



HAL
open science

Structure profonde et évolution du Nord du golfe d'Aden oriental : sismique réfraction et modélisation thermomécanique

Louise Watremez

► **To cite this version:**

Louise Watremez. Structure profonde et évolution du Nord du golfe d'Aden oriental : sismique réfraction et modélisation thermomécanique. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT : . tel-00986994

HAL Id: tel-00986994

<https://theses.hal.science/tel-00986994>

Submitted on 5 May 2014

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

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

Université Paris 6 Pierre et Marie Curie
UFR Terre Environnement Biodiversité

ED 398 Géosciences et Ressources Naturelles
Thèse en vue de l'obtention du diplôme de
docteur de l'Université de Paris 6
en Géophysique

Structure profonde et évolution du Nord du golfe d'Aden
oriental : sismique réfraction et modélisation
thermomécanique

Louise WATREMEZ

Soutenance le mercredi 30 juin 2010

Sylvie LEROY	<i>Directrice de thèse</i>
Evgenii BUROV	<i>Directeur de thèse</i>
Luc LAVIER	<i>Rapporteur</i>
Philippe CHARVIS	<i>Rapporteur</i>
Philippe HUCHON	<i>Examineur</i>
Ritske HUISMANS	<i>Examineur</i>
Donna SHILLINGTON	<i>Examinatrice</i>
Mathilde CANNAT	<i>Examinatrice</i>
Elia D'ACREMONT	<i>Invitée</i>
Stéphane ROUZO	<i>Invité</i>

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mon encadrement lors de cette thèse.

Merci Sylvie pour ta confiance, de m'avoir donné l'opportunité d'effectuer ces travaux et d'avoir été présente tout le long de la thèse.

Merci Elia pour ta gentillesse et pour le suivi que tu as apporté à cette thèse et les conseils très utiles à chaque fois que je doutais de mes résultats.

Merci Genia pour ta patience et ta présence pour les travaux de modélisation thermomécanique.

Merci Stéphane de m'avoir formée à la modélisation des données de sismique réfraction et de gravimétrie, mais aussi pour ton accueil à Brest lors des missions "modélisation intensive".

Je tiens particulièrement à remercier les gens de Villefranche qui m'ont recommandée auprès de Sylvie pour cette thèse. Merci en particulier à Marie-Odile, Françoise et Jean d'avoir cru en moi. Et je précise que je ne regrette pas d'avoir quitté la belle ville de Nice pour la pluvieuse ville de Paris. L'expérience en valait le coup.

Je remercie également les rapporteurs et les examinateurs de ma thèse :

Philippe Huchon, qui a présidé le jury et a également été mon partenaire de quart lors de la campagne Encens-Flux.

Donna Shillington, qui a porté un oeil très attentif à mes travaux de sismique réfraction.

Philippe Charvis, qui m'a fait quelques suggestions sur la gestion des incertitudes en réfraction, mais a surtout été présent au début de ma thèse pour convertir les données des OBS et m'a expliqué comment observer ma première section de sismique réfraction.

Ritske Huismans, qui a investi un peu de son temps pour m'aider à éclaircir certains points de la modélisation thermomécanique.

Mathilde Cannat, qui m'a proposé son aide pour mieux comprendre le processus de serpentinisation et la pétrologie du manteau qui font parti des perspectives issues de cette thèse.

Luc Lavier, qui s'est intéressé à mes travaux et qui n'a cependant pas pu être présent le jour J, j'espère notre rencontre prochaine.

Au début de cette thèse, j'ai participé à la campagne Encens-Flux lors de laquelle j'ai rencontré l'équipage du Suroît, l'équipe scientifique de l'Ifremer, et bien sûr les "sciences" (comme disent les marins). Je tiens à remercier toutes les personnes avec qui j'ai passé partie ou totalité de ces 5 semaines : Sylvie, Francis, Elia, Fred, Doga, Bruno, Alain, Philippe, Nico, Patrick ... Ainsi que tous les membres de l'équipage. Dédicace spéciale à Doga qui est devenue une super copine et qui m'a beaucoup aidée pour mon installation à Paris.

Merci aux copains thésards et post-docs pour les pauses et les folles soirées (chez René notamment) : Céline, Samuel, Damien (et Christelle), Thomas F, Manu (et Valérie), Jimmy, Clémence, Pyf, Dorothée, Thomas dBG (et Cécile), Shokofeh, Vincent, Khalid, Nico, Simon, Hakim, Pipo (et Marie), William, Jafar, Tayebbeh, Matthieu, Clément, François, Jeroen, Fatima...

