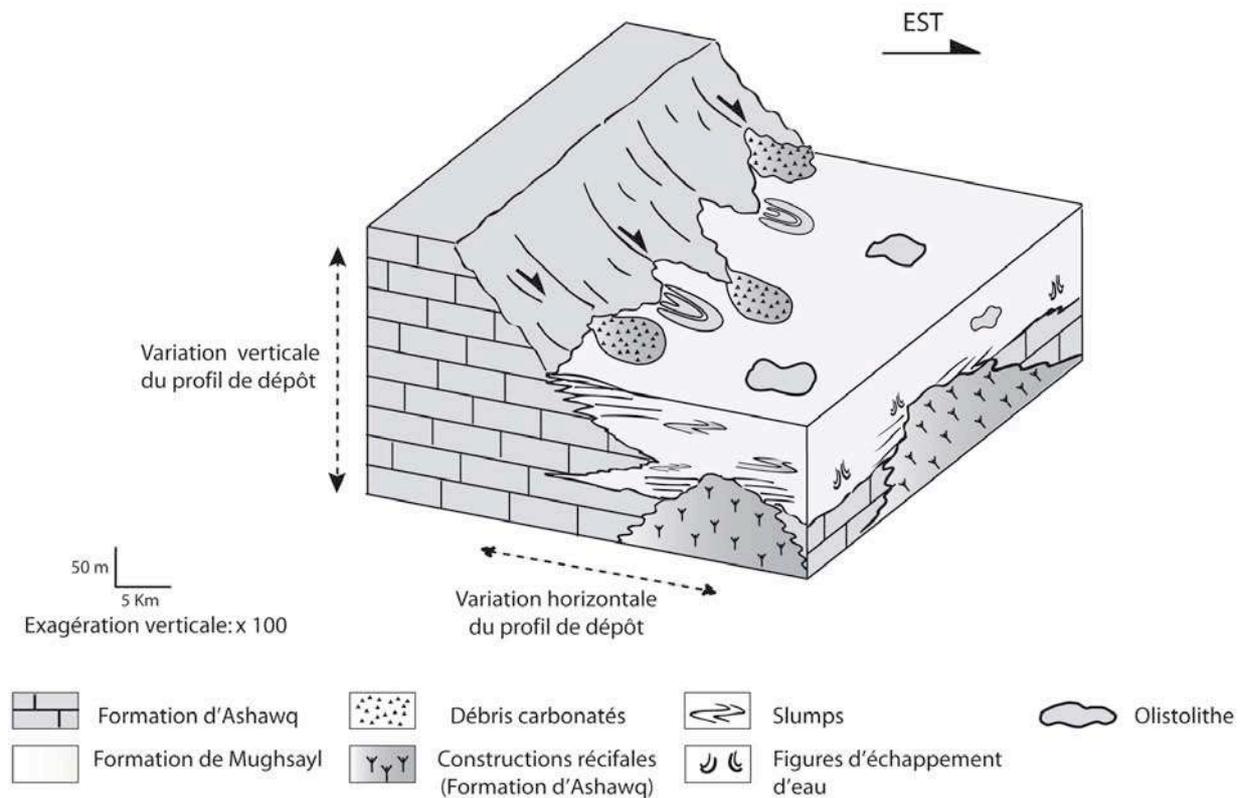


Figure 3-11 : Bloc diagramme schématique représentant les relations observées entre les dépôts de plate-forme de la Fm. d'Ashawq et les dépôts de la Fm. de Mughsayl témoignant d'une rétrogradation du système à l'Oligocène

### ► Les dépôts sommitaux de la Fm. de Mughsayl

Les dépôts sommitaux de la Fm. de Mughsayl sont construits par l'empilement de bancs conglomératiques grossiers à éléments mal classés alternant avec des calcaires récifaux à coraux, parfois bioturbés (Figure 3-12). Les arrivées successives de conglomérats, alimentées par les paléoreliefs adjacents (Fm. d'Umm Er Radhuma, d'Ashawq et de Dammam), édifient des fan deltas de type Gilbert delta.

A l'Est, dans le secteur de Sharbithat, nous avons également observé des cliniformes. Edifiés par l'accumulation de bioclastes récifaux et exempts de galets, ils traduisent une phase de comblement du bassin sans émergence, avec une topographie d'arrière-pays peu prononcée. Ils témoignent d'une phase de progradation mais dans une dynamique très différente de celle décrite précédemment dans le graben d'Asahwq. Ils ne peuvent donc pas être considérés comme étant les équivalents latéraux des cliniformes observés au sommet de la Fm de Mughshayl.

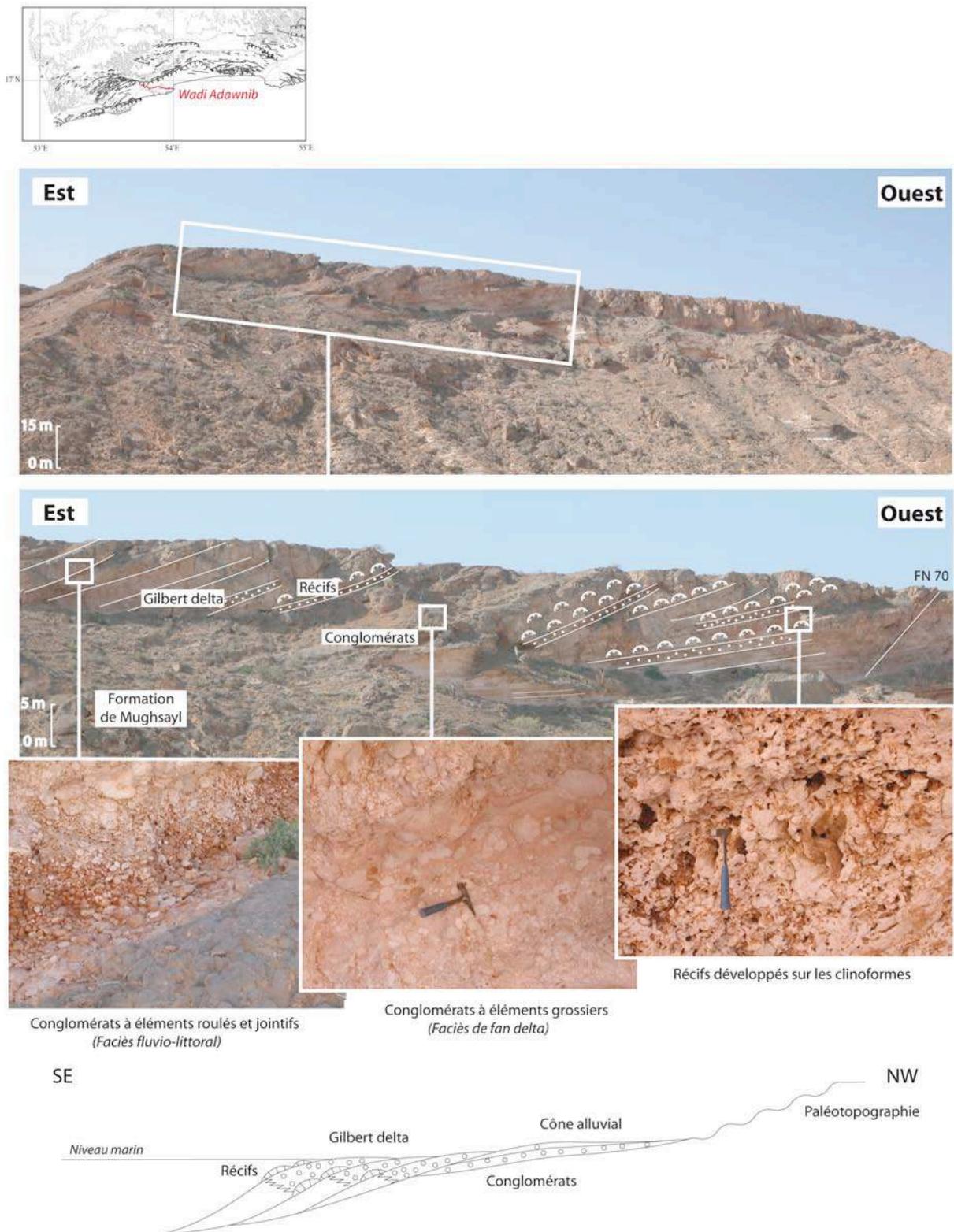


Figure 3-12 : Vue Ouest-Est du flanc du Wadi Adawnib. Cliniformes surmontant la formation de Mughsayl mettant en évidence un système progradant alternant dépôts conglomératiques et calcaires récifaux à coraux. En bas, schéma d'interprétation des faciès de comblement tardifs de la formation de Mughsayl par des Gilbert delta

**En résumé :**

Dans l'ensemble graben d'Ashawq-plaine de Salalah, des cliniformes progradants assurent le comblement du bassin à sédimentation gravitaire jusqu'à son émergence à partir du Burdigalien jusqu'au Langhien. Leur édification atteste de l'existence de reliefs actifs dont l'érosion alimente les Gilbert deltas.

La plaine de Sharbithat connaît également une phase de progradation, mais dans une dynamique de dépôt très différente, sans relief actif et sans émergence.

### 3.2.3.3 Le cycle Miocène moyen-Pliocène : le groupe Fars

#### 3.2.3.3.1 La Formation d'Adawnib

Ces dépôts marins, séparés des formations précédentes par une discordance angulaire se restreignent à la plaine de Salalah. Ils reposent :

- sur les terrains miocènes de la Fm. de Mughsayl et du membre de la Nakhlit à l'Ouest de la plaine de Salalah,
- sur les terrains crétacés du groupe d'Hadramaut à l'Est.

Leur épaisseur n'excède pas 50 m. Plus ou moins conglomératiques, ils sont limités au Nord par l'escarpement du Jabal Qara et à l'Est par le bombement de socle de Marbat. La proportion relative de conglomérats dans la formation augmente à l'approche des escarpements de failles (Platel *et al.*, 1992b).

Caractérisés par une faune marine à abondants mollusques et par une association de foraminifères benthiques en grande partie remaniés (*Lepidocyclina*, *Operculina*, *Heterostegina*...), ces terrains ont d'abord été attribués au Burdigalien (Roger *et al.*, 1989). Ultérieurement, une analyse plus fine de la faune à gastéropodes (*Cerithium*, *Terebralia bidonta*, *Neritina*...) a permis d'affiner la datation au Burdigalien supérieur-Langhien (Platel et Roger, 1992a; Platel *et al.*, 1992b).

Cependant, les imprécisions concernant la datation de cette Fm. proviennent probablement d'une confusion lors de l'échantillonnage. En effet, il nous semble que cette sédimentation cliniforme du sommet de la Fm. de Mughsayl ait été échantillonnée et interprétée comme appartenant à la base de la Fm. d'Adawnib (ce qui apparaît d'ailleurs sur la carte géologique) (Platel et Roger, 1992a). La datation qui donne un âge Burdigalien concerne donc plutôt les dépôts sommitaux de la Fm. de Mughsayl que nous avons identifiés comme étant des Gilbert deltas que la Fm. d'Adawnib elle-même.

#### 3.2.3.3.2 La Formation de Gubbarah

Dans la région de la faille de Qarabiyah, un diverticule de l'océan Indien venant du NW conduit au dépôt synchrone de la Fm. de Gubbarah. Ces calcaires marins bioclastiques à coraux et mollusques (lamellibranches : *Cardium*, *Spondylus* et gastéropodes : *Hippopuns Capsa*...) sont des dépôts de lagons et de zones plus ouvertes à récifs. Un âge Langhien terminal-Serravallien leur a été attribué à partir de l'analyse de la faune à mollusques et à foraminifères (Platel, 1992). La corrélation stratigraphique latérale que l'on peut effectuer avec la Fm. d'Adawnib est un argument supplémentaire pour attribuer un âge Langhien-Serravallien à cette dernière.

### 3.2.3.3.3 La Formation de Nar

Les dépôts détritiques de la Fm. de la Nar sont largement exposés le long du wadi Adawnib (Platel *et al.*, 1992b). En se référant au plissement de la formation, considéré d'âge alpin, Beydoun et Greenwood (1968) l'ont considérée d'âge Miocène supérieur-Pliocène. Continentaux et essentiellement conglomératiques, les dépôts de la Fm. de la Nar sont davantage rubéfiés que ceux de la Fm. de l'Adawnib. Ils présentent par ailleurs peu de variations latérales de faciès et leur épaisseur n'excède pas la dizaine de mètres (Figure 3-13) (Platel et Roger, 1992a).

Les dépôts conglomératiques de la Fm. de Nar témoignent de l'émersion définitive de la région à partir du Miocène supérieur-Pliocène.



Figure 3-13 : Discontinuité entre les formations d'Adawnib et de Nar

## 3.2.4 Les dépôts quaternaires

Les dépôts quaternaires du Dhofar rassemblent une succession de dépôts côtiers et lacustres (travertins), de terrasses alluviales et de dépôts de piémont. Quatre niveaux de beachrocks étagés ont été identifiés. Deux ont été datées, la plus ancienne (~ 2 Ma), est située à 60 m d'altitude. La deuxième terrasse surmonte de 20 à 26 m la plage actuelle. Elle a été datée par la technique du  $^{14}\text{C}$  à 35 200 ans. La troisième, surélevée de 10 à 13 m, n'a pas été datée. La quatrième niveau borde la plaine côtière à 2 m d'altitude (Platel et Roger, 1992b; Platel *et al.*, 1992b; Leroy *et al.*, soumi).



Figure 3-14 : Paléoplage surélevée surmontant des dépôts pentés de la Fm. de Warak (plaine de Sharbithat)

La présence de quatre paléoplages surélevées et étagées témoigne du soulèvement actif du Dhofar au cours du Quaternaire.

### **3.3 ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA MARGE NORD DU DHOFAR**

L'ensemble des observations est synthétisé dans un tableau regroupant les différentes informations (Figure 3-15) et sur un schéma de l'évolution tectono-sédimentaire de la marge Nord orientale (Figure 3-16).

#### **3.3.1 Enregistrement du soulèvement pré-rift**

La diminution de la subsidence durant le dépôt de la Fm. d'Aydim suivie de l'émergence du Dhofar au cours du Priabonien traduit l'existence d'une phase de soulèvement pré-rift. Les éléments en provenance du craton yéménite retrouvés dans le membre de Shizar de la Fm. d'Ashawq montrent que ce dernier était déjà surélevé durant le Rupélien. L'enregistrement sédimentaire du début du rifting se situe donc au niveau de la limite entre le toit des sédiments pré-rifts et la base de la Fm. de la Zalumah. Cette limite donne le début du rifting au Dhofar à l'Eocène supérieur (vers 35 Ma).

#### **3.3.2 Episode de subsidence maximale : le dépôt de la formation de Mughsayl**

Depuis le Crétacé supérieur, on assiste à une baisse généralisée du niveau marin mondial avec une accélération au cours de l'Oligocène inférieur (Haq. *et al.*, 1987). Ensuite, le niveau marin reste stable à partir de l'Oligocène supérieur-Miocène (Figure 3-15). La préservation des faciès continentaux de la Fm. de Zalumah traduit donc une reprise nette de la subsidence à partir du Rupélien, probablement corrélée avec le début du rifting.

Les relations décrites précédemment entre les Fm. d'Ashawq et de Mughsayl démontrent l'existence d'un épisode transgressif débutant à l'Oligocène. Celui-ci est associé à l'effondrement de la marge, les légères variations eustatiques n'expliquant pas à elles seules la subsidence importante du bassin. Celle-ci est maximale lors des dépôts précoces de la Fm. de Mughsayl (Figure 3-15). Les profils de dépôts, riches en slumps, témoignent de l'instabilité du milieu due au jeu des failles bordières des grabens et de failles syn-sédimentaires N70°E et N110°E qui entraînent un approfondissement du bassin. Dans le graben d'Ashawq, les terrains de l'Eocène supérieur sont retrouvés sous forme de blocs dans les dépôts de la Fm. de la Mughsayl (Figure 3-11). L'amplitude de l'effondrement le long de la frontière Nord de ce graben excéderait 1500 m (Platel et Roger, 1992a).

Dans la zone de Shuwaymiyah, les dépôts de la Fm. de Warak sont également traversés par de grandes failles normales. Le rejet le long de ces failles peut atteindre 200 m (Platel *et al.*, 1992b). La comparaison entre les faciès d'avant-récifs des Fm. Warak/Shuwayr et les faciès récifaux du membre de Nakhlit témoigne aussi d'un épisode de rétrogradation dans ce secteur toutefois, dans un contexte moins subsident.

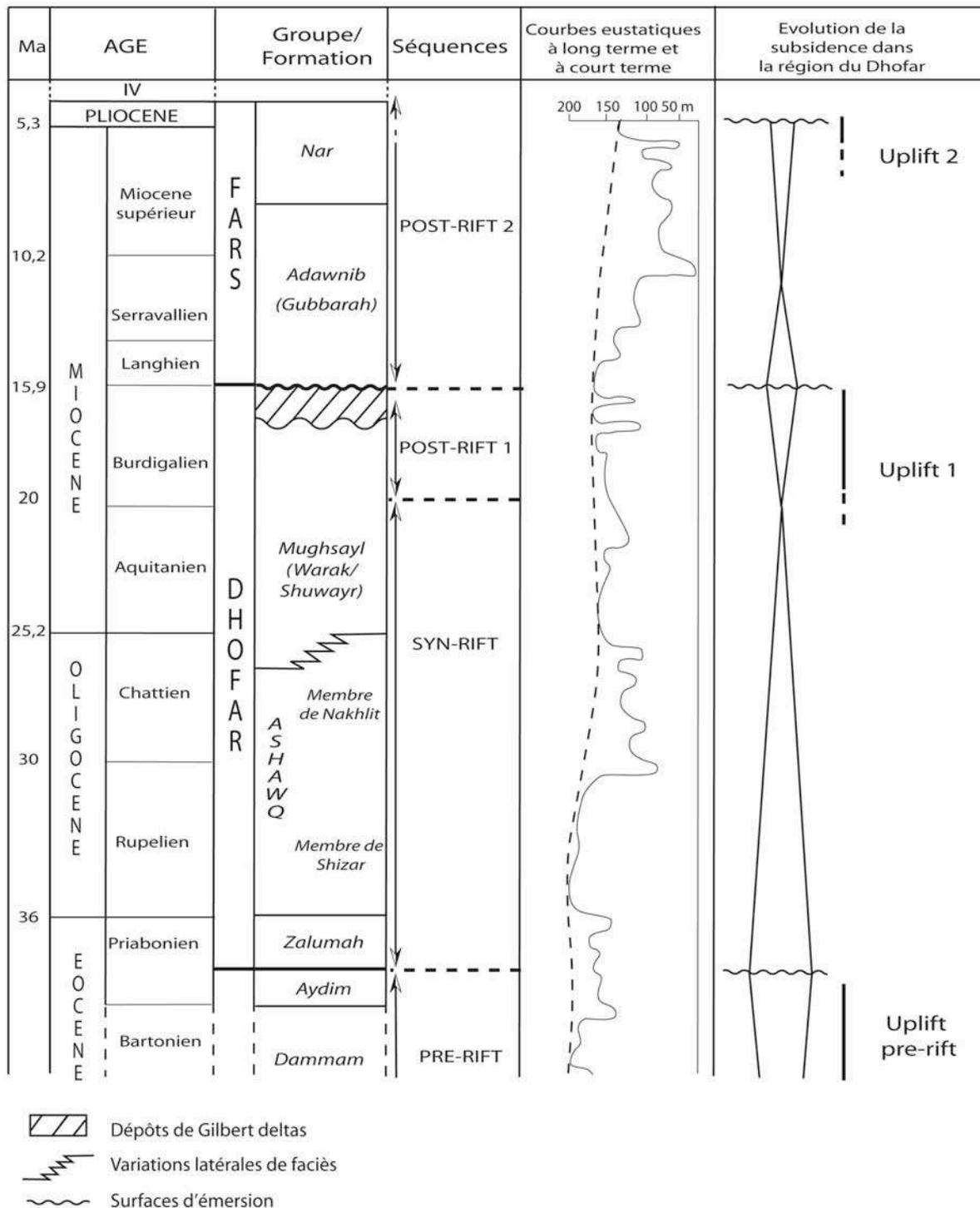


Figure 3-15 : Synthèse des différents événements tectoniques affectant la sédimentation du Dhofar (courbes eustatiques de Haq et al., 1987)

### 3.3.3 L'évolution « post-rift »

#### 3.3.3.1 Le soulèvement burdigalien-langhien

Le passage des faciès gravitaires profonds de la Fm. de Mughsayl aux faciès peu profonds de Fm. d'Adawnib témoigne d'une rapide diminution de la profondeur de dépôt dans l'ensemble

du bassin. Celle-ci se poursuit jusqu'à l'émergence de la région au Langhien comme le montre la discordance des dépôts de la Fm. d'Adawnib sur ceux de la Fm. de Mughsayl.