Et surtout ...

Merci Kristell pour les pauses café, les petits kirs chez Michel avant de rentrer à la maison, les soirées “filles” (fromage et charcuterie).

Merci Laeti pour toutes les soirées parisiennes (même en bord de Seine), pour tous ces bons moments qui m’ont fait apprécier cette ville (sisi), mais surtout, merci pour tes conseils concernant mes travaux de thèse, tu m’as beaucoup apporté. Thanks Dave to take care of Laeti when I will leave Paris.

Merci à Ben pour ton soutien lors des moments difficiles, les petits mots “Courage Loulou !” collés sur l’écran de mon ordinateur, mais aussi ton aide en Matlab, les pauses où on pouvait partager sur nos travaux pourtant si différents, mais aussi les soirées “bonne bouffe” chez toi. Merci également à ta chérie, Caro, une fille géniale.

Merci à Julia Tintin pour avoir su être là pour les moments difficiles. Tu es la championne de l’optimisme, et tu m’en as donné beaucoup, et tu as toujours été là pour moi.

Merci à Agnès pour m’avoir fait partager tes goûts musicaux, d’avoir été un soutien lors de mes galères d’installation à Paris, pour les soirées du côté de République et maintenant les journées du côté de Crespières... Merci à ta famille de nous avoir prêté la maman assez régulièrement.

Merci Aurore, tu es quelqu’un d’extraordinaire. Je n’oublierai pas les week-ends à se balader dans Paris, à se tourner consciencieusement les pouces devant un café ou une petite bière, et les soirées déchaînées.

Merci à Anne V, pour tes conseils de quelqu’un qui est passé par là il n’y a pas si longtemps, et surtout pour les sessions papotage et les encouragements.

Lors de ces presque 4 années passées à Paris, j’ai effectué des enseignements à l’université de Créteil au sein d’une équipe pédagogique, certes petite, mais pas des moindres. Merci Anne C, Tiziana et Bernard de m’avoir appris à enseigner, mais aussi de m’avoir totalement intégrée à l’équipe pédagogique. Merci aussi à Boris avec qui j’ai co-enseigné lors de mes deux premières années de monitorat.

Merci Dovy pour le temps passé avec moi, ton amitié. Merci Sandrine, Marie-Jo et Danièle pour votre gentillesse. A vous quatre vous faites une sacré équipe de choc ! Merci aussi à Isabelle, Chantal, Farida, Marcelle ...

Merci à ma copine Cynthia pour tous les week-ends à Orléans et Paris, toutes les méga-fiestas et les sessions shopping pas toujours bien sérieuses... On peut toujours compter l’une sur l’autre. Sans compter ta famille qui est exceptionnelle. Merci notamment à ta grand-mère Hermine qui a toujours une pensée pour moi dans les moments critiques.

Merci à ceux qui sont venu de loin pour assister à ma thèse : ma mère (Rabastens), ma marraine (Bourg-en-Bresse), mon frère (Toulouse), Anne B (Grenoble).

Et à ceux qui ont loupé le premier jour des soldes pour assister à ce grand évènement. Je sais que c’est un gros sacrifice !

Je remercie chaleureusement les tous frais mariés : ma soeur Mathilde et Sébastien. Je suis la plus heureuse des soeurs / belles soeurs. Votre présence à Paris représente beaucoup pour moi. Merci Mathilde pour ton soutien de tous les jours, notamment les petits plats dans les tupperwares pendant les moments de rush. Merci Sébastien pour ton humour sans failles, ça a certainement beaucoup joué pour me déstresser lors de la fin de thèse. Je vous adore.

Merci à tout ceux qui m'ont encouragée pour partir en post-doc à Halifax. Le départ est maintenant proche, et vous allez tous beaucoup me manquer.

Et je dédie ces travaux à ma grand-mère qui souffre de notre séparation, mais qui est tellement fière de sa petite fille !

Merci Mamie pour ton soutien téléphonique quasiment quotidien et toute ton affection.