Dans le graben d'Ashawq, les dépôts en progradation, constitués d'une accumulation de galets et de constructions récifales, forment des Gilbert deltas. Ces derniers, construits par les produits d'érosion de l'arrière pays attestent de l'existence de fortes pentes lors du comblement du bassin. Cette phase de progradation commence probablement au Burdigalien. Les échantillons prélevés à la base des clinofformes sont surtout constitués de blocs remaniés de la Fm. d'Ashawq scellés par les dépôts de la Fm. de Mughsayl et ne nous ont pas permis de contraindre davantage le début de cette phase. En revanche, la datation des récifs développés sur la structure (en cours de réalisation) nous permettra peut-être d'affiner l'estimation de leurs âges. L'affleurement de ces formations, restreintes aux abords de la plaine côtière, suggère que la région avait acquis ses caractéristiques actuelles dès le Miocène supérieur.

La base des clinofformes correspond donc au dépôt des premières séquences post-rift au Dhofar. Le début de l'accrétion océanique, daté en mer à 17.6 Ma (anomalie 5d) (Leroy et al., 2004; d'Acremont et al., 2006) s'accompagne d'une remontée mantellique qui provoque une phase de soulèvement majeur. Celle-ci initie une phase régressive qui commence à combler le bassin à partir du Burdigalien. Les clinofformes enregistrent l'accélération de cette phase régressive.

La préservation des dépôts du groupe Fars révèle un nouvel épisode de subsidence associé à l'évolution de la marge. En effet, la faible transgression langhienne (Haq *et al.*, 1987) ne peut expliquer seule la préservation de ces sédiments. Si les dépôts de la Fm. d'Adawnib sont encore des dépôts marins peu profonds, les dépôts continentaux de la Fm. de Nar n'enregistrent plus d'influence marine. Néanmoins, ils ne constituent pas une rupture notable dans le système de sédimentation. Ils représentent probablement les dépôts terminant le comblement du bassin.

L'observation des Gilbert delta met donc en évidence un premier stade de soulèvement important puisqu'il provoque le passage de sédiments gravitaire profonds (Fm. de Mughsayl) à une phase d'émergence au Langhien. Ils sont contemporains de la mise en place de la transition océan-continent et/ou des premiers stades de l'océanisation datés à 17.6 Ma (Leroy et al., 2004; d'Acremont et al., 2006). Un soulèvement identique a été décrit le long des zones côtières au Yémen au cours du Miocène (Schüppel et Wienholz, 1990; Watchorn et al., 1998). Il est confirmé au Dhofar par Gunnell *et al.* (2007). Cette surrection correspond au soulèvement des épaules du rift pendant l'océanisation.

Nous observons ici que le soulèvement est encore réellement actif pendant l'océanisation puisque l'érosion qu'il induit alimente les Gilbert deltas. Ainsi, au Dhofar, nous pouvons affirmer que l'océanisation ne marque pas la fin de l'activité tectonique des épaules du rift comme les modèles le suggèrent souvent.

### 3.3.3.2 Le soulèvement plio-quaternaire

Au Dhofar, la surélévation des niveaux quaternaires et des dépôts de la Fm. de Nar montre que la région se soulève activement depuis cinq millions d'années (Platel, 1992; Platel *et al.*, 1992b). Ce second soulèvement ne se limite pas au Dhofar puisqu'il a été décrit également dans le Nord de l'Oman (Wyns et Béchenec, 1992), au Sud du Yémen où plusieurs terrasses alluviales sont signalées (Platel, 1992; Platel *et al.*, 1992b) ainsi que le long des plaines côtières de la Mer rouge où plusieurs niveaux de terrasses récifales sont décrites (e.g. Hoang et Taviani, 1988; El Moursi, 1993; El Moursi *et al.*, 1994).

Cependant, au niveau de l'île de Socotra (marge Sud du golfe d'Aden), les terrasses quaternaires sont quelques mètres au-dessus du niveau marin actuel et surtout ne pas étagées comme elles le sont au Dhofar (Razin et Leroy, communication personnelle).

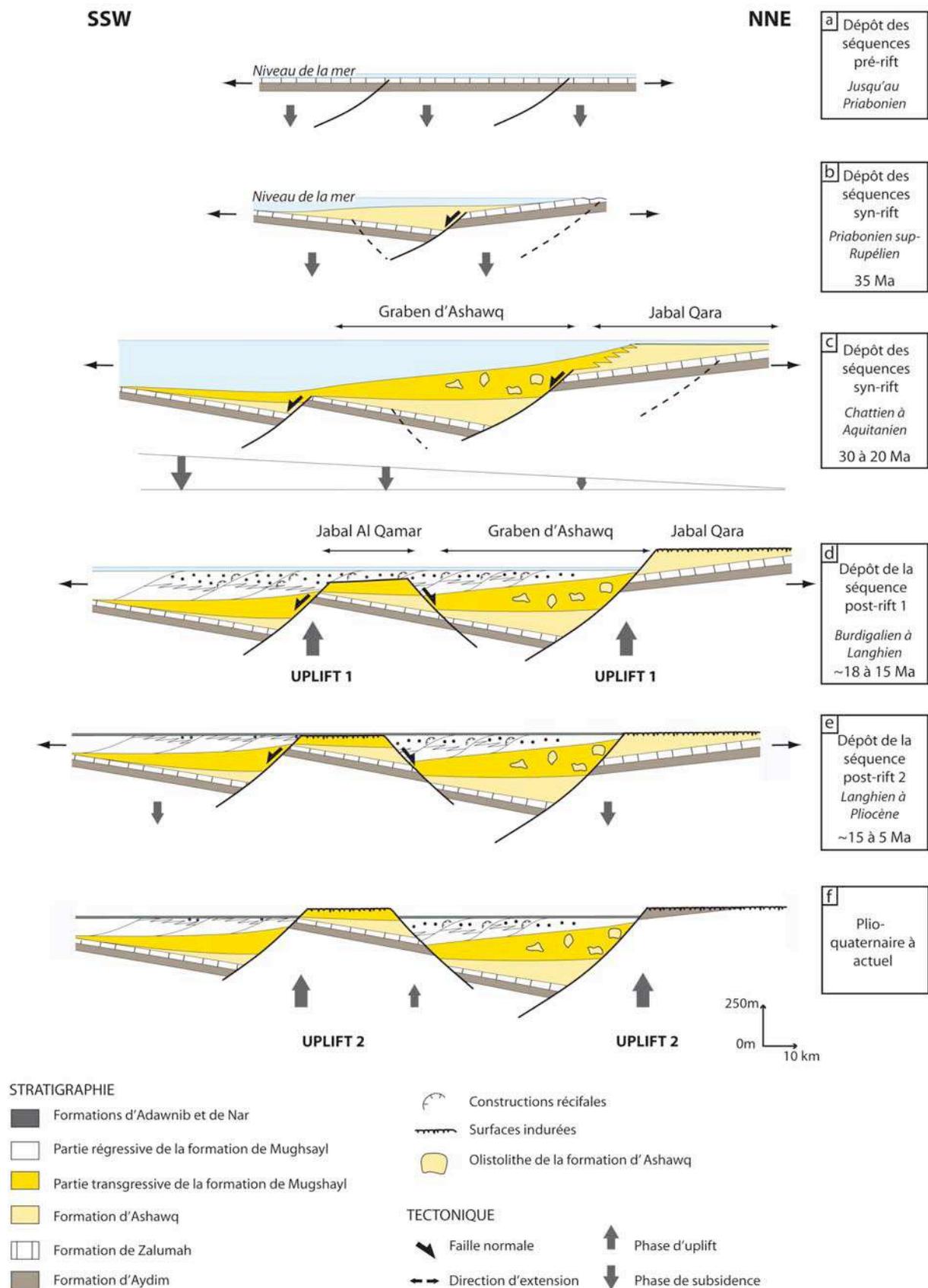


Figure 3-16: Schéma de l'évolution tectono-sédimentaire de la marge Nord du golfe d'Aden affleurant au Dhofar

**Ainsi**, la phase de soulèvement burdigalienne à langhienne associée au début de l'océanisation entraîne une régression marine presque totale autour de Salalah et une intense érosion des reliefs de l'arrière pays. Les dépôts associés à ce soulèvement sont contemporains du début de l'océanisation : ce sont les premiers dépôts post-rifts appelés dépôts « post-rift 1 ». A partir du Serravalien, la phase de subsidence post-rift permet de préserver une seconde séquence post-rift appelée « post-rift 2 ».

### **3.4 ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG DE LA MARGE, D'UN SEGMENT A L'AUTRE DE LA MARGE (D'OUEST EN EST)**

#### **3.4.1 Enregistrement d'une pente régionale du Rupélien au Serravalien dans l'ensemble plaine de Salalah-graben d'Ashawq**

Nous avons vu que l'accélération de la subsidence au cours du Rupélien s'accompagnait de l'établissement d'un gradient de pente vers le SE (paragraphe 3.2.3.2.2.). Les variations d'épaisseur de sédiment post-rifts (70 m de la Fm. d'Adawnib a été mesurée dans le forage de l'aéroport de Salalah, seulement quelques mètres dans la zone de Marbat). Platel et al. (1992b) montrent que cette pente existait encore au cours du Serravalien. Les sédiments ont donc enregistré la création d'une pente vers l'Est du Rupélien au Serravalien dans une zone qui représente à terre la continuité de la zone de fracture d'Alula-Fartak.

Il y a près de 30 Ma, la remontée de magma au niveau du point chaud des Afars provoqua un bombement de la croûte dans l'actuelle zone de dépression des Afars. Les analyses  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  caractérisent en effet une période d'activité volcanique intense mais de courte durée, à savoir inférieure à 1 Ma (Hofmann *et al.*, 1997). Des études plus récentes (e.g. Coulié *et al.*, 2003) combinant des analyses de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et de K/Ar appuient ces résultats. Les points chauds, résultant de mouvements ascendants de matière, sont généralement associés à des zones de topographies anormalement élevées pouvant atteindre 3 km sur 1000 km de diamètre. Les expériences numériques de convection du manteau de Kiefer et Kellogg (1998) ont par exemple montré qu'un panache approchant de la surface terrestre pouvait causer une élévation de la topographie d'1 km environ. La pente générale du golfe d'Aden mise en évidence par notre étude sédimentologique est donc probablement associée à la présence active du point chaud Afar à cette époque.

#### **3.4.2 Mise en évidence de zones de subsidence d'amplitudes différentes**

Nous avons mis en évidence deux grandes zones à enregistrement sédimentaire équivalent mais traduisant des différences de subsidence importantes pendant le rifting (Figure 3-17) :

- d'une part un secteur très subsident représenté par l'ensemble plaine de Salalah-graben d'Ashawq. En mer, il est limité par deux zones transformantes majeures : la zone transformante d'Alula-Fartak et celle de Socotra.
- d'autre part, un secteur beaucoup moins subsident représenté à terre par l'ensemble Sharbithat-plaine de Shuyamiyah. En mer, il correspond au domaine situé à l'Est de la zone de fracture de Socotra.

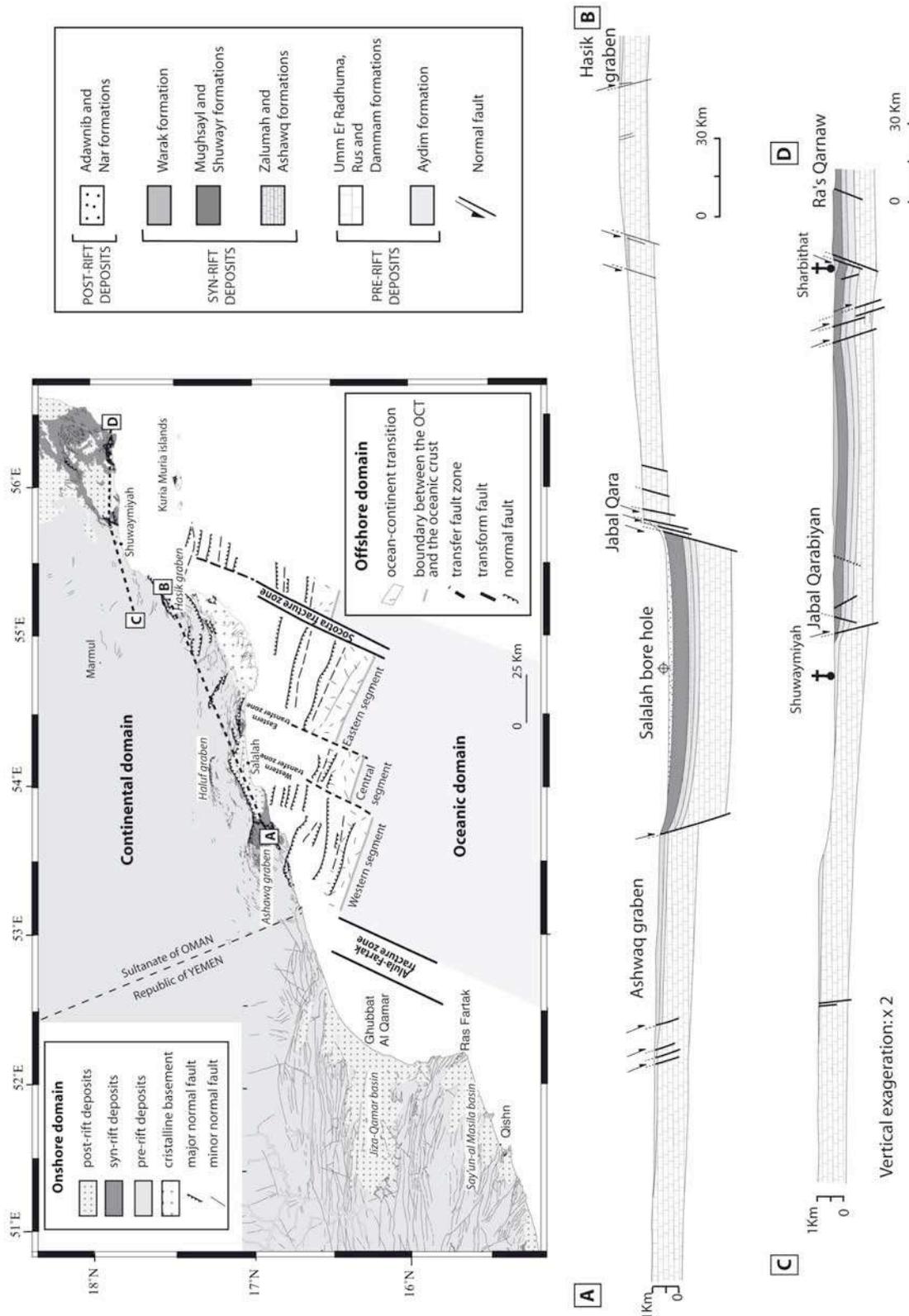


Figure 3-17 : Carte montrant les relations structurales terre-mer le long de la marge Nord. Schéma structural en mer d'après d'Acremont et al. (2005). Au Yémen, carte publiée par Huchon et Khanbari, modifiée avec les résultats de Razin et al. (communication personnelle). Deux coupes d'Ouest en Est montrent l'existence de zones de subsidence différentes

L'existence de ces deux grands domaines pourrait être corrélée à leur distance respective par rapport à l'axe de la marge et être ainsi reliée à la segmentation de la marge. En effet, le secteur de Shuwaymiyah, situé à l'Est de la zone de fracture de Socotra, est plus éloigné de l'axe du paléorift que l'ensemble graben d'Ashawq-plaine de Salalah, donc plus faiblement soumis aux phénomènes liés à la rupture continentale proprement dite.

La segmentation de la marge est donc enregistrée par les dépôts sédimentaires dès le début du rifting ce qui confirme sa précocité dans l'ouverture du golfe d'Aden (Leroy, 2004; d'Acremont *et al.*, 2005).

### 3.5 LIEN TERRE-MER

La zone continentale émergée de la marge, limitée au Nord par les grabens d'Haluf et d'Hasik, s'étend sur plus de 100 km selon la direction NNE-SSW. Le lien entre les structures à terre et en mer est réalisable mais les différences d'échelles d'observation liées à l'emploi de deux méthodes d'investigation très différentes (sismique réflexion/étude de terrain) le rend parfois difficile à établir. De plus, aucun forage n'a encore été réalisé en mer.

#### ▶ Corrélation des dépôts syn-rifts

A terre, les sédiments syn-rifts des Fm. de Zalumah, d'Ashawq et de Mughsayl sont corrélables avec les dépôts syn-rifts enregistrés en mer (profils sismiques de la campagne Encens-Sheba) (Figure 3-18).

En mer, les séries syn-rifts, discordantes sur le socle acoustique, sont généralement déformées et présentent des géométries en éventail (d'Acremont *et al.*, 2005). Sur le profil ES08, deux séries syn-rifts sont identifiées. La série syn-rift 1 est liée au jeu des failles à pendage Sud tandis que la série syn-rift 2 présente des structures en éventail associées au jeu des failles à pendage Nord (d'Acremont *et al.*, 2005). Cependant, nous n'avons pas observé de différences nettes dans les dépôts syn-rifts qui pourraient être rattachées à un jeu de failles différentiel. Par contre, des relations complexes entre les dépôts syn-rift de la plate-forme (Fm. d'Ashawq) et les turbidites (Fm. de Mughsayl) ont été mises en évidence à terre.

#### ▶ Corrélation des dépôts post-rifts

En mer, une discontinuité majeure marque le passage aux dépôts post-rifts qui sont caractérisés par des géométries en « *onlap* » et qui marquent la fin du rifting. Une discontinuité est décrite également au sein des dépôts post-rifts.

La série post-rift 1 est érodée dans sa partie supérieure et montre la continuation d'une activité tectonique à la fin de l'épisode syn-rift. Ces dépôts sont corrélables avec les Gilbert deltas décrits à terre marquant le comblement du bassin. L'initiation de l'accrétion océanique est marquée par une discordance à la base des séries post-rift 1.

L'unité post-rift 2 est caractérisée en sismique par la présence de slumps en bas de pente et de réflecteurs continus vers le bassin. A terre, la préservation des sédiments conduit au dépôt des Fm. d'Adawnib puis de Nar. Ces Fm. sont au moins en partie contemporaines des dépôts post-rifts 2. Cependant, les dépôts post-rifts 2 ont probablement commencé à se déposer dès le début de l'accrétion océanique (17.6 Ma) tandis qu'à terre, il a fallu attendre une nouvelle phase de subsidence (au Serravalien) pour permettre la conservation des sédiments de la Fm. d'Adawnib puis de Nar.

► Les dépôts syn-TOC

En mer, la dernière occurrence de sédiments syn-rifts avant le domaine océanique est observée au sein d'un bassin plus élevé topographiquement que le bassin de pied de pente continental. Dans le bassin le plus profond, la croûte le constituant forme une « marche d'escalier » par rapport à la croûte océanique adjacente, de plus faible profondeur (Figure 3-18) (d'Acremont, 2002 ; d'Acremont *et al.*, 2005). Par définition, il n'y a pas de série syn-rift (*sensu stricto*) au niveau de la croûte océanique. De plus, il est difficile de caractériser ces sédiments sans en connaître la nature. Les sédiments observés au niveau de cette zone transitionnelle, déposés pendant la formation de la TOC, sont qualifiés de sédiments « syn-TOC ».

Ces dépôts pourraient également correspondre temporellement aux Gilbert deltas de la partie proximale de la marge.