Résumé

Le golfe d'Aden est un bassin océanique jeune séparant la plaque Arabe de la plaque Somalienne à une vitesse d'environ 2 cm/an depuis au-moins 17,6 Ma, moment du début de l'accrétion océanique ; le rifting ayant débuté il y a environ 35 Ma. Les marges continentales du golfe d'Aden sont volcaniques à l'Ouest, près du point chaud Afar, et non-volcaniques dans la partie orientale du golfe. Encore proches, du fait de leur jeunesse, les marges conjuguées sont facilement corrélables et de plus, elles sont relativement peu sédimentées. Ainsi, l'étude des structures profondes de la marge Nord-orientale du golfe d'Aden et la modélisation thermo-mécanique appliquée au golfe d'Aden oriental sont simplifiées. Le golfe d'Aden est divisé en trois parties (occidentale, centrale et orientale) par une segmentation de premier ordre (par les transformantes de Shukra-El-Sheik et d'Alula-Fartak). Dans la partie orientale du golfe d'Aden (entre les zones de fractures d'Alula-Fartak à l'Ouest et de Socotra-Hadbeen à l'Est), la marge nord est segmentée au deuxième ordre en trois segments appelés Ashawq-Salalah, Taqah et Mirbat, séparés par des zones d'accommodation.

L'acquisition de données de bathymétrie, gravimétrie, magnétisme, sismique réflexion et sismique réfraction sur la marge nord-orientale du golfe d'Aden a été effectuée lors de la campagne Encens (Leroy *et al.*, Février-Mars 2006). L'exploitation et l'interprétation des données de sismique réfraction et de gravimétrie sur le segment d'Ashawq-Salalah ont permis d'imager la structure profonde de la marge. L'amincissement de la croûte continentale se produit sur une distance de 50 à 100 km, les facteurs d'amincissement variant de 3,2 à 5,3. Ces facteurs d'amincissement sont alors suffisants pour que la croûte devienne totalement cassante. Ainsi, l'eau peut pénétrer en profondeur à la faveur de fractures provoquant la serpentinisation du manteau supérieur à la transition océan-continent (TOC). L'épaisseur de la croûte océanique diminue du centre du segment (10 km) vers sa limite avec le segment de Taqah (5,5 km). Cette observation est reliée à une variation d'apport magmatique le long de la paléo-ride océanique. La TOC est étroite (environ 15 km) et on observe en base de croûte un corps à vitesses et densités anormales (vitesses des ondes P entre 7,6 et 7,8 km/s et densité de 3,1 g/cm³), d'épaisseur maximale d'environ 5 km. Ce corps est interprété comme du sous-plaquage et/ou de la croûte intrudée par du matériel magmatique relié à la présence d'un volcan dans le domaine transitionnel. Ces structures liées à une anomalie de fusion, sont datées d'âge post-rift. Les structures en vitesses de ce segment ne montrent aucune preuve de serpentinisation du manteau, probablement parce que les indices géophysiques de serpentinisation ont pu être effacés par la présence de magmatisme post-rift. Ainsi cette marge non-volcanique montre des évidences de magmatisme, dont le volume observé est cependant moins important que celui des marges volcaniques, et il est en outre associé à un événement thermique post-rift. La phase de rifting est donc bien amagmatique.

La modélisation thermomécanique est réalisée afin d'étudier l'influence sur la chronologie du rifting et l'évolution des marges conjuguées de plusieurs paramètres tels les taux d'érosion/sédimentation, la pression de la colonne d'eau, la résistance de la croûte, l'héritage tectonique, le contraste de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère, l'âge thermique du craton et enfin le critère de rupture dans le manteau lithosphérique. Les résultats majeurs montrent que : (1) le contraste de densité entre le manteau lithosphérique et le manteau asthénosphérique gouverne la flexure de la croûte continentale et la profondeur du plancher océanique ; et (2) le critère de rupture dans le manteau lithosphérique contrôle la localisation de la déformation, et de cette manière, la géométrie des marges conjuguées et la chronologie du rifting. La synthèse de ces travaux et les observations disponibles sur le golfe d'Aden ont permis de contraindre les paramètres initiaux qui ont permis la formation et le développement du golfe d'Aden observé aujourd'hui et ainsi de proposer un modèle pour la formation et l'évolution du golfe d'Aden oriental. Ce modèle montre que la fusion partielle du manteau peut se produire au moment de la rupture continentale. Les produits de la fusion partielle peuvent alors "remonter" en surface et de la croûte océanique est susceptible de se former. De cette manière, la TOC peut être constituée de manteau continental exhumé, et être étroite. L'anomalie de fusion post-rift observée grâce aux données géophysiques n'est pas modélisée ici, car elle implique une vision 3D non encore disponible en modélisation thermo-mécanique visco-élasto-plastique. Même en 2D, les travaux de modélisation thermomécanique réalisés apportent une lumière nouvelle sur les processus conduisant à la formation de la TOC d'une marge non-volcanique.

Mots-clé : Golfe d'Aden, Marge étirée, Structures profondes, Rupture continentale, Sismique réfraction, Modélisation thermomécanique

Abstract

Deep Structure and Evolution of the Northeastern Gulf of Aden Margin From Wide-Angle Seismic and Thermomechanical Modelling

The Gulf of Aden is a young oceanic basin which separates Arabian from Somalian plates. The present-day opening velocity is about 2 cm/yr. Continental rifting began at 35 Ma and seafloor spreading at least at 17.6 Ma. The western passive margins, close to the Afar hotspot, are volcanic, while they are non-volcanic in the East. The conjugate margins are relatively young and associated to a thin sedimentary cover; this makes them easy to correlate. So, the study of the deep structure of the northeastern Gulf of Aden margin and the thermomechanical modelling applied to the eastern Gulf of Aden are simplified. The Gulf of Aden is divided into three parts (western, central and eastern) by a first-order segmentation (Shukra-El-Sheik and Alula-Fartak transform zones). In the eastern Gulf of Aden (between Alula-Fartak fracture zone, in the West, and Socotra-Hadbeen fracture zone, in the East), the northern margin is segmented into three second-order segments : Ashawq-Salalah, Taqah and Mirbat. These segments are separated by accommodation zones.

The Encens survey (Leroy *et al.*, Feb.-March 2006) allowed the acquisition of bathymetry, gravity, magnetism, reflection seismic and refraction seismic along the northeastern Gulf of Aden margin. Processing and interpretation of refraction seismic and gravity along the Ashawq-Salalah segment provided new insights into the deep structure of this margin. The continental crust thinning occurs along a distance of about 50 to 100 km and thinning factors range from 3.2 to 5.3. These thinning factors allow the crust to become totally brittle. Thus, seawater can penetrate in depth along faults and serpentinise the upper-mantle at the ocean-continent transition (OCT). The oceanic crust thins from the segment centre (10 km) to the Taqah segment boundary (5.5 km). This is probably due to a variation of magma supply along the oceanic paleo-ridge. The OCT is narrow (ca. 15 km) and we observe an anomalous velocity and density body at the crust-mantle interface (P-wave velocities range from 7.6 to 7.8 km/s and density is about 3.1 g/cm³). Its maximum thickness is approximately 5 km. This body is interpreted as mafic underplating and/or intruded lower crust, linked to the presence of a volcano in the OCT domain. These structures linked to a melting anomaly are post-rift. The velocity structures of this segment show no proof of upper-mantle serpentinisation. This is probably due to the fact that the post-rift magmatism may have erased the geophysical evidences of serpentinisation. Thus, it is worth noting that this non-volcanic margin shows magmatic features. However, the volume of magmatism is less important than observed along volcanic margins (e.g. Vøring margin) and it is related to a post-rift melting anomaly. The rifting stage was most probably amagmatic.

Thermomechanical modelling is realised to determine the influence of key parameters on the timing of the rifting and the evolution of passive margins : erosion/sedimentation rates, water column pressure, crustal strength, tectonic inheritance, lithosphere-asthenosphere density contrast, lithospheric thermal age and mantle lithosphere rupture criterion. The main results show that : (1) the lithosphere-asthenosphere density contrast control the continental crust flexure and the seafloor depth ; and (2) the mantle lithosphere rupture criterion controls the strain localisation, and as a consequence the margin geometry and the timing of the rifting. Comparison with our knowledge of the eastern Gulf of Aden allowed us to constrain the initial geometry, rheology of the Afro-Arabian plate, the boundary conditions and the evolution of the rifting that lead to the present day geophysical and geological characteristics observed in this basin. This model shows that mantle partial melting can occur at the crust breakup. The produced melt can dike to the surface and generate oceanic crust. By this way, OCT may be narrow and composed of exhumed continental mantle. The post-rift thermal anomaly observed from geophysical data is not modelled here because this implies a 3D sight which is not available with elasto-visco-plastic modelling yet. In 2D, these thermomechanical modelling works bring to the fore the processes leading to the OCT formation along a non-volcanic margin.