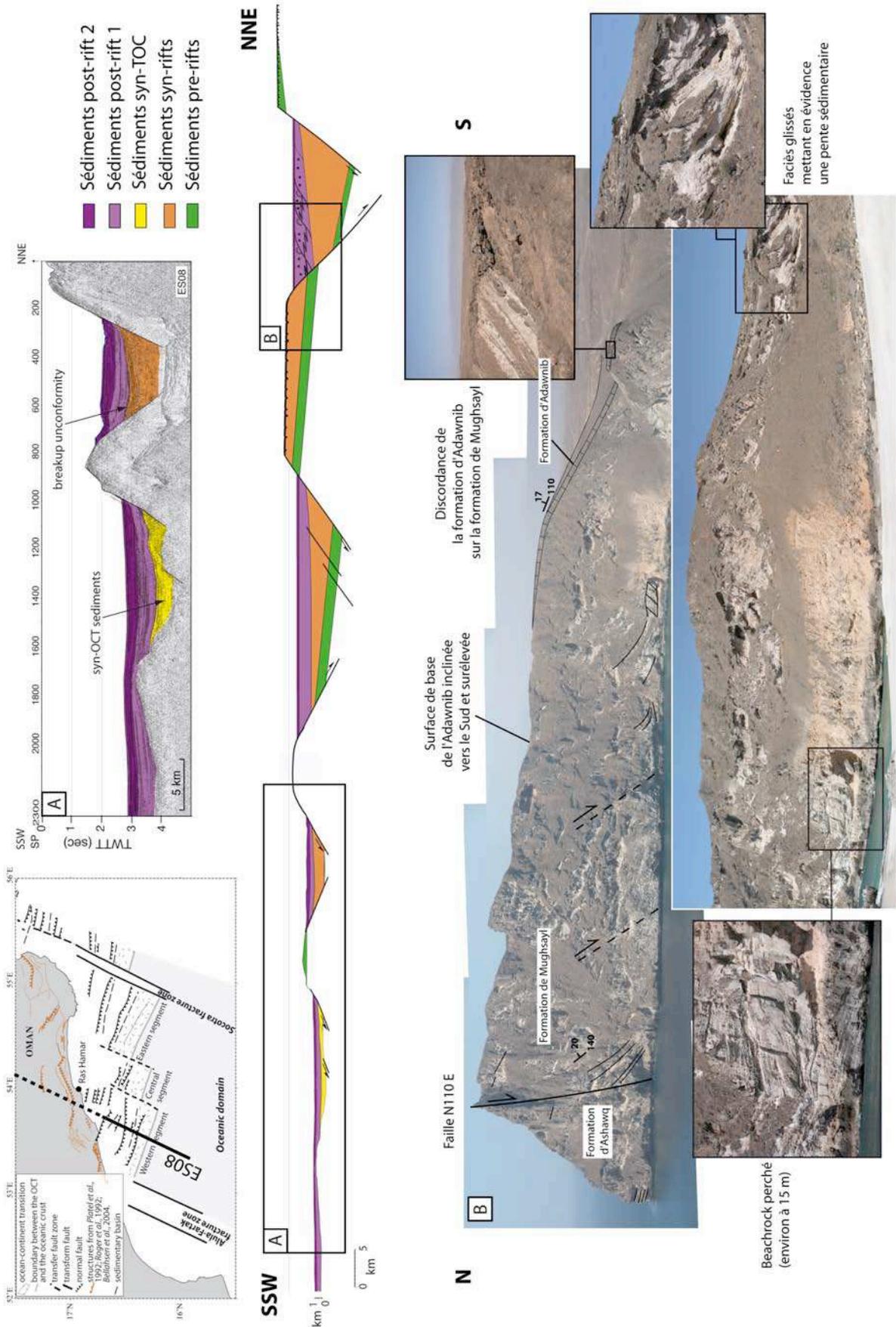


Figure 3-18 : Coupe synthétique de la marge Nord du golfe d'Aden réalisée à partir du profil sismique ES08 (campagne Encens-Sheba) et de notre étude de terrain

## SYNTHESE

---

Les sédiments tertiaires du Dhofar ont enregistré les mouvements verticaux subis par la marge en liaison avec la mise en place de la transition océan-continent et de la dorsale océanique. Les premiers dépôts syn-rifts enregistrent le début de la subsidence et l'approfondissement du bassin. A l'Oligocène, l'augmentation de la subsidence commence avec la flexuration des grabens et leur basculement vers l'Est pendant le dépôt de la Fm. d'Ashawq. Le maximum de subsidence est enregistré par les dépôts gravitaires de la Fm. de Mughsayl, montrant des slumps et des failles syn-sédimentaires. En mer, les profils sismiques de la campagne Encens-Sheba (2000) ont montré l'existence de deux séquences syn-rifts mais nous n'avons pas retrouvé ces caractéristiques à terre. L'évolution post-rift est marquée par un premier stade de soulèvement Burdigalien-Langhien conduisant au comblement du bassin suivi de son émergence. La reprise de la subsidence conduit au dépôt des Fm. d'Adwanib et de Gubbarah. Un second épisode de soulèvement Plio-quaternaire survient après le dépôt de la Fm. de Nar, toujours actif comme le démontrent l'existence de plusieurs niveaux de beachrocks quaternaires surélevés.

Nous avons donc montré que la région avait subi deux phases de soulèvement majeures.

► La première est un phénomène déjà décrit et associé au début de l'expansion océanique. Notre étude a cependant permis de préciser que ce soulèvement était toujours actif pendant le début de l'océanisation alors que cette phase est classiquement considérée comme étant « tectoniquement » calme. Cette surrection est importante puisqu'elle provoque le passage des sédiments gravitaires profonds de la Fm. de Mughsayl aux Gilbert deltas (au moins 700 m de soulèvement) en très peu de temps  $\sim 1$  Ma. Cependant, il est difficile de contraindre davantage cette estimation en raison d'une part de la difficulté liée à la détermination de la base de la Fm. de Mughsayl (qui n'est pas repérable) et d'autre part au fait de ne pouvoir estimer l'épaisseur réelle du dépôt.

► Le second stade de soulèvement provoque le passage de dépôts littoraux et continentaux (Fm. de Nar) à des dépôts plio-quaternaires uniquement continentaux (quelques mètres). L'ampleur de cette phase de soulèvement est donc bien moindre que la précédente. Son origine est également plus difficile à déterminer car c'est une phase peu décrite le long des marges passives. Celle-ci sera discutée dans le chapitre 5.

Par ailleurs, nous avons montré l'existence de deux domaines de part et d'autre de l'affleurement de socle de Marbat, ayant enregistré la même succession de mouvements verticaux mais dans des contextes de subsidence différents. L'influence de la segmentation de premier ordre de la dorsale apparaît comme un élément déterminant sur l'enregistrement sédimentaire syn-rift (influence des zones transformantes d'Alula-Fartak et de Socotra). La variabilité de la dynamique sédimentaire de part et d'autre de la zone transformante de Socotra souligne le rôle joué par la distance à l'axe du paléo-rift dans l'ampleur des mouvements verticaux associés au rifting.



## CHAPITRE 4

### STRUCTURE PROFONDE DE LA MARGE NORD EST DU GOLFE D'ADEN (SUD OMAN, DHOFAR) A PARTIR DE TOMOGRAPHIE TELESISMIQUE

<b>4.1</b>	<b>INTRODUCTION A LA TOMOGRAPHIE TELESISMIQUE REGIONALE.....</b>	<b>112</b>
<b>4.2</b>	<b>ETUDES SISMOLOGIQUES ANTERIEURES .....</b>	<b>113</b>
4.2.1	Etudes sismologiques des marges continentales passives.....	113
4.2.2	Etudes sismologiques de la région afro-arabe.....	114
4.2.2.1	Structure mantellique.....	115
4.2.2.2	Structure crustale.....	117
<b>4.3</b>	<b>LE RESEAU TEMPORAIRE «DHOFAR SEISMIC EXPERIMENT » (2003-2004) .....</b>	<b>119</b>
4.3.1	Réseau sismologique déployé .....	119
4.3.2	Distribution des séismes à travers le réseau.....	121
<b>4.4</b>	<b>LE TRAITEMENT DES DONNEES .....</b>	<b>122</b>
4.4.1	Description mathématique du principe de cross-corrélation.....	124
4.4.2	Analyse des résidus.....	128
4.4.2.1	Définition d'un résidu.....	128
4.4.2.2	Analyse des résidus aux stations.....	130
<b>4.5</b>	<b>PRINCIPE DE L'INVERSION TOMOGRAPHIQUE .....</b>	<b>137</b>
4.5.1	Description du problème .....	137
4.5.2	Méthodes de résolution.....	138
4.5.2.1	Généralités.....	138
4.5.2.2	La méthode ACH (Aki <i>et al.</i> , 1977) .....	139
4.5.2.3	La méthode itérative de Weiland <i>et al</i> (1995) .....	139
4.5.3	Modèle de vitesse initial.....	142
<b>4.6</b>	<b>DETERMINATION DE LA STRUCTURE LITHOSPHERIQUE DE LA MARGE NORD OMANAISE .....</b>	<b>143</b>
4.6.1	Modèle de vitesse obtenu par inversion.....	143

4.6.1.1	Résolution des tomogrammes.....	144
4.6.1.2	Interprétations des résultats tomographiques.....	148
4.6.1.3	Estimation de la dimension des anomalies interprétables : tests synthétiques en damier 151	
4.6.2	Discussion de l'existence réelle des anomalies observées.....	156
4.6.2.1	Les effets du bassin de Salalah.....	156
4.6.2.2	Une anomalie mantellique ? .....	157
<b>4.7</b>	<b>INTERPRETATIONS ET DISCUSSION .....</b>	<b>159</b>
4.7.1	Origines possibles de la perturbation de vitesse.....	160
4.7.2	Importance du cadre géodynamique (ancien et actuel) du Dhofar sur les causes possibles de l'anomalie .....	162
4.7.2.1	Influence du point chaud des Afars ?.....	162
4.7.3	Cette anomalie est-elle un cas isolé ?.....	167
4.7.3.1	Au niveau du domaine océanique de la marge Nord du Golfe d'Aden .....	167
4.7.3.2	Le cas des marges passives africaines non volcaniques .....	168
4.7.4	Le problème de l'âge de l'anomalie thermique.....	171
<b>4.8</b>	<b>INTEGRATION DE NOUVELLES DONNEES A L'ETUDE TOMOGRAPHIQUE.....</b>	<b>171</b>

# CHAPITRE 4

---

## STRUCTURE PROFONDE DE LA MARGE NORD EST DU GOLFE D'ADEN (SUD OMAN, DHOFAR) A PARTIR DE TOMOGRAPHIE TELESISMIQUE

La détermination des modalités d'extension de la lithosphère continentale ne peut se concevoir sans l'étude approfondie des marges passives dans la mesure où celles-ci représentent l'ultime stade d'évolution d'une zone de rift intracontinental. Elles conservent donc en théorie l'enregistrement complet des déformations successives liées à l'extension.

Les mécanismes d'amincissement de la lithosphère, la présence d'hétérogénéités initiales (qu'elles soient thermiques ou structurales), la proximité de points chauds et les modalités d'extraction de magma par fusion adiabatique du manteau sont reconnus comme étant autant de facteurs influençant la structure et l'évolution des marges passives (e.g. White et McKenzie, 1989; Hopper et Buck, 1996; Ribe, 1996; Zeyen et Achauer, 1997; Korenaga *et al.*, 2000; White *et al.*, 2001).

De nombreuses études géophysiques ont été menées pour caractériser la structure lithosphérique du bouclier et de la plate-forme arabe (e.g. Hadiouche et Zürn, 1992; Sandvol *et al.*, 1998a; Benoit *et al.*, 2003; Al-Damegh *et al.*, 2005). Cependant, dans le Dhofar ces travaux restent très clairsemés, exceptée la réalisation d'une récente étude de fonction récepteurs dans la région (Tiberi *et al.*, 2007).

Le fait que la marge Nord du Golfe d'Aden affleure au Dhofar (voir chapitre 2) rend possible le déploiement d'un réseau sismologique temporaire sur la croûte continentale amincie de la marge. Si la faible sismicité locale de la région n'est pas propice à la réalisation d'études tomographiques locales, la sismicité lointaine est au contraire idéale pour caractériser les structures mantelliques de la marge Nord-omaise par le biais de la tomographie télésismique.

Jusqu'à ce jour, encore très peu d'études tomographiques télésismiques ont été conduites sur une marge passive dans un contexte géodynamique relativement simple. En effet, afin de contraindre au mieux les mécanismes d'extension de la lithosphère, il est fondamental de pouvoir coupler les données obtenues au niveau de la croûte continentale non amincie et amincie à celles de la zone de transition (TOC : *Transition Ocean Continent*) et de la croûte océanique. C'est dans une telle philosophie que s'inscrit la campagne sismologique du « *Dhofar seismic experiment* » puisque ses résultats seront complétés par ceux obtenus en mer lors de la campagne Encens II (2006) (profils de sismique réflexion multitraces et grand angle et de sismique réfraction).

Au cours de la mission 2003/2004, onze stations sismologiques ont été installées dans la région (Figure 0-7). L'étude tomographique présentée dans ce chapitre permet d'estimer les anomalies de vitesse détectées dans la croûte et le manteau. Elle complète l'étude des fonctions récepteurs de Tiberi *et al.* (2007) qui a évalué la profondeur du Moho sous le réseau.

La compilation des données onshore et offshore permettra d'établir la structure complète de la marge, depuis les zones proximales non affectées par l'extension jusqu'à la dorsale océanique. Celle-ci permettra de discuter du rôle joué par les structures héritées au cours du rifting, des processus de localisation de la déformation et de l'influence éventuelle du point chaud des Afars.

#### 4.1 INTRODUCTION A LA TOMOGRAPHIE TELESISMIQUE REGIONALE

Dans le cadre de la tomographie télésismique régionale, seuls les événements lointains c'est-à-dire ceux dont la distance épacentrale est supérieure à  $30^\circ$  sont considérés. Les temps de trajet des rais de l'hypocentre aux stations sismiques d'un réseau régional sont enregistrés. La méthode s'appuie sur les différences existant entre les temps d'arrivée théoriques des rais dans un modèle de référence (IASP91, PREM...) et les temps de trajet observés. Ces différences sont porteuses d'informations sur les hétérogénéités lithosphériques situées sous le réseau.

La tomographie télésismique repose sur une hypothèse fondamentale. Elle suppose en effet que, lorsque le séisme est lointain, les rais issus de cet événement se propagent de façon identique sur la plus grande partie de leur trajet et qu'ils sont affectés de la même manière par les hétérogénéités de grande longueur d'onde (hétérogénéités du manteau inférieur). Les décalages entre les temps d'arrivée réels des ondes et les temps d'arrivée calculés selon un modèle de référence sont donc uniquement liés aux hétérogénéités localisées sous le réseau (Figure 4-1).

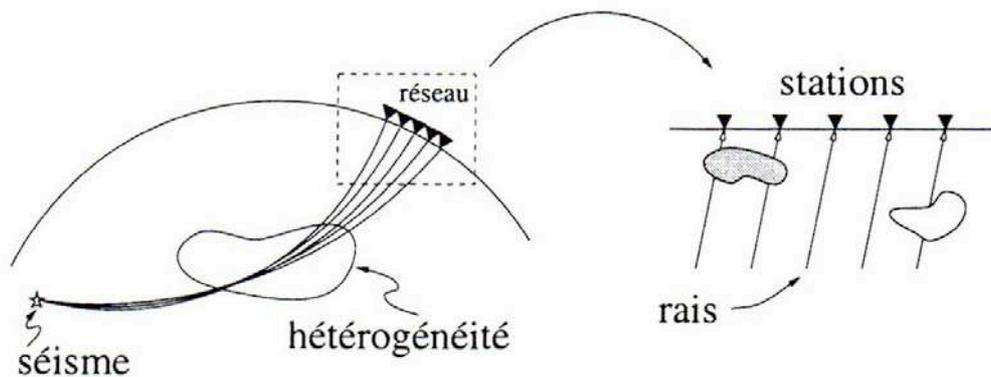


Figure 4-1 : Modèle conceptuel d'un réseau de stations locales ou récepteurs enregistrant un faisceau de rais issus d'un même hypocentre. Les rais traversent un milieu hétérogène (Tiberi, 1999)

La première méthode d'inversion des temps de trajet a été proposée en 1974 par Aki, Christoffersson et Husebye et a pris la dénomination de « *méthode ACH* », du nom de ses trois auteurs (Aki *et al.*, 1974; Aki et Lee, 1976; Aki *et al.*, 1977). Elle a depuis été modifiée et améliorée par Evans et Achauer (1993). Le fait qu'elle ait été testée de façon rigoureuse ainsi que sa grande robustesse expliquent qu'elle soit encore une méthode très utilisée. Cependant, la principale limite de cette méthode tient à son inversion non itérative (linéaire) des données qui implique que le tracé de rais ne se fasse qu'une seule fois. Des travaux plus récents, basés sur les mêmes hypothèses, ont permis de développer de nouvelles méthodes itératives (non-linéaires) (e.g. Weiland *et al.*, 1995).

Après avoir présenté les rares études sismologiques consacrées aux marges passives, nous développerons ensuite les données sismologiques disponibles dans la région afro-arabe.

## 4.2 ETUDES SISMOLOGIQUES ANTERIEURES

### 4.2.1 Etudes sismologiques des marges continentales passives

Les marges passives représentent des zones économiques non négligeables pour les pays concernés. Lieu d'exploitation de granulats marins pour l'extraction de sable, graviers ou diamants, elles jouent avant tout un rôle primordial dans l'industrie pétrolière puisqu'elles constituent les zones principales d'accumulation des roches mères et des réservoirs d'hydrocarbures. C'est pourquoi la très grande majorité des études géophysiques qui leur ont été consacrées visent essentiellement à caractériser leur couverture sédimentaire (études de sismique réflexion et réfraction, études gravimétriques, électriques...).

Les outils tomographiques n'ont encore été que très peu utilisés sur les marges passives. La tomographie globale, dont la résolution est très faible entre 0 et 100 km de profondeur environ, n'est pas un outil adapté à l'étude des marges. La plupart des études tomographiques utilisant les ondes de Rayleigh ont été menées dans des contextes géologiques très particuliers (Nouvelle-Zélande, Australie, Méditerranée...) (e.g. Debayle *et al.*, 2001; Van der Meijde *et al.*, 2003; Bannister *et al.*, 2004; Boschi *et al.*, 2004). De ce fait, toute généralisation à d'autres contextes géodynamiques serait hasardeuse.

Les quelques données disponibles pour les marges Sud-africaine et Nord-américaine montrent que la vitesse des ondes de cisaillement est plus faible sous les marges que sous les parties cratoniques (4,45 km/s sous la marge Sud africaine et 4,65 km/s sous la partie centrale cratonique) (Li, 2005). Ces observations suggèrent que l'asthénosphère sous les continents est plus faible, plus complexe et plus profonde que sous les océans (Li, 2005).

Dans la région méditerranéenne, des études de fonction récepteurs ont montré que la profondeur du Moho se situait à 20 km environ sous les marges continentales amincies (golfe de Valence, marge NE de l'Espagne par exemple) contre 45 km dans les régions où l'Afrique et Eurasie sont entrées en collision (Van der Meijde *et al.*, 2003) (Figure 4-2).

La partie Est de la marge Nord-africaine (Libye, Egypte) est relativement peu perturbée par la tectonique méditerranéenne et montre une profondeur du Moho de 30 à 32 km, valeur proche de l'épaisseur moyenne de 33 km des croûtes continentales (Figure 4-2) (Van der Meijde *et al.*, 2003).

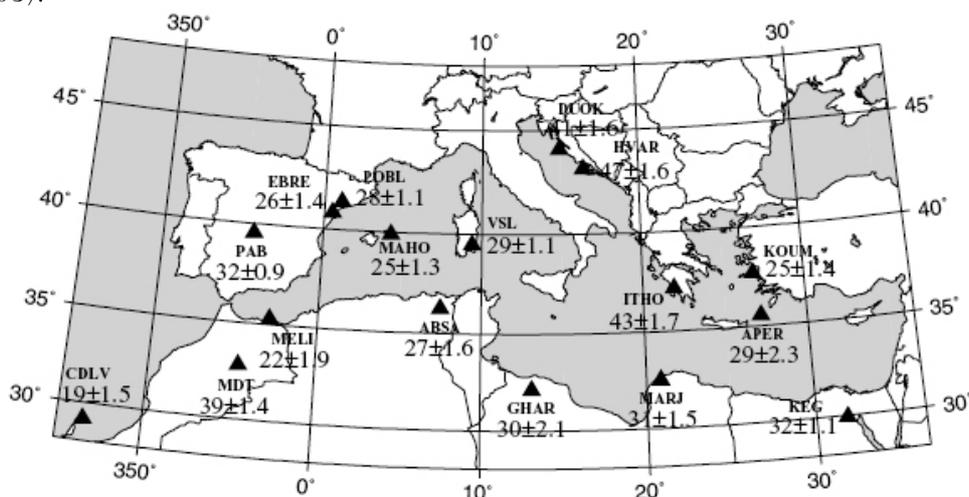


Figure 4-2 : Epaisseur crustale dans la région méditerranéenne estimée par la méthode des fonctions récepteurs (Van der Meijde *et al.*, 2003)

#### 4.2.2 Etudes sismologiques de la région afro-arabe

La péninsule arabique est classiquement scindée en deux domaines distincts (Figure 4-3):

- ▶ Le *bouclier protérozoïque* situé à l'Ouest de la péninsule couvre environ 1/4 de sa surface et présente à l'affleurement le soubassement protérozoïque. Il a la particularité de présenter un volcanisme récent, Néogène à Quaternaire, notamment dans sa partie Ouest (Camp *et al.*, 1987; Camp et Roobol, 1992).
- ▶ La *plate-forme arabe* est discordante sur le bouclier. Dépourvue d'activité volcanique, elle est recouverte par des sédiments paléozoïques à actuels dont l'épaisseur croît graduellement d'Ouest en Est jusqu'à atteindre environ 10 km au niveau du golfe arabo-persique (Seber *et al.*, 1997).

De nombreuses études sismologiques ont été menées à proximité du point chaud des Afars et dans les régions avoisinantes incluant la Mer Rouge et le SW de la péninsule arabique (e.g. Hadiouche et Zürn, 1992; Sandvol *et al.*, 1998a; Wolfe *et al.*, 1999; Kumar *et al.*, 2002; Al-Damegh *et al.*, 2005). Les caractéristiques géologiques et tectoniques de cette région-clé, affectée de phénomènes de rifting, de soulèvement et de magmatisme sont communément considérées comme résultant de l'action du point chaud des Afars (e.g. Knox *et al.*, 1998; Ritsema et Van Heijst, 2000; Debayle *et al.*, 2001; Al-Damegh *et al.*, 2004a).

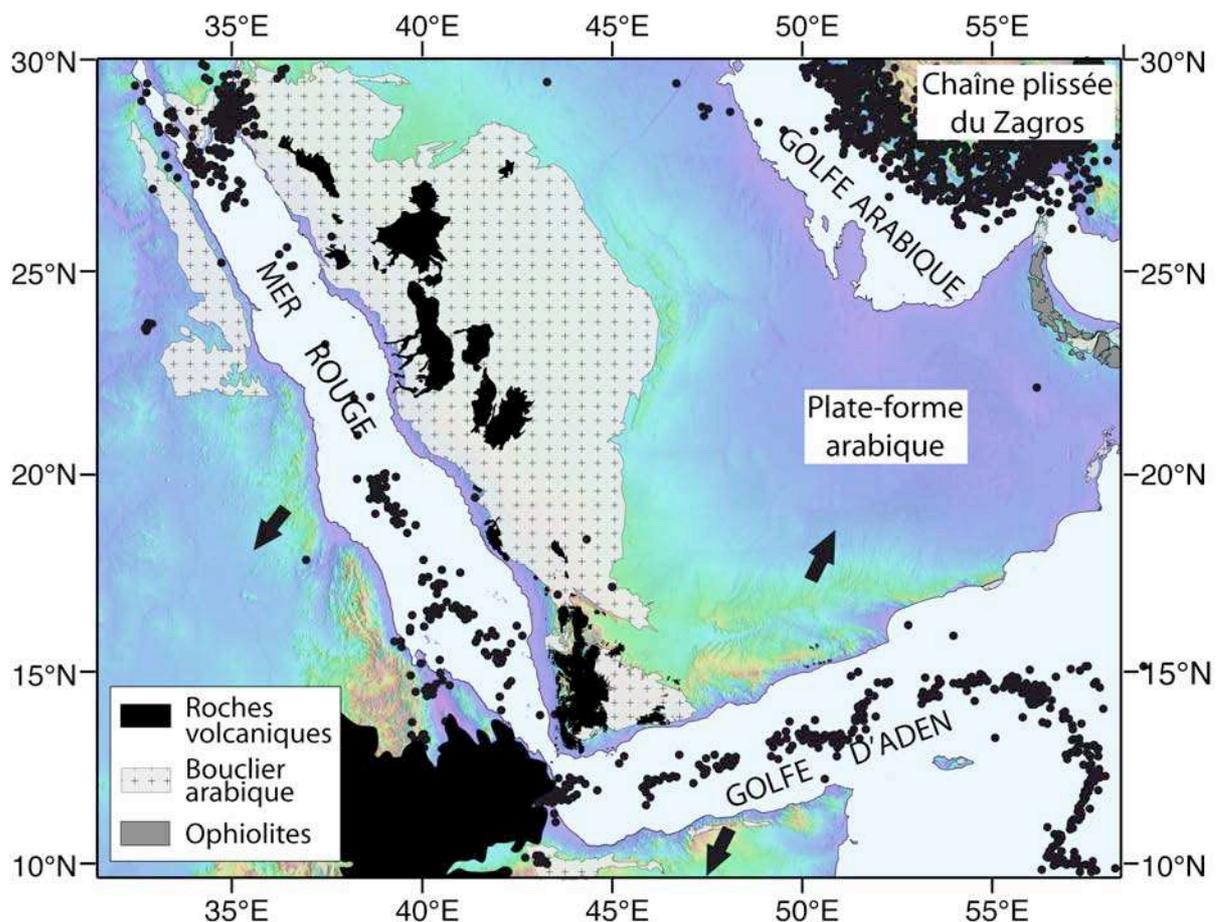


Figure 4-3 : Carte géologique simplifiée de la péninsule arabique

## 4.2.2.1 Structure mantellique

Les études tomographiques utilisant la propagation des ondes de surface (Rayleigh et Love) fournissent des cartes d'hétérogénéités allant de l'échelle mantellique à l'échelle crustale en fonction de la distance épacentrale des événements retenus et de la période de l'onde considérée.

La tomographie des ondes de surface à grandes périodes (de 20 à 250 s) image les structures mantelliques ce qui permet d'appréhender la dynamique régionale. Les cartes d'anomalies de vitesses obtenues dans la zone afro-arabe attestent de l'existence d'une zone lente localisée entre 100 et 200 km de profondeur sous la Mer Rouge (Zhang et Tanimoto, 1992) et entre 120-140 km sous l'Arabie (Hadiouche et Zürn, 1992) (Figure 4-4).

L'anomalie lente est plus accentuée sous la Mer Rouge (vitesse des ondes S de 4,08 km/s) (Hadiouche et Zürn, 1992) et semble connectée à une source profonde localisée dans la région du point chaud des Afars (Figure 4-4) (Zhang et Tanimoto, 1992). La présence d'un manteau chaud sous le bouclier arabe explique bien les particularités géologiques de la région, à savoir une topographie élevée le long des côtes de la Mer Rouge (environ 1000 m) et la présence d'un volcanisme cénozoïque.

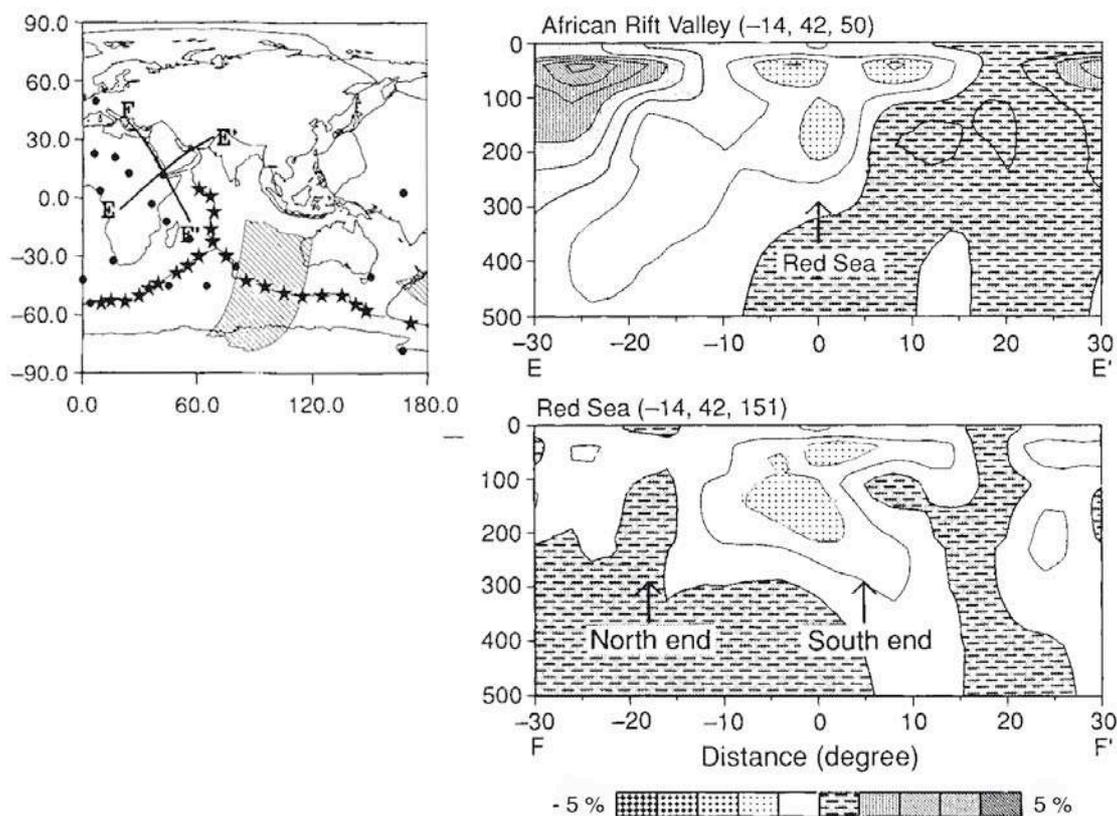


Figure 4-4 : Deux coupes à travers le Nord-Est de l'Afrique et l'Arabie obtenues à partir de données de tomographie globale. La coupe présentée en bas traverse la Mer Rouge, la coupe présentée en haut est perpendiculaire à cette dernière (Zhang et Tanimoto, 1992)

Zhang et Tanimoto (1992) suggèrent l'existence d'une interaction entre le point chaud et la ride médio-océanique de la Mer Rouge, celui-ci alimentant latéralement la ride en matériel mantellique. Le flux mantellique du panache, principalement vertical en profondeur (vers

200 ± 40 km) s'horizontaliserait sous les bords de l'Arabie et de la Mer Rouge (Hadiouche et Zürn, 1992).

Les modèles tomographiques du manteau obtenus par analyse des ondes de surface à plus courtes périodes (entre 40 et 200 s) ont une résolution horizontale de l'ordre de la centaine de kilomètres. Dans l'Afar et les régions avoisinantes, une large anomalie lente se situe vers 100 km de profondeur, marquée par un ralentissement maximal des vitesses sous le Yémen, l'Ouest de l'Arabie saoudite et le plateau éthiopien (Ritsema et Van Heijst, 2000; Debayle *et al.*, 2001). L'anomalie localisée sous le plateau éthiopien s'estompe vers 250-300 km (Figure 4-5) (Ritsema et Van Heijst, 2000; Debayle *et al.*, 2001). Cependant, entre les côtes Ouest de la Mer Rouge et le Sud de l'Arabie, une zone lente de direction EW persiste dans le modèle de Debayle *et al.* (2001) jusque 650 km de profondeur.

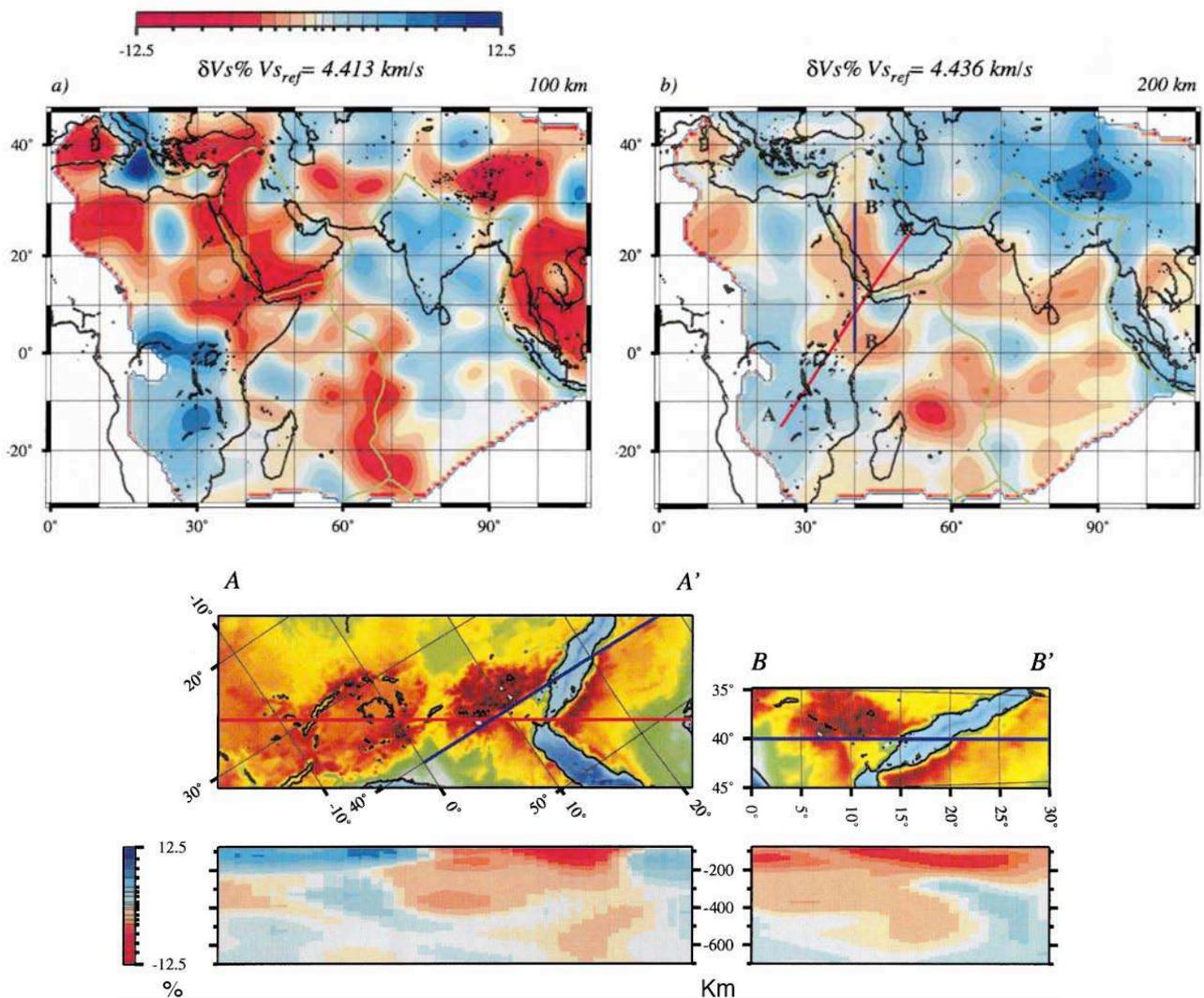


Figure 4-5 : En haut, hétérogénéités des ondes SV à 100 km de profondeur (a) et à 200 km de profondeur (b). Les sections AA' et BB' de la figure 4-5 sont indiquées sur la carte du bas. En bas, sections verticales pour les grands cercles AA' (gauche) et BB' (droite). Les coupes débutent à 75 km de profondeur et ont été effectuées à travers le modèle de vitesse SV (Debayle *et al.*, 2001)

Lorsque les ondes traversent 2 milieux aux propriétés physiques très différentes, une partie des ondes P se convertit en ondes S (ondes Ps). Les études de fonctions récepteurs

s'appuient sur la mesure de leur temps de trajet et permettent d'estimer la profondeur des interfaces majeures, que celles-ci soient crustales ou mantelliques (e.g. Owens *et al.*, 1988; Zandt et Ammon, 1995; Sandvol *et al.*, 1998b).

Sous la partie côtière du bouclier arabe, les études de fonction récepteur révèlent la présence d'hétérogénéités mantelliques (Sandvol *et al.*, 1998a; Al-Damegh *et al.*, 2005). La première d'entre elle, située entre 80 et 100 km, pourrait coïncider avec un changement de rhéologie dans la partie inférieure de la lithosphère ou refléter la persistance de structures datant de la formation du bouclier (Sandvol *et al.*, 1998a). La seconde hétérogénéité, localisée vers 240 km, correspond à une discontinuité supplémentaire dans le manteau suggérant un manteau lent donc chaud (Kumar *et al.*, 2002).

Les études tomographiques des ondes P aboutissent aux mêmes conclusions et confirment qu'une large anomalie se trouve sous la Mer Rouge et le Nord-Ouest de l'Arabie entre 100 et 300 km de profondeur (Benoit *et al.*, 2003; Al-Lazki *et al.*, 2004). Au niveau du craton arabe, des contrastes de vitesse importants sont mis en évidence à travers le bouclier (4 à 6 %) avec un maximum de ralentissement sous la région adjacente à la Mer Rouge (Benoit *et al.*, 2003).

#### 4.2.2.2 Structure crustale

Les études de fonctions récepteurs permettent d'établir une carte des épaisseurs crustales à travers la péninsule arabe (Sandvol *et al.*, 1998a; Ritsema et Van Heijst, 2000; Kumar *et al.*, 2002; Al-Damegh *et al.*, 2004a). Concernant le bouclier, l'épaisseur crustale est relativement stable, estimée entre 35-40 km par Sandvol *et al.* (1998), 35-38 km par Kumar *et al.* (2002) et à 39 km par Al-Damegh *et al.* (2004) (Figure 4-6). Pour la plate-forme, l'épaisseur crustale moyenne est estimée à 45 km par Sandvol *et al.* (1998) mais Al-Damegh *et al.* (2004) précisent que celle-ci évolue entre 33 et 37 km dans sa partie Nord, entre 41 et 49 km dans sa partie Sud.

Ces études montrent également que la croûte s'amincit brusquement jusque 23 km le long des marges de la Mer Rouge (Al-Damegh *et al.*, 2004b) (Figure 4-6). Malheureusement, aucune estimation n'est avancée pour la partie Sud de la plaque arabe.

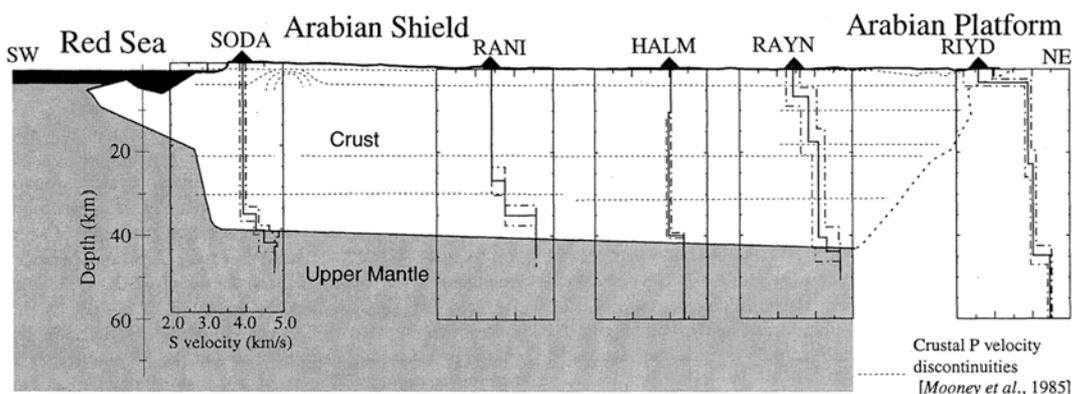


Figure 4-6 : Comparaison entre le modèle de vitesse des ondes de cisaillement de Sandvol *et al.* (1998) et le modèle de Mooney *et al.* (1985) obtenu à partir d'un profil de sismique réflexion établi en 1978 (Sandvol *et al.*, 1998)

Les vitesses lithosphériques sont estimées à partir de modèles d'atténuation de la propagation des ondes de surface à courtes périodes (de 5 à 50 s). Ces modèles soulignent que

les ondes sont ralenties sous la plate-forme arabe (vitesse des ondes P de 6.07 km/s ; vitesse des ondes S de 3.50 km/s) et accélérées de 6 % en moyenne sous le bouclier (Mellors *et al.*, 1999; Rodgers *et al.*, 1999; Al-Damegh *et al.*, 2004a).

Plusieurs explications peuvent rendre compte de ces variations. En premier lieu, les sédiments sont connus pour provoquer un ralentissement des ondes de surface dans les régions tectoniquement stables (Hwang et Mitchell, 1987). L'importance de la pile sédimentaire au niveau de la péninsule arabe (jusqu'à 6000 m) a probablement un impact non négligeable sur la vitesse de propagation des ondes (Ghalib, 1992; Seber et Mitchell, 1992).

Cependant, le simple modèle d'une croûte recouverte de sédiments ne peut expliquer à elle seule les différences de vitesses observées entre la plate-forme et le bouclier arabe. Au niveau du bouclier, les vitesses crustales rapides pourraient donc résulter d'une croûte inférieure mafique tandis que les vitesses plus lentes de la plate-forme indiqueraient une composition majoritairement feldspathique pour la croûte (Rodgers *et al.*, 1999).

La lithosphère amincie et anormalement chaude sous le bouclier arabe pourrait également résulter de la présence d'un manteau anormalement chaud (Mellors *et al.*, 1999; Al-Damegh *et al.*, 2004a).

Pour la limite Sud de la plaque arabe, la seule étude disponible est une étude récente de fonctions récepteurs effectuée dans le cadre du GDR Marges et du « *Dhofar seismic experiment* » (Tiberi *et al.*, 2007). Celle-ci met en lumière un amincissement rapide et hétérogène de l'épaisseur crustale sous la marge Nord du golfe qui passe d'environ 35 km sous les flancs du rift à 26 km sous la plaine de Salalah (Figure 4-7).

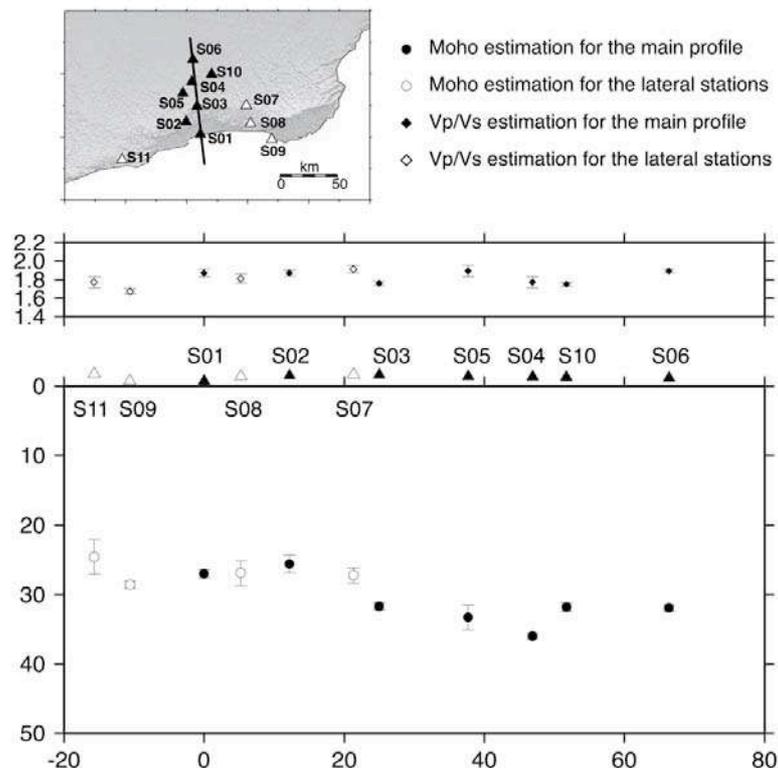


Figure 4-7 : Epaisseur crustale à travers une section globalement Nord-Sud, perpendiculaire aux structures syn-rift entre les stations S01 et S06. Les stations situées le long du profil principal sont en noir, les stations latérales en blanc (Tiberi *et al.*, 2007)

**En résumé :**

L'ensemble des études sismologiques menées dans la région s'accordent sur le fait qu'une large anomalie lente existe sous la région de l'Afar et qu'elle s'étire vers le Nord sous la Mer Rouge et le bouclier arabe.

De nombreuses hypothèses ont été avancées pour expliquer la présence de cette anomalie :

- ▶ Elle pourrait provenir directement du point chaud des Afars le long d'un (Sultan *et al.*, 1993; Ebinger et Sleep, 1998) ou de plusieurs chenaux (Debayle *et al.*, 2001),
- ▶ Elle pourrait également résulter d'une dynamique mantellique indépendante qui serait associée à l'ouverture de la Mer Rouge (Knox *et al.*, 1998; Rodgers *et al.*, 1999; Wolfe *et al.*, 1999),
- ▶ Dans le même esprit, Knox *et al.* (1998) ont proposé qu'elle soit associée à l'existence de cellules convectives à petite échelle,
- ▶ Elle pourrait représenter des structures rémanentes datant de la formation du bouclier arabe pendant le Protérozoïque (Sandvol *et al.*, 1998a; Wolfe *et al.*, 1999),
- ▶ ou encore découler de la présence d'une vaste anomalie thermique sous la péninsule arabe (Knox *et al.*, 1998) qui serait rattachée à l'existence d'un volcanisme cénozoïque au Yémen.

De nombreuses études sismologiques existent donc sur la marge Ouest de la plaque arabe (Mer Rouge), au centre de cette dernière mais encore aucune ne concerne le Sud de la plaque.

### 4.3 LE RESEAU TEMPORAIRE «DHO FAR SEISMIC EXPERIMENT » (2003-2004)

Le « *Dhofar Seismic experiment* » est la seconde composante d'un large projet du GDR Marges concernant les marges conjuguées du Golfe d'Aden et la ride de Sheba. Une première campagne en mer (Encens-Sheba) en 2000 avait permis d'établir le cadre structural général du bassin et de proposer un modèle d'ouverture du Golfe (d'Acremont, 2002; d'Acremont *et al.*, 2005; d'Acremont *et al.*, 2006). Une seconde campagne en mer en 2006 (Encens II) a été conduite dans le but de pouvoir imager la croûte grâce à la mise à l'eau d'OBS et d'affiner la structure du bassin grâce à l'acquisition de profils sismiques multitraces (Leroy *et al.*, March 2006).

Le « *Dhofar seismic experiment* » est consacré à l'étude détaillée à terre de la croûte et du manteau supérieur sous la marge passive de la partie Nord Est du Golfe d'Aden, dans la région du Dhofar. Ce travail est le résultat d'une collaboration avec l'université Sultan Qaboos, du directeur des minéraux de Salalah, de la Royal Holloway Université de Londres et l'université de Leeds.

L'immersion d'OBS (*Ocean bottom seismometers*) permettra de compléter les données obtenues à terre par tomographie téléseismique, régionale ou locale. C'est dans le cadre d'un tel projet que notre étude s'inscrit, des OBS ayant été mis à l'eau au large du Dhofar pendant la campagne Encens II (2006). Les données sont en cours de dépouillement (travail de thèse de L. Watremez).

Il n'existe encore à ce jour aucune étude tomographique téléseismique dédiée entièrement à l'étude d'une marge passive non volcanique.

#### 4.3.1 Réseau sismologique déployé

En 2003-2004, un réseau temporaire de onze stations sismologiques large bande enregistrant en continu a été déployé sur la côte Sud du Sultanat d'Oman (région du Dhofar) (Figure 4-8).

L'emplacement des sites a été choisi de façon à satisfaire quelques paramètres indispensables : une répartition homogène des stations, une bonne accessibilité du site et un faible bruit environnant. Par ailleurs, ceux-ci ont été choisis en majorité à proximité de locaux administratifs en vue d'assurer la sécurité du matériel et le long des routes principales afin de faciliter le travail de maintenance. L'enregistrement continu de la sismicité a fourni de nombreuses données qui ont été recueillies tous les trois mois pendant une durée d'un an.

Chaque site se composait (Figure 4-8):

- ▶ d'un sismomètre Guralp 40TD du réseau SEIS-UK enterré à 80 cm environ de la surface du sol afin de protéger l'instrument, de s'affranchir des variations de température et de limiter le bruit sur les enregistrements,
- ▶ d'une station centrale d'enregistrement (SAM) configurée pour échantillonner à une fréquence de 50 Hz (un échantillon toutes les 20 ms) avec un disque dur externe de 9 Goctets.
- ▶ d'un capteur GPS et d'une batterie pour l'alimentation.

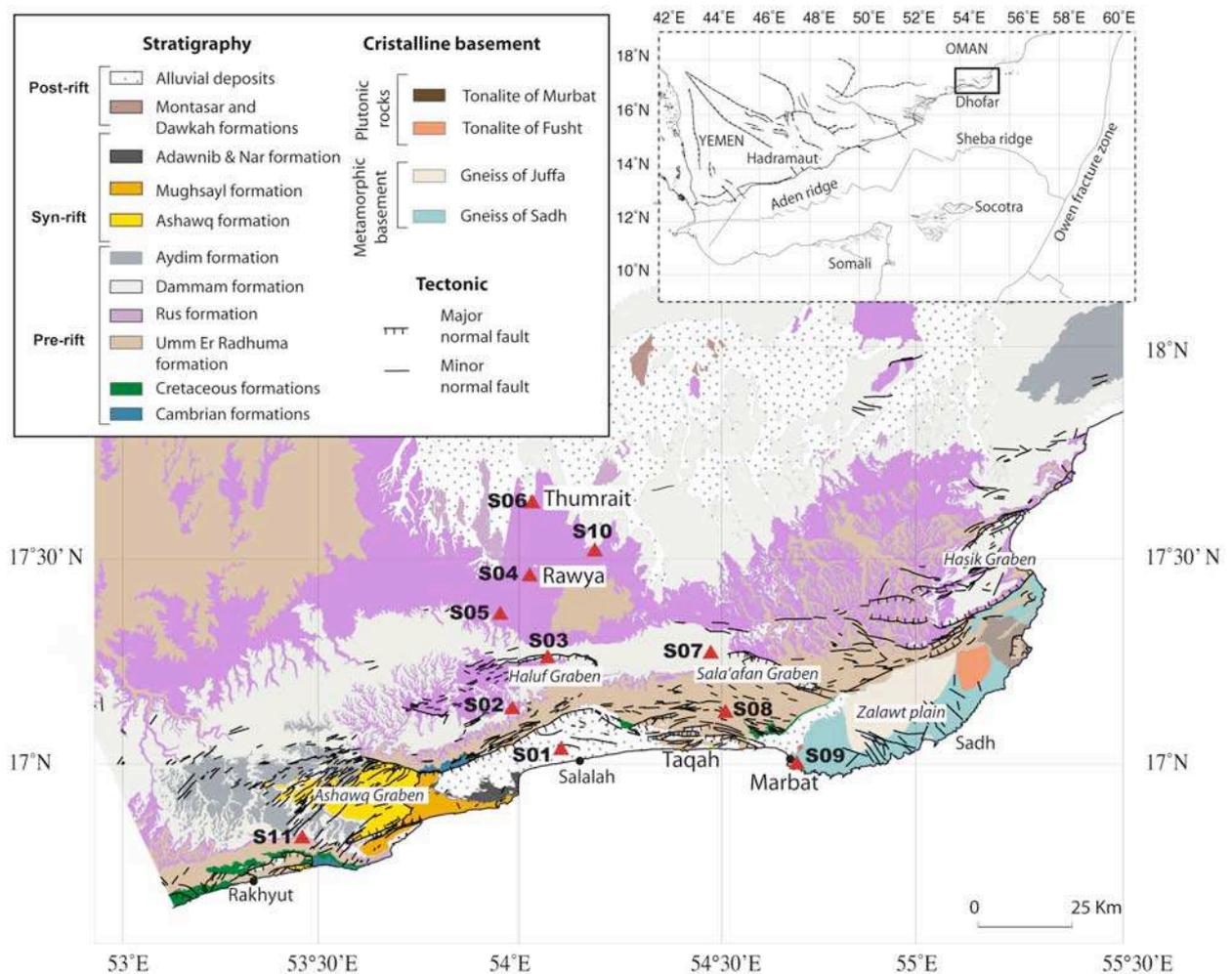


Figure 4-8 : Répartition des stations sismologiques dans la région du Dhofar (triangles rouges)

Les sismomètres étaient connectés à une antenne GPS afin d'assurer une synchronisation parfaite avec les horloges satellites (Figure 4-9). Une batterie de 12 V rechargée par des panneaux solaires permettait de maintenir l'ensemble sous tension. Les données ont été stockées sur des disques durs amovibles, changés à tous les services. Les services intermédiaires effectués tous les 3 mois ont permis de vérifier l'état de marche de chaque station et de réparer les dommages éventuels causés par des intrusions de personnes ou d'animaux. Seule la station S08 a subi des dégradations importantes et a dû être retirée en milieu de projet.

Les stations ont été disposées principalement le long d'un profil Nord-Sud de Thumrait à Salalah dans le prolongement de la direction des profils sismiques de la campagne Encens II (Figure 4-9). Quatre stations ont été disposées à l'Est de Salalah, près de Marbat et une à l'Ouest du graben d'Ashawq afin de contraindre latéralement les variations de structure (Figure 4-9). La station S10 a été installée sur un site permanent du Earthquake Monitoring Center (réseau omanais Sultan Qaboos University).

Les stations ont bien fonctionné durant la saison des pluies et ce, malgré un ensoleillement minimal (brouillard et pluie de juin à septembre). Environ 120 Goctets de données ont été recueillies pendant le déploiement du réseau.

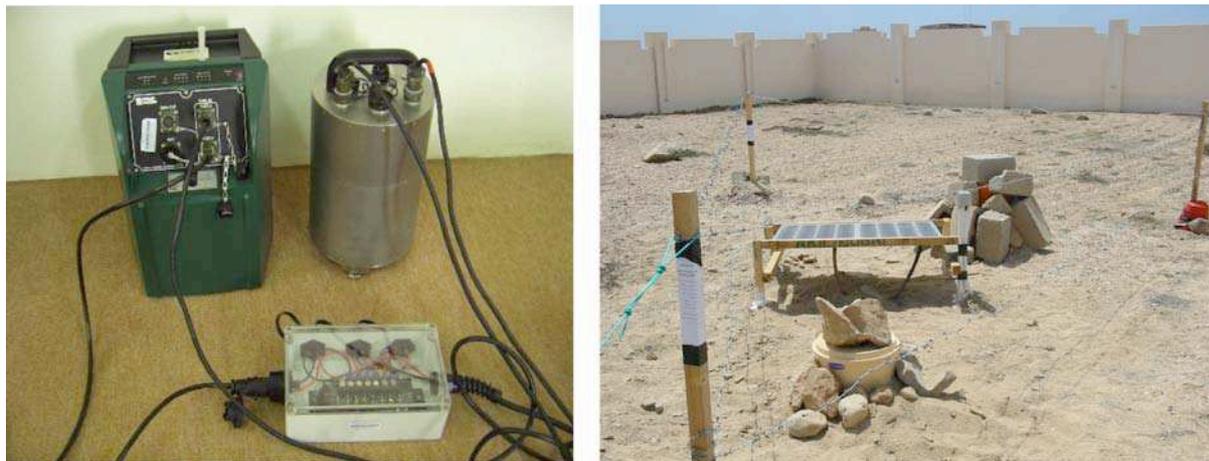


Figure 4-9: Appareillage utilisé (à gauche) et exemple de site d'implantation (à droite : celui de Marbat)

Dans ce travail de thèse, les temps d'arrivée des télé-séismes (distance épacentrale supérieure à  $30^\circ$ ) enregistrés pendant le déploiement du réseau ont permis de réaliser une tomographie lithosphérique de la marge Nord omanaise. Pour ce faire, plusieurs étapes et vérifications préalables sont indispensables : pointé des temps d'arrivée de chaque séisme au niveau de toutes les stations, vérification et analyse de la cohérence des résidus. Ces différents aspects sont détaillés dans les paragraphes suivants.

### 4.3.2 Distribution des séismes à travers le réseau

Afin de vérifier l'hypothèse de l'égalité de temps parcours des rais entre la source et la base du domaine étudié et d'éviter des problèmes de triPLICATION, seuls les séismes ayant une distance épacentrale supérieure à  $30^\circ$  ont été conservés. La Figure 4-10 montre la distribution azimutale des 284 télé-séismes que nous avons retenu. On constate que la distribution est satisfaisante et couvre à peu près tous les azimuts excepté entre  $120$  et  $140^\circ$  et entre  $220$  et  $240^\circ$ . La grande majorité des séismes enregistrés par notre réseau provient de la ceinture de feu du Pacifique (Kouriles, Kamchatka, Japon, Philippines, Mer de Banda...). Les séismes de l'Atlantique, et de la dorsale centrale indienne, bien que peu nombreux, ont permis d'éclairer des azimuts mal pourvus.

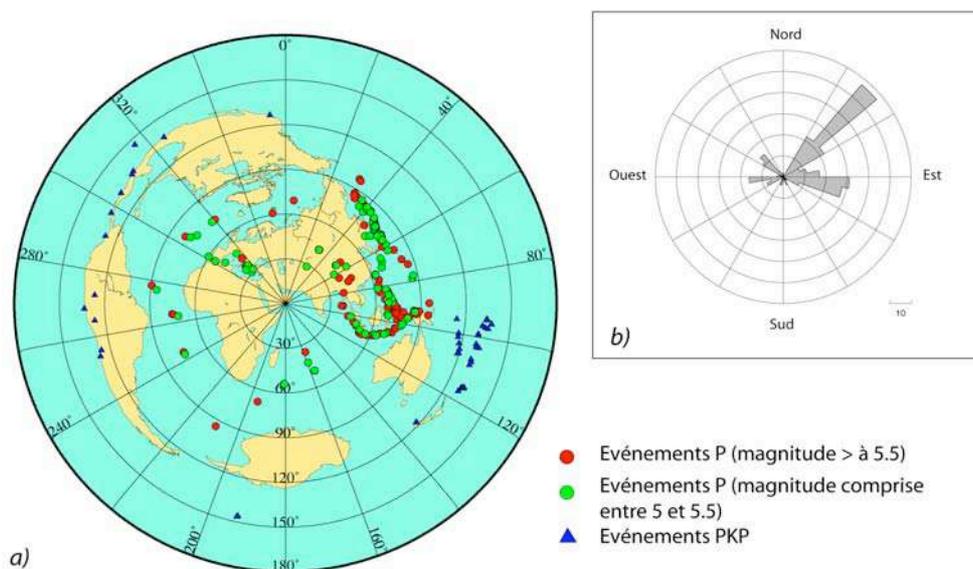


Figure 4-10 : Répartition azimutale des séismes utilisés pour l'inversion (magnitude supérieure à 5 et ayant une distance épacentrale supérieure à  $30^\circ$ ) a) Le centre de la projection correspond au centre de notre réseau b) Représentation statistique des séismes par région

Les arrivées PKP associées aux zones de subduction (Pérou, Californie, fosse de Tonga et de Kermadec) complètent la distribution azimutale.

Le bon rapport signal/bruit des stations a permis d'utiliser des séismes de magnitude supérieure ou égale à 5.

#### 4.4 LE TRAITEMENT DES DONNEES

Deux phases sismiques peuvent être enregistrées en onde de compression en première arrivée : les ondes P et les ondes PKP en fonction de leur distance épacentrale (Figure 4-11).

La plupart de nos séismes ont été enregistrés par les stations avec des ondes P en premières arrivées. Ces séismes ont des distances épacentrales comprises entre  $30^\circ$  et  $90^\circ$  (Figure 4-11). Après cette limite, ce sont les ondes P diffractées qui sont enregistrées (*Pdiff*), non utilisées dans cette étude tomographique. Les séismes donnant des P comme premières arrivées sont les plus nombreux (1931 arrivées). Ils proviennent essentiellement de la ceinture de feu du Pacifique (Japon, Philippines) et d'Indonésie.... Les arrivées *PP* posent problème en raison de leur point de réflexion qui peut représenter une zone très hétérogène, entraînant donc des résidus de temps importants et sans relation avec les anomalies de vitesse situées sous le réseau (Kaspar et Ritter, 1997). Il est donc déconseillé d'utiliser ce genre de phases.

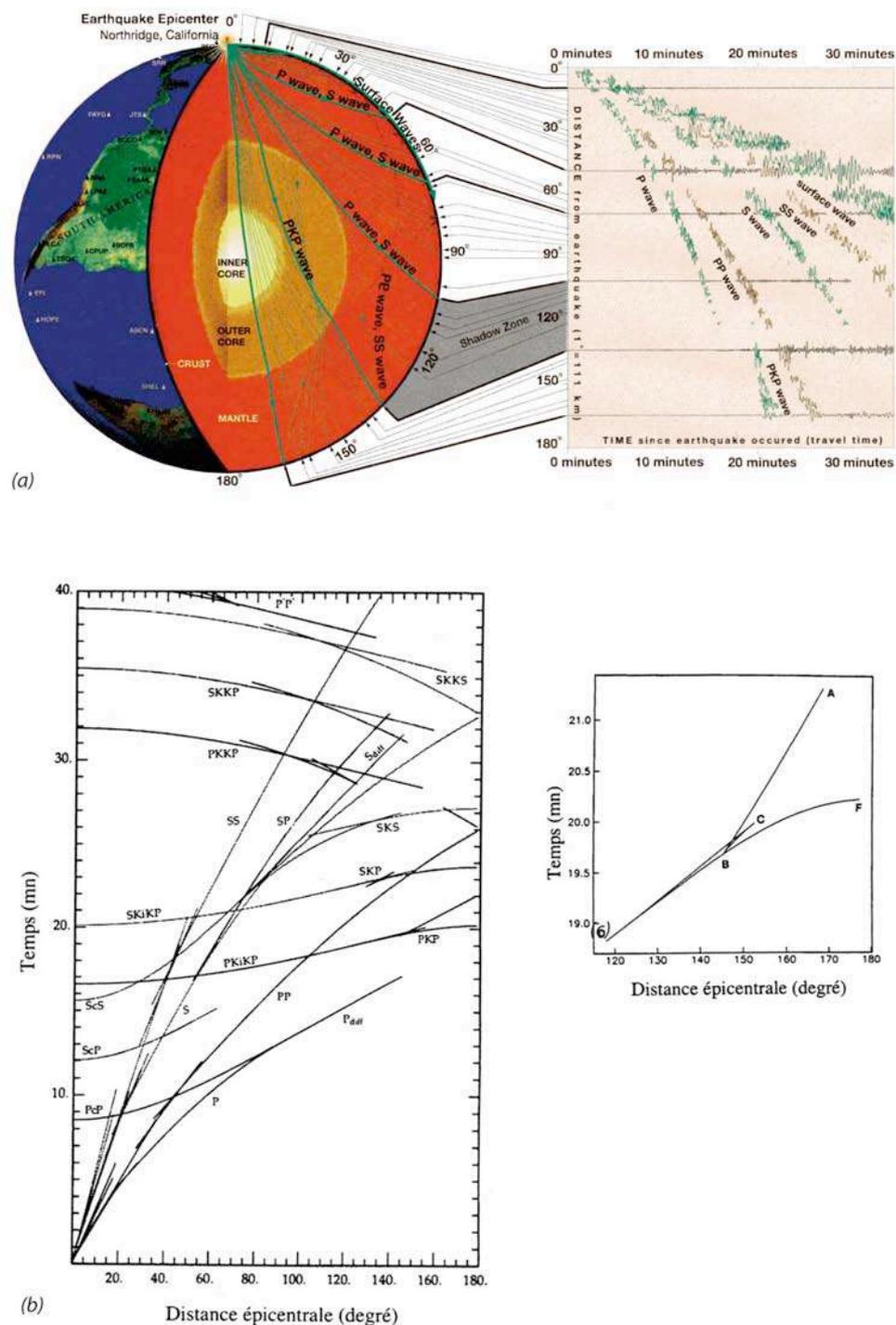


Figure 4-11 : (a) Trajet des ondes générées par un séisme à travers l'intérieur de la Terre et évaluation de leurs temps d'arrivée en fonction de leur distance épacentrale (site IRIS éducation : [www.iris.edu/about/publications.htm](http://www.iris.edu/about/publications.htm)) (b) Hodochrones pour le modèle IASP91, pour une source en surface (profondeur : 0 km), d'après Kennet et Engdahl (1991) (c) Courbes des temps de trajet (PREM) pour des distances épacentrales comprises entre 110 et 180° (PKP, d'après Lay et Wallace (1995)). On y voit la triplification des phases PKPab (branche AB), PKPbc (branche BC) et PKPdf (branche DF)

Les ondes PKP sont de plusieurs sortes car il existe un point de rebroussement. On distingue ainsi les ondes PKPab et PKPbc qui traversent le noyau externe, les PKiKP (également notées PKPcd) qui se réfléchissent sur la graine et les PKIPK (notées aussi PKPdf) qui la traversent (Figure 4-11). 365 arrivées PKP ont été pointées provenant des séismes de la zone de subduction d'Amérique du Sud et du Nord et du Pacifique. Dans notre cas, la majorité des arrivées PKP présentent une première arrivée PKPdf. C'est le cas des séismes provenant de la zone de subduction Ouest américaine (Santacruz, Pérou, Chili, Panama, Californie), certains séismes provenant de l'océan pacifique (îles Fidji, Samoa, Loyauté Vanuatu, Kermadec et Tonga).

La première étape a été de transformer le format initial des données (gcf, *Gulralp Compressed Format*) en format « miniseed » puis SAC afin de les rendre exploitables. Nous avons utilisé les programmes développés par Alex Brisbane de l'université de Leicester (groupe SEIS-UK). Les données brutes ont été stockées dans une base de données internationale (IRIS). La troisième étape a consisté à pointer les premières arrivées en utilisant la méthode de cross-corrélation de Van Decar et Crosson (1990) développée dans le paragraphe suivant. Le pointé a été effectué sans filtrage préalable du signal en raison d'un rapport signal/bruit élevé. 2296 délais de temps ont été obtenus pour les arrivées P (1931) et PKP (365) correspondant à 284 tremblements de terre.

#### 4.4.1 Description mathématique du principe de cross-corrélation

Les signaux enregistrés par les stations sont rarement des profils exempts de tout bruits de fond et il n'est pas toujours aisé de déterminer « manuellement » l'arrivée de l'onde sur le relevé (Figure 4-12). La détermination manuelle des temps d'arrivée rend difficile toute estimation des erreurs liées au pointé (Douglas *et al.*, 1997). Or, de la qualité de l'estimation de ces temps d'arrivée dépend en grande partie la validité de l'étude tomographique. Dans le cas de notre réseau, la proximité entre nos différentes stations implique un trajet des rais suffisamment semblable pour permettre un pointé des temps d'arrivée par cross-corrélation. L'algorithme que nous utilisons ici, développé par Van Decar et Crosson (1990), permet une cross-corrélation multiple entre tous les signaux. La station ayant enregistré le signal de meilleure qualité est utilisée comme station de référence. Le principe consiste à minimiser la fonction représentant l'écart entre les temps d'arrivée des phases les plus énergétiques (ondes P ou PKP) par les autres stations par rapport à la station de référence.

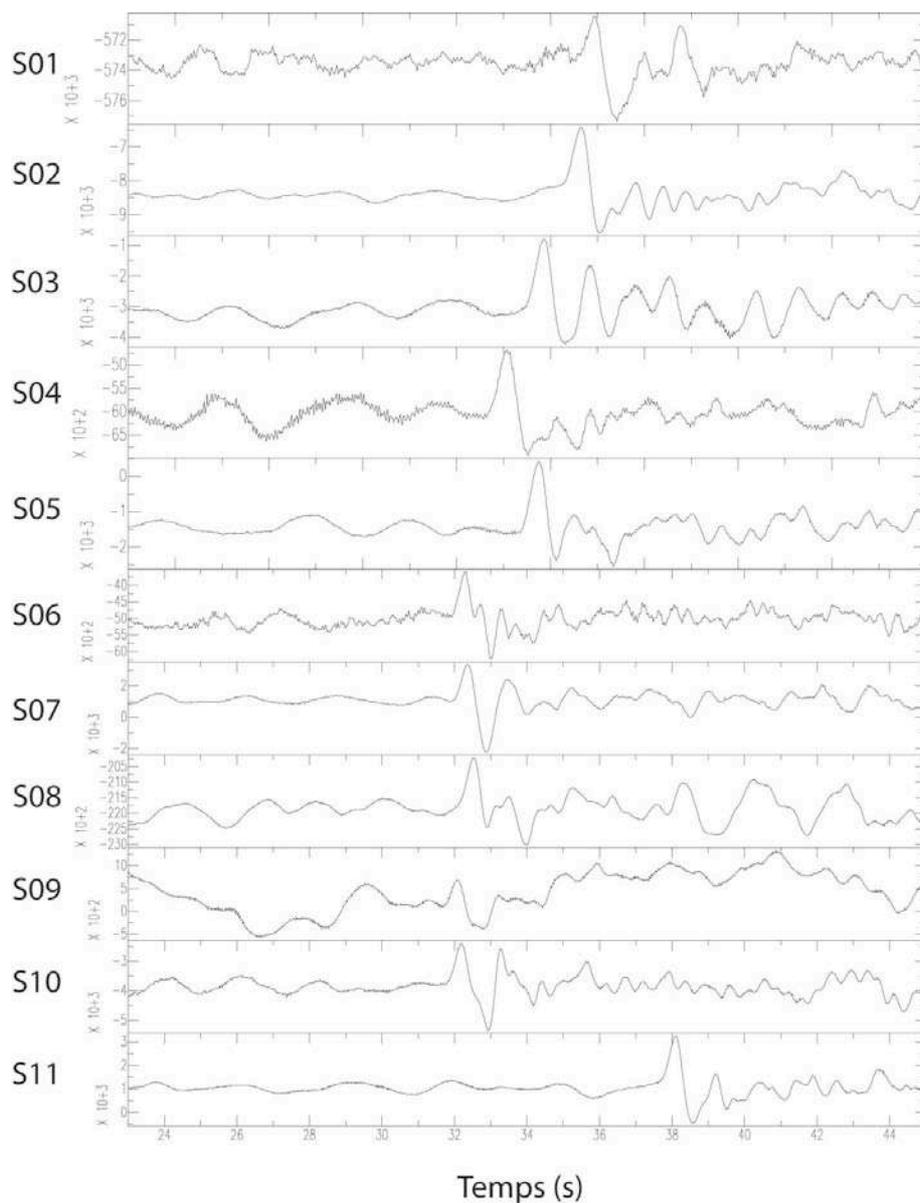


Figure 4-12 : Exemples de signaux bruts enregistrés par les 11 stations de notre réseau (séisme survenu le 16/04/2003 au Japon de magnitude 5.7). L'arrivée la plus tardive (S11) correspond à la station la plus éloignée de l'épicentre. On peut remarquer également la grande similarité de la forme d'onde au niveau de chaque station.

Soit deux relevés temporels  $x_i$  et  $x_j$  arrivant à deux stations sismiques différentes  $i$  et  $j$ , on utilise les notations suivantes (Figure 4-13):

- $T$ , fenêtre temporelle dans laquelle est appliquée la fonction de cross-corrélation,
- $t_0$ , l'instant de début de la fenêtre temporelle,
- $t_i^p$  et  $t_j^p$ , les pointés approximatifs des signaux  $i$  et  $j$ .

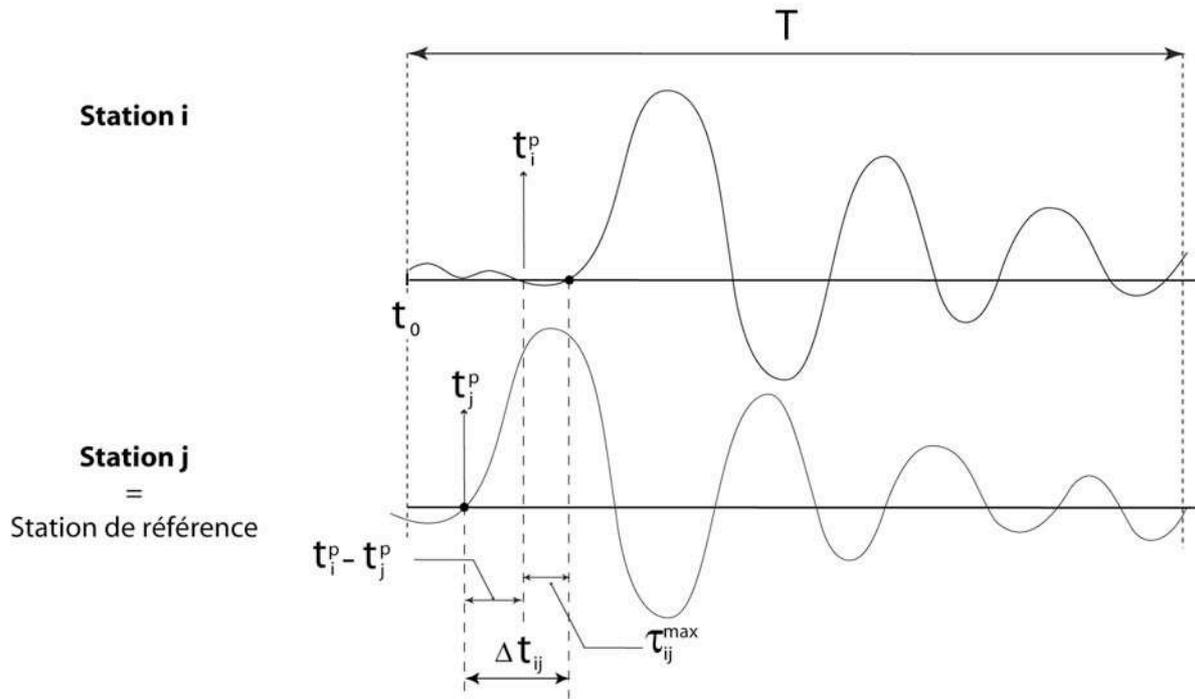


Figure 4-13: Principe de la cross-corrélation (modifié d'après Van Decar et Crosson, 1990 et Tiberi, 1999)

La fonction de cross-corrélation s'applique alors sur la fenêtre temporelle  $T$  découpée en  $N$  intervalles élémentaires  $\delta t$  :

$$\Phi_{ij}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N x_i(t_i^p - t_0 + k\delta t + \tau) x_j(t_j^p - t_0 + k\delta t)$$

$\tau$  est le paramètre de la fonction de cross-corrélation. Il représente l'écart temporel avec le pointé  $t_i^p$ . Compte tenu de la forme sinusoïdale des signaux à traiter, on peut démontrer qu'il existe une valeur  $\tau_{ij}^{\max}$  qui maximise la fonction  $\phi_{ij}(\tau)$ . Pour cette valeur, on a alors un alignement optimal des signaux  $i$  et  $j$ . Si  $\tau_{ij}^{\max}$  est nul, c'est que les deux pointés approximatifs correspondent aux pointés idéaux de début des signaux. Dans le cas contraire, cela signifie qu'il y a un décalage entre les pointés approximatifs. On note  $\Delta t_{ij}$  le retard de  $x_i$  par rapport à  $x_j$  :

$$\Delta t_{ij} = t_i^p - t_j^p + \tau_{ij}^{\max}$$

Lorsque l'on fait cette estimation, pour  $i = 1, \dots, n-1$  et  $j = i+1, \dots, n$  on obtient un jeu de données de valeurs de  $\Delta t_{ij}$ . On peut alors estimer les temps d'arrivée  $t_k^*$  en inversant ce jeu de données en utilisant l'équation :

$$\Delta t_{ij} = t_i^* - t_j^*$$

Cependant, sur le plan mathématique, cela revient à calculer  $n$  valeurs de  $t_i^*$  à partir de  $n(n-1)/2$  équations de  $\Delta t_{ij}$ . Il faut donc procéder à un traitement statistique et ce, d'autant plus que l'estimation est sujette au bruit des signaux.

Pour rendre le problème moins dépendant du traitement statistique, on ajoute l'hypothèse suivante :

$$\sum_{i=1}^n t_i^* = 0$$

La méthode des moindres carrés permet d'obtenir l'estimation des temps d'arrivée :

$$t_i^* = \frac{1}{n} \left( -\sum_{j=1}^{i-1} \Delta t_{ji} + \sum_{j=i+1}^n \Delta t_{ij} \right)$$

On appelle « résidu » au sens des moindres carrés la quantité  $res_{ij}$  :

$$res_{ij} = \Delta t_{ij} - (t_i - t_j)$$

avec:

$$t_i = t_{ref} + (t_i^* - t_{ref}^*)$$

où  $t_{ref}$  correspond à l'instant très clair déterminé par pointé manuel sur la station de référence.

$t_{ref}^*$  correspond au temps de référence estimé, non plus par pointé, mais par cross-corrélation.

Le résidu  $res_{ij}$  correspond à l'écart entre le résultat  $\Delta t_{ij}$  obtenu par cross-corrélation et l'écart estimé obtenu *a posteriori*  $t_i^* - t_j^*$ .

L'écart ou variance sur l'estimation des temps d'arrivée est alors donné par :

$$\sigma_i = \sqrt{\frac{1}{n-2} \left[ \sum_{j=1}^{i-1} res_{ji}^2 + \sum_{j=i+1}^n res_{ij}^2 \right]}$$

$\sigma_i$  est faible lorsque l'ensemble des résidus  $res_{ij}$  sont faibles, ce qui signifie que les temps obtenus  $t_i^{est} - t_j^{est}$  sont très proches des  $\Delta t_{ij}$  ou encore que les valeurs estimées sont très proches des valeurs pointées.

Les coefficients de corrélation  $r_{ij}$  sont alors donnés par :

$$r_{ij} = \Phi_{ij}(\sigma_{ij}^{\max}) / \sigma_i \sigma_j$$

La variance et les coefficients de corrélation sont précieux pour quantifier la qualité des pointés. En effet la valeur de  $\sigma_i$  représente l'écart moyen obtenu par moindres carrés autour de la valeur estimée  $t_i^{est}$ .

En pratique, cette technique requiert donc de pointer le plus précisément possible la phase choisie sur un signal clair de référence et de déterminer manuellement les pointés approximatifs pour les autres signaux. Cette technique présente également l'avantage de fournir une incertitude théorique sur les pointés bien que celle-ci soit probablement sous-estimée. Afin

de bien pointer la première arrivée (qui n'est pas nécessairement la plus énergétique), nous avons limité la fenêtre de temps  $T$  à quelques secondes (3 en moyenne) et pris un  $t_0$  entre 1 à 2 s. Ces valeurs sont comparables à celles obtenues dans d'autres études (Van Decar et Crosson, 1990; Tiberi, 1999; Tiberi *et al.*, 2000). L'incertitude sur les pointés est estimée entre 0.01 s au minimum et 0.15 s au maximum. Chaque pointé a été pondéré par un « indice de qualité » déduit de cette incertitude. Dans le cas de signaux trop bruités, le pointé a été effectué manuellement pour chaque station. Dans l'exemple présenté, la station de référence choisie est la station S09 (Figure 4-14).

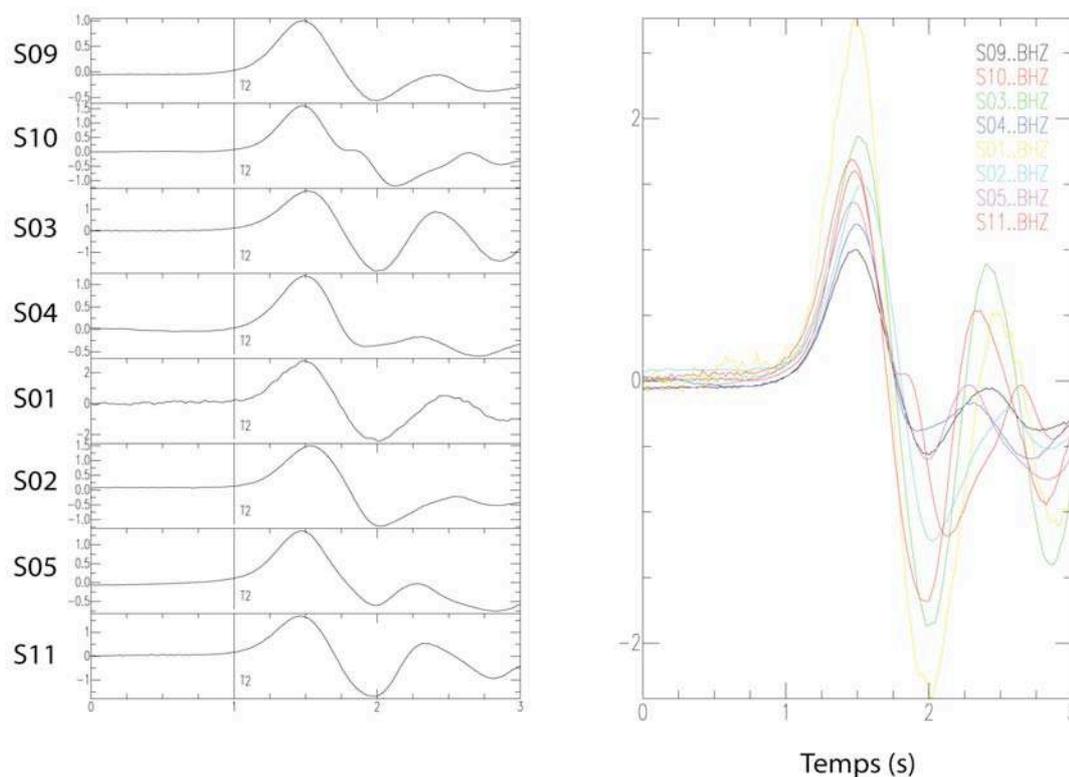


Figure 4-14 : Exemple de cross-corrélation pour un séisme en provenance du Japon, survenu le 14/11/2003 à 18h43 et de magnitude 5.7

## 4.4.2 Analyse des résidus

### 4.4.2.1 Définition d'un résidu

Nous nous sommes limités dans cette étude à une tomographie télésismique en utilisant les temps d'arrivée des phases P et PKP. La dimension restreinte de notre réseau ( $\sim 135$  Km en EW et  $\sim 67$  Km en NS) et l'utilisation des télé-séismes nous permet d'imager une structure en profondeur du même ordre de grandeur (entre 140 et 160 Km). Dans la tomographie télésismique, les rais sont supposés être affectés de manière identique par les hétérogénéités de grandes longueurs d'onde. Les temps d'arrivée ne sont perturbés que par les hétérogénéités de petites longueurs d'onde situées à l'aplomb du réseau. Ces temps sont comparés à des temps d'arrivée théoriques dépendants du modèle de Terre choisi. Dans cette étude, nous avons utilisé le modèle IASP91 de Kennet et Engdahl (1991).

Les différences entre le temps de trajet du rai dans une Terre théorique et le temps de trajet réel observé sont appelés *résidus de temps*. Ces résidus seront ensuite inversés afin d'obtenir un modèle de vitesse sous le réseau. On peut formuler leur expression par l'équation suivante :

$$r_{i,j} = t_{obs,i,j} - t_{calc,i,j}$$

pour un récepteur  $i = 1, \dots, I$  et une source  $j = 1, \dots, J$ .

La valeur des résidus est déterminée par plusieurs paramètres (Figure 4-15). Elle inclut notamment:

- ▶ Les erreurs associées à la localisation de l'hypocentre et à la détermination du temps d'origine de la source appelées *termes d'erreur source* (1),
- ▶ Les différences de temps de parcours entre le temps de parcours théorique dans le modèle de référence et le temps de parcours réel entre la source et la base de la région étudiée. Ces différences sont appelées *terme d'erreur trajet* (2),
- ▶ Les anomalies de vitesse liées aux anomalies sous le réseau (3). Elles produisent en général des perturbations de 0.1 à 2 s dans les temps d'arrivée,
- ▶ Les erreurs d'horloge et de dépouillement (4). Celles-ci seront éliminées lors de l'analyse systématique des résidus (paragraphe 1.3.2.2.)

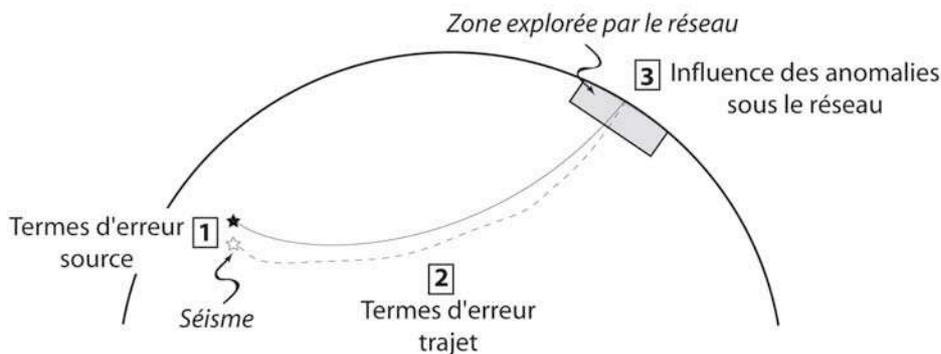


Figure 4-15 : Paramètres influençant la valeur des résidus enregistrés par les stations

Les résidus (1) et (2) sont identiques pour tous les rais d'un événement donné. On peut donc s'en affranchir en considérant les résidus relatifs :

$$rr_{i,j} = r_{i,j} - r_{ref,i,j}$$

où  $r_{ref,i,j}$  est le résidu de référence.

Nous avons choisi d'utiliser la moyenne des résidus comme résidu de référence. Le choix du résidu de référence est important pour comparer les résidus entre eux mais n'est pas déterminant lors de l'inversion puisque celle-ci s'affranchit du choix d'une référence.

Les données utilisées en tomographie doivent être de grande qualité car pour certains azimuts une partie importante de l'espace étudié est échantillonné par un nombre limité de rais. Une erreur intervenant sur une donnée éclairant une zone peu échantillonnée aurait donc d'importantes répercussions sur l'inversion tomographique ultérieure. Une fois le résidu de référence soustrait aux résidus de chaque séisme, les résidus doivent être vérifiés et les valeurs aberrantes corrigées ou supprimées (correction du terme 4).

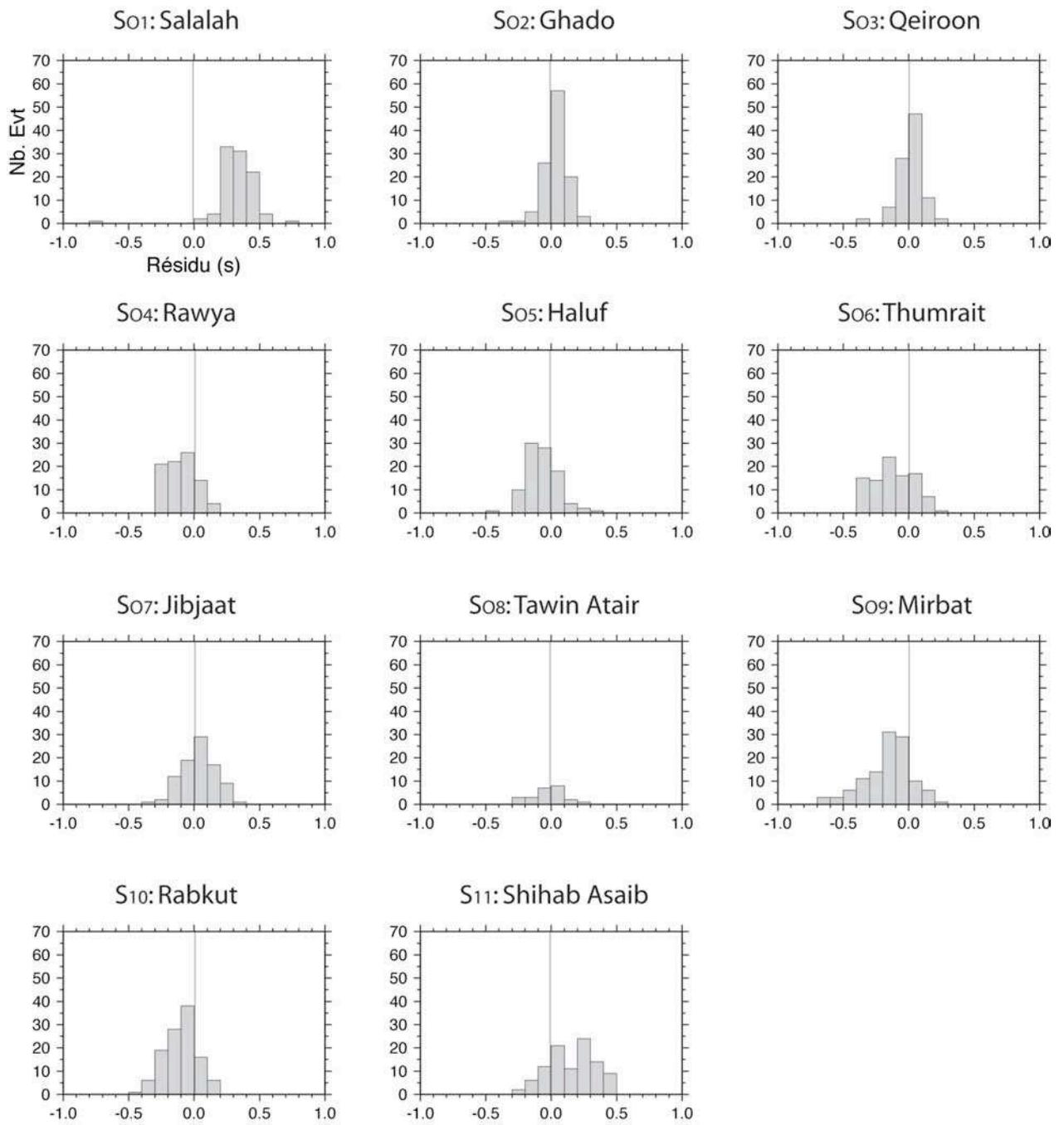


Figure 4-16 : Histogrammes de densité de séismes par résidus à chaque station pour les ondes P et PKP

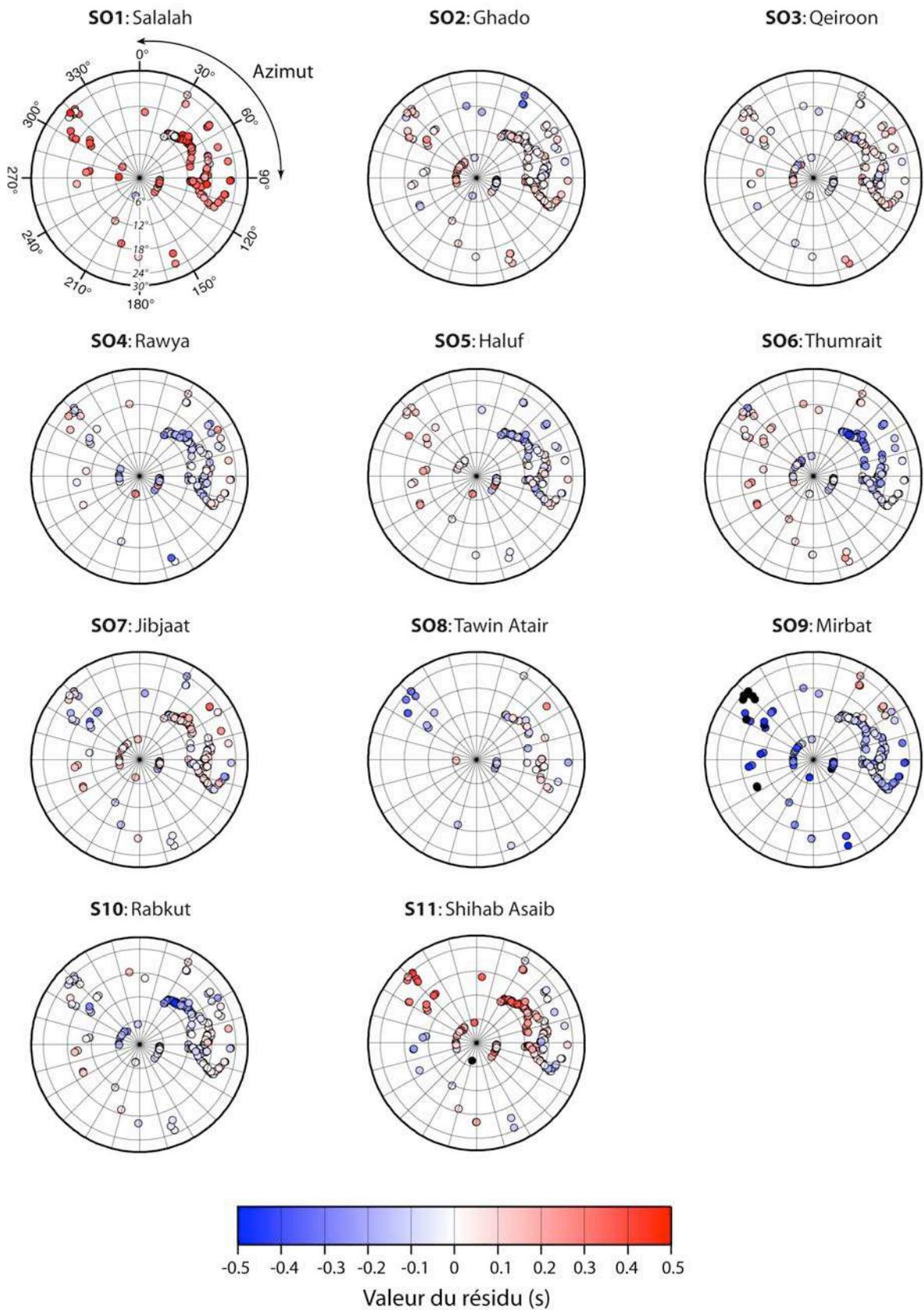


Figure 4-17 : Répartition des résidus relatifs en fonction de la distribution azimutale et de l'incidence des rais. L'incidence des rais a été calculée à partir du paramètre de rai en prenant une vitesse moyenne de 6 km/s pour la croûte

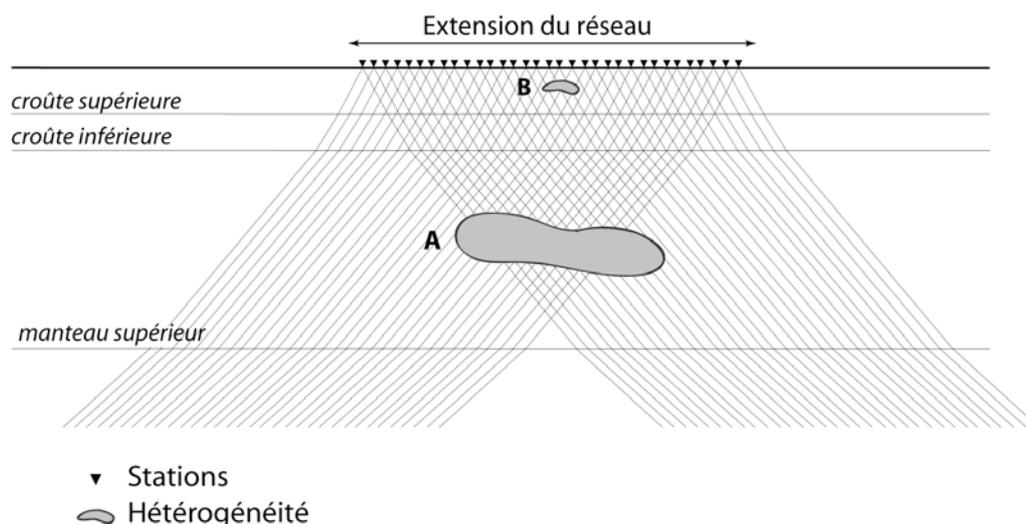


Figure 4-18 : Relations entre profondeur/taille des hétérogénéités et géométrie des rais les traversant

Concernant les autres stations, la valeur des résidus diffère selon l'azimut et l'incidence des événements. Prenons pour exemple les rais en provenance de la ceinture de feu du Pacifique (azimut 30-100°). On constate qu'ils sont ralentis sous les stations S02, S03, S07, S08 et S11 alors qu'ils sont clairement accélérés sous S04, S05, S06 et S10. Ces différences révèlent la présence d'hétérogénéités latérales sous le réseau. L'information contenue dans les résidus représente la sommation de toutes les perturbations traversées par le rai le long de son parcours, il est donc impossible de préciser le nombre ou la profondeur des anomalies dès ce stade de l'étude. Cependant, au vu de la géométrie du réseau (Figure 4-8), on peut déjà supposer l'existence d'une limite EW au Nord de S03. L'inversion tomographique permettra de contraindre l'intensité et la position des anomalies.

#### 4.4.2.2.3 Courbes des résidus relatifs

Les courbes de résidus relatifs sont obtenues en considérant pour chaque station la valeur du résidu relatif (*résidu brut* – *résidu moyen*) en fonction de la région « source » (c'est-à-dire pour les séismes ayant des azimuts semblables). Les figures Figure 4-18 et Figure 4-19 représentent les courbes obtenues pour les séismes ayant une première arrivée P ou une première arrivée PKP respectivement. Les résidus sont représentés avec la barre d'erreur théorique déduite de l'alignement des temps d'arrivée par cross-corrélation. Celle-ci est un bon indicateur de la cohérence des résultats bien qu'elle ne soit qu'une sous-estimation de l'erreur réelle sur les résidus.

L'utilité principale d'une telle représentation est de vérifier la cohérence temporelle des résidus. En effet, chaque station doit enregistrer de manière identique les séismes de même azimut (ayant la même région source) indépendamment de la date de l'événement, la structure de la Terre restant identique sur l'échelle de temps de notre étude. Les variations de valeurs des résidus pour une région épiscopentrale donnée sont donc obligatoirement révélatrices d'un problème de temps sur les stations (dérive des horloges, saut de pas de temps...) ou d'une mauvaise manipulation au cours du pointé.

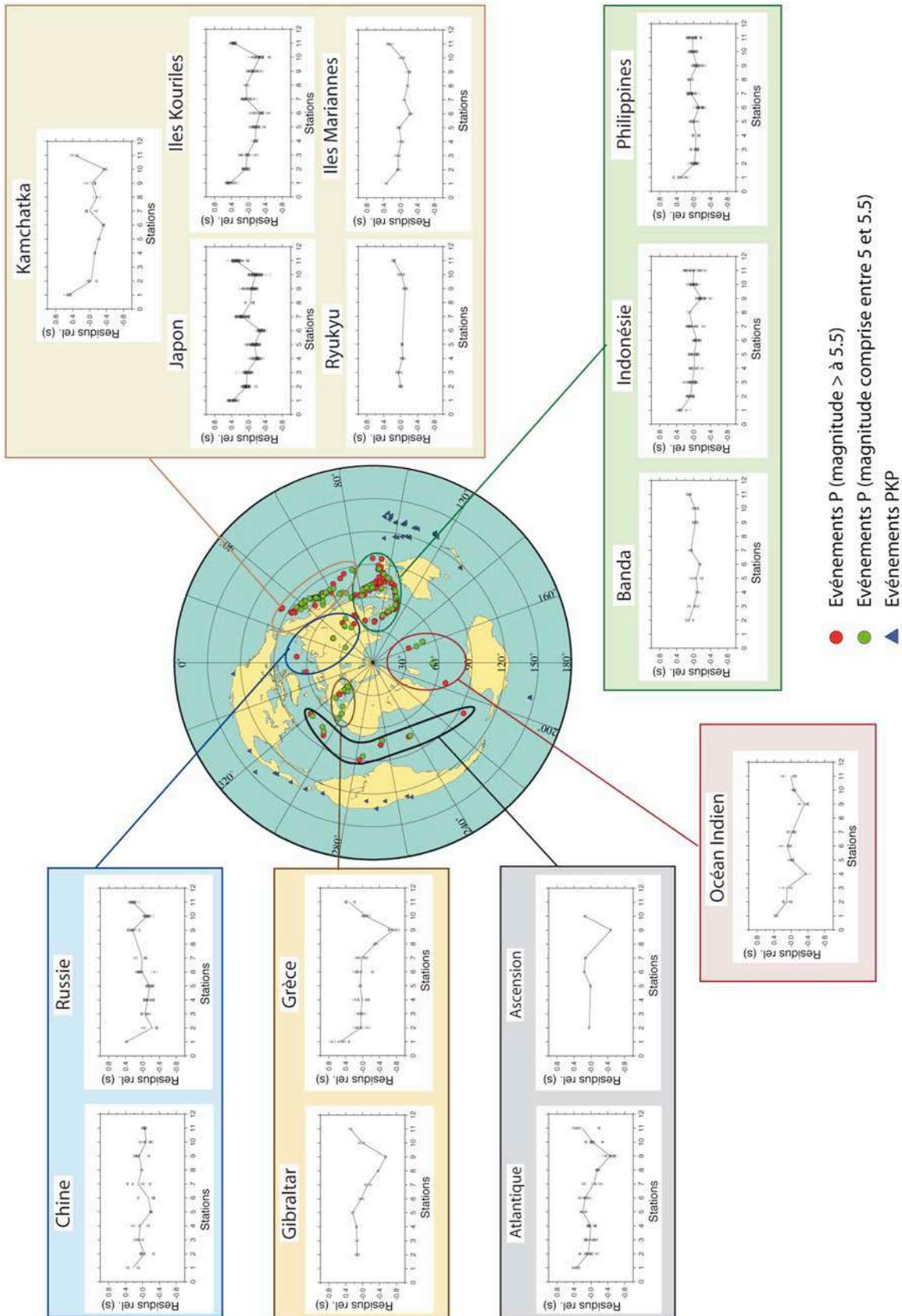


Figure 4-19 : Courbes de résidus relatifs pour les azimuts arrivant en P

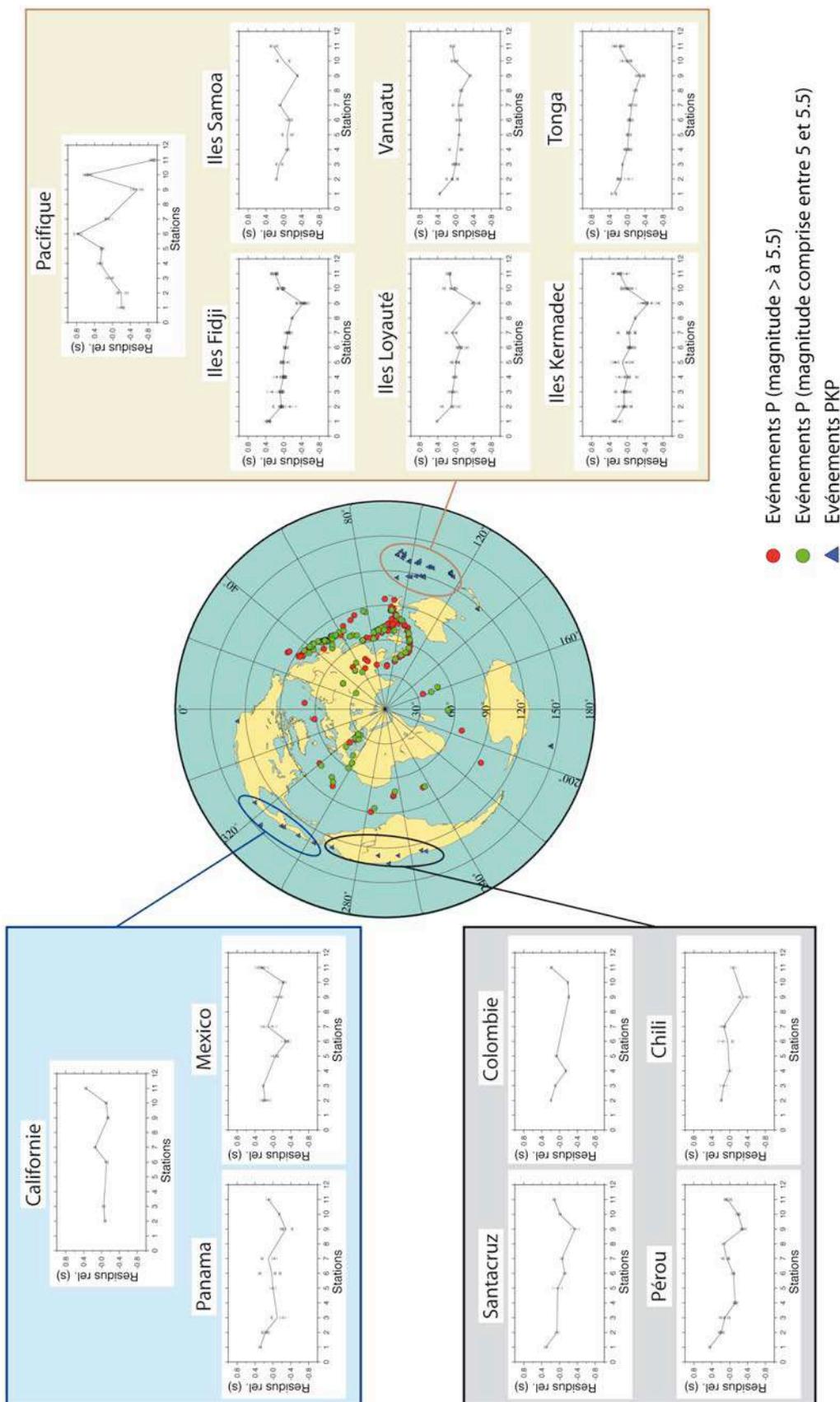


Figure 4-20 : Courbes de résidus relatifs pour les azimuts arrivant en PKP

Les courbes illustrent la bonne cohérence des données, l'écart maximum entre les résidus n'excédant pas 0.2 s pour les valeurs les plus dispersées (Indonésie, Kouriles par exemple) à comparer aux valeurs extrêmes des résidus (-0.5/0.5). Pour les séismes provenant d'une même région, la localisation de l'hypocentre a une influence directe sur le temps de trajet du rai ce qui explique en partie la dispersion des résidus à chaque station.

► Plusieurs observations peuvent être faites sur l'allure générale des courbes. Dans un premier temps, deux types de courbes peuvent être distingués :

- Un premier groupe rassemble les événements ayant une première arrivée PKP dont les incidences sont comprises entre 110 et 150° (Californie, Panama, Mexico, Pacifique, Iles Fidji, Chili, Pérou...) (groupe marron Figure 4-18). Toutes ces courbes montrent un pic négatif sous la station S09 (de -0,2 à -0,4 s) davantage marqué pour les événements situés à l'Est du réseau. Les rais avec une première arrivée PKP atteignent le réseau avec une incidence quasi-verticale et ont tous traversés une anomalie positive qui a provoqué leur accélération.
- Le deuxième groupe réunit les événements ayant une première arrivée P dont les incidences sont comprises entre 30 et 110°. Parmi eux, une nouvelle distinction peut être faite :
  - d'une part, les rais arrivant de l'Ouest du réseau présentent tous un pic négatif plus ou moins net sous S09 (entre -0,2 et -0,5 s). C'est le cas des rais arrivant de Grèce, Gibraltar, Atlantique....
  - d'une part, les rais arrivant de l'Est du réseau ont des courbes beaucoup plus lissées et des valeurs de résidus plus homogènes (Kamchatka, Japon, Kouriles...)

Deux configurations peuvent expliquer cette observation (Figure 4-21). On peut supposer que seuls les rais en provenance de l'Ouest du réseau traversent une anomalie positive (cas *a*) ou alors que tous les rais traversent une anomalie positive profonde mais que les rais en provenance de l'Est du réseau traversent aussi une anomalie superficielle de signe contraire (cas *b*). Ces deux hypothèses sont compatibles avec le fait que les rais arrivant en PKP sont tous accélérés sous S09.

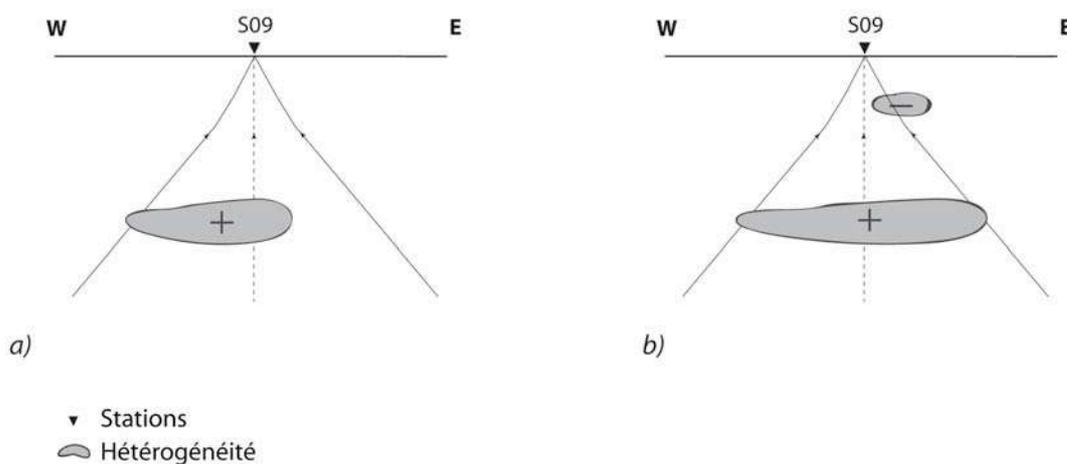


Figure 4-21 : Configurations possibles des anomalies expliquant les valeurs des résidus relatifs sous la station S09 pour les rais avec une première arrivée P. L'anomalie + provoque une accélération des rais, l'anomalie - leur ralentissement

► Par ailleurs, on constate que certaines courbes présentent une forme en « cuvette » ou un pic négatif indiquant des perturbations de vitesse positives sous certaines stations.

- cette cuvette se situe sous la partie Sud du réseau pour les rais en provenance de l'Atlantique, de l'océan indien, de Colombie ou du Panama (S02, S03, S04),
- elle se déplace vers le Nord pour les rais en provenance du Japon, des îles Kouriles (S04, S05, S06).

Ce comportement semble indiquer qu'au moins une partie de l'anomalie qui crée ces résidus négatifs se situe en profondeur. En effet, les rais arrivant de l'Atlantique ou du Japon viennent de directions opposées par rapport à notre réseau mais avec un angle d'indidence équivalent (entre 60 et 65° environ). Ces rais ont donc tendance à « projeter » les anomalies profondes qu'ils traversent selon leur direction de propagation ce qui induit un décalage en surface de la position observée de l'anomalie (Figure 4-22). Le décalage apparent est d'autant plus marqué que l'anomalie est profonde.

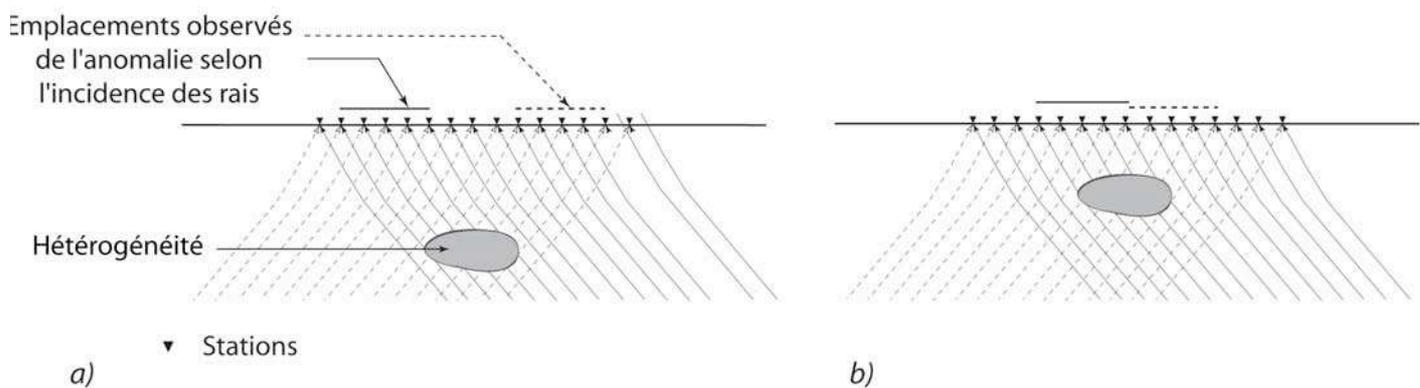


Figure 4-22 : Décalage apparent des positions des anomalies profondes (cas a) ou plus superficielles (cas b) en fonction de l'incidence des rais les traversant. On remarque que ce décalage est d'autant plus important que l'anomalie est profonde

Après avoir présenté succinctement la méthode ACH, nous détaillerons le principe de l'inversion utilisée dans le cadre de cette thèse qui consiste à minimiser les différences entre le temps de trajet calculé et le temps de trajet réel des rais.

## 4.5 PRINCIPE DE L'INVERSION TOMOGRAPHIQUE

### 4.5.1 Description du problème

Aki, Christofferson et Husebye (1974) sont les premiers à avoir proposé une étude complète d'inversion tomographique utilisant à la fois :

- des données de temps de trajet des rais,
- un modèle mathématique du comportement théorique des rais dans une Terre homogène,
- l'emploi de traitements statistiques des données.

En pratique, cette méthode consiste à calculer les temps d'arrivée des ondes sur plusieurs stations en se basant sur un modèle de Terre de référence (densité, vitesse des ondes, trajectoires des rais) puis à comparer la différence entre ces résultats et les temps de trajet réels des rais en faisant appel à des méthodes mathématiques qui s'appuient à la fois sur le calcul matriciel et l'analyse statistique.

La difficulté inhérente à cette démarche est qu'elle doit composer avec deux inconnues : les localisations hypocentrales des événements et les structures à imager. Par ailleurs, la mauvaise distribution spatiale des événements conduit à une densité hétérogène des rais. La technique de

tomographie locale utilise moins d'hypothèses que la tomographie télésismique et ne dépend pas, par exemple, des erreurs de localisation des événements. Mais en travaillant sur les résidus relatifs, la tomographie télésismique s'affranchit des erreurs liées à la localisation des événements et n'a plus qu'un seul problème à résoudre : la localisation des structures perturbantes.

Au final, l'inversion tomographique fournit une carte bi ou tri-dimensionnelle des écarts de densité ou de vitesse (donc de structure de terre) par rapport à un modèle de base (un modèle PREM par exemple ou un modèle composite liant modèle PREM et observations géologiques).

Ces auteurs ont aussi jeté les bases des stratégies à adopter pour identifier la qualité d'un modèle en terme d'incertitude vis-à-vis de la qualité des données. En effet, dès lors qu'on inverse des données et qu'on leur applique des opérateurs statistiques, on induit l'utilisation d'écarts-types par rapport à un résultat et par rapport aux données.

Comme nous le verrons, la méthode ACH est mathématiquement très robuste. De plus, comme d'autres méthodes d'inversion (Zeyen et Achauer, 1997), l'utilisation d'indicateur d'erreurs (ou plutôt « d'écart par rapport à une solution ») permet de quantifier la confiance sur les résultats obtenus, ce qui rend cette méthode d'autant plus attractive. Cependant, comme toute méthode mathématique, elle s'appuie sur des hypothèses qui ne sont pas satisfaites dans toutes les configurations. Il faut alors faire appel à des méthodes plus élaborées mais qui, dans notre cas, ne sont que des extensions de la méthode ACH. Par exemple, Evans et Achauer (1993) ont élargi la méthode à l'échelle lithosphérique et Lévêque et Masson (1999) ont proposé d'utiliser un profil de vitesse 1D à une échelle régionale afin d'obtenir non plus des variations de vitesse relatives mais des variations de vitesse par rapport à un modèle régional.

## 4.5.2 Méthodes de résolution

### 4.5.2.1 Généralités

De manière générale, un problème inverse, qu'il s'agisse de tomographie ou non, consiste à calculer le contenu d'un vecteur de paramètres  $p$  défini par l'équation :

$$d = Gp$$

où  $d$  est le vecteur des données et  $G$  la matrice des coefficients de la loi physique reliant les données aux paramètres.

Lorsque la matrice  $G$  est inversible, il existe une solution unique. On peut alors écrire :

$$p = G^{-1}.d$$

En tomographie, la redondance des données, l'incertitude existant sur celles-ci ainsi que la présence de nombreux paramètres rendent souvent la matrice  $G$  non inversible.

Il existe plusieurs stratégies pour obtenir une solution à un tel problème mathématique. Il est en effet possible :

- de résoudre l'équation au sens des moindres carrés,
- d'utiliser des méthodes itératives qui présentent l'inconvénient de s'avérer parfois très coûteuses en temps de calculs numériques,
- de découper la matrice  $G$  en matrices inversibles.

*Dans le cas de la tomographie,*

- ▶ la matrice  $G$  est la matrice exprimant les lois physiques reliant les paramètres aux données,
- ▶ la matrice  $t^*$  représente la matrice  $d$ . C'est la matrice des temps de trajets des ondes dans le domaine de calcul la matrice  $m$  représente la matrice  $p$ . C'est la matrice des lenteurs. On

suppose de plus que le problème est Bayésien, c'est-à-dire que la distribution des lenteurs suit une loi gaussienne.

La méthode proposée par Aki, Christofferson et Husebye en 1974 est la première méthode mathématique d'inversion en tomographie. Dans cette formulation, le trajet des ondes est rectiligne et l'inversion se fait en une seule étape.

Après plusieurs améliorations, une de formes les plus abouties de la méthode est celle formulée par Weiland *et al* en 1995. Celle-ci a la particularité de se baser sur des tracés d'ondes plus réalistes c'est-à-dire non rectilignes (Steck et Prothero, 1991). Cette prise en compte implique que la méthode devienne itérative, le tracé des rais étant recalculé lors de chaque itération.

#### 4.5.2.2 La méthode ACH (Aki *et al.*, 1977)

Dans leur méthodologie, Aki *et al* (1977) considèrent un domaine de calcul régional et un nombre d'événements minimal à partir duquel il devient possible de discrétiser le problème physique aboutissant au problème à inverser :

$$G.m = t^*$$

Si la matrice G est inversible on obtient alors un estimé de la matrice des ralentissements:

$$m^{est} = G^{-1}.t^*$$

Cependant, certains paramètres restent forcément mal estimés et de nombreuses données sont manquantes tandis que d'autres sont redondantes. Pour s'affranchir de ce délicat problème, une méthode consiste à utiliser une approche des moindres carrées (e.g. Menke, 1984). On obtient alors la formulation suivante :

$$m^{est} = (G + \theta^2.I)^{-1}.t^*$$

où  $\theta$  est un coefficient d'amortissement compris entre 0 et 1.

En introduisant ce coefficient d'amortissement, on stabilise la solution dans la mesure où l'on ajoute une matrice inversible qui va forcer l'absence de colonne nulle dans la matrice à inverser. Sur le plan mathématique, le choix de la valeur de  $\theta^2$  permet d'enlever les valeurs propres du système inférieures à  $\theta^2$  qui correspondent à des indéterminations et à des « bruits » du système.

#### 4.5.2.3 La méthode itérative de Weiland *et al* (1995)

Afin de pouvoir appliquer une approche mathématique, le domaine de calcul doit être discrétisé, c'est-à-dire découpé en sous-éléments sur lesquels s'appliquent des relations analytiques simples. Le découpage ou maillage décrit dans la figure 4-23 permet de tenir compte des hétérogénéités dans la méthode ACH classique. C'est notamment la finesse et la qualité du maillage (ratio taille des mailles/taille des hétérogénéités supposées) qui déterminent la précision du résultat (ainsi que son indice de confiance, en partie).