Keywords : Gulf of Aden, Rifted margins, Deep structures, Continental breakup, Refraction seismic, Thermomechanical modeling

Table des matières

Remerciements	iii
Résumé	vii
Abstract	ix
Introduction - Objectifs du travail	1
I Etat de l'art	5
1 Structures profondes des marges continentales étirées	7
1.1 Processus de formation d'une marge passive	7
1.1.1 Les modes d'extension	7
1.1.2 Les forces gouvernant le rifting	8
1.1.3 Modèles conceptuels de l'extension lithosphérique	9
1.1.4 Modèles numériques de l'extension lithosphérique	11
1.2 Structures profondes des différentes entités d'une marge passive . .	17
1.2.1 La croûte océanique	17
1.2.2 La croûte continentale	21
1.2.3 Les principales différences géophysiques entre les croûtes océanique et continentale	26
1.2.4 La transition océan-continent (TOC)	26
1.3 Caractéristiques géophysiques des marges passives volcaniques et non-volcaniques	28
1.3.1 L'« <i>edge-effect</i> » gravimétrique	29
1.3.2 Le flux de chaleur	30
1.3.3 Observation d'un corps à vitesse et densité anormales (sismique grand-angle et gravimétrie)	30
1.3.4 L'influence du point chaud islandais sur les structures des marges volcaniques du Nord de l'Atlantique (figure 1.24) . .	33
1.3.5 L'exhumation du manteau continental le long des marges peu volcaniques du Nord de l'Atlantique (figure 1.25)	37
2 Contexte géodynamique du golfe d'Aden	41
2.1 Tectonique et géodynamique de la plaque Arabe	41
2.1.1 Contexte géodynamique régional	41
2.1.2 L'âge et la structure du craton Afro-Arabe	41
2.1.3 Le point chaud Afar	44
2.2 Le golfe d'Aden	46
2.2.1 La partie Occidentale	47
2.2.2 La partie Centrale	48

2.2.3	La partie Orientale - Précisions sur la zone d'étude	48
2.3	La marge Nord du golfe d'Aden oriental	49
2.3.1	La croûte continentale amincie	50
2.3.2	L'héritage tectonique	50
2.3.3	La croûte océanique	52
2.3.4	Les marges et la transition océan-continent	52
2.3.5	Le volcanisme post-rift	54
2.3.6	Influence du point chaud Afar	56
2.3.7	Modèles d'évolution	56
 II Structure profonde de la marge Nord du golfe d'Aden oriental - Sismique réfraction		61
 3 Les données : acquisition et traitement		63
3.1	La campagne Encens (Février-Mars 2006)	63
3.1.1	Présentation du projet et de ses objectifs	63
3.1.2	Mise en œuvre de l'acquisition : Le N/O l'Atalante et le Dhelkoot	64
3.1.3	Les données acquises	64
3.2	Traitement des données	71
3.2.1	Principe d'une campagne de sismique réfraction	71
3.2.2	La visualisation des données (Yilmaz, 1987)	75
3.2.3	La modélisation des données de sismique grand-angle (Zelt & Smith, 1992 et Zelt, 1999)	77
3.2.4	Modélisation des données gravimétriques	84
 4 Structure profonde de la marge Nord-orientale du golfe d'Aden		89
4.1	Article 1 : La structure crustale de la marge Nord du golfe d'Aden oriental déterminée par la sismique réfraction (soumis à Geophys. J. Int., mars 2010, en révision)	89
	<i>1 Introduction</i>	2
	<i>2 Geological setting of the Gulf of Aden</i>	4
	<i>3 Data acquisition and modelling procedure</i>	8
	<i>4 Results</i>	11
	<i>5 Discussion</i>	23
	<i>6 Conclusions</i>	32
4.2	Article 2 : Variations du style de rifting dans le golfe d'Aden oriental : campagnes de sismique réfraction, sismique réflexion et flux de chaleur (publié chez G-Cubed, juillet 2010)	131
	<i>1 Introduction</i>	2
	<i>2 Tectonic setting</i>	3
	<i>3 Data acquisition</i>	3
	<i>4 Margin structure</i>	4
	<i>5 Interpretation and discussion</i>	7
	<i>6 Concluding remarks</i>	12

III	Modélisation thermomécanique - Application au golfe d'Aden oriental	155
5	La modélisation thermomécanique - La méthode numérique et les paramètres	157
5.1	Présentation du code Flamar-Para(o)voz	157
5.1.1	Description physique	157
5.1.2	Organigramme	160
5.2	Les données en entrée et les conditions initiales des modèles	161
5.2.1	Les configurations pour la rupture continentale	161
5.2.2	Les lithologies et rhéologies utilisées	161
5.2.3	Les conditions aux limites	163
6	La modélisation thermomécanique - Les résultats	169
6.1	Quelle est l'influence des forces appliquées à la surface du modèle sur la formation et l'évolution d'un rift ?	169
6.1.1	Introduction	169
6.1.2	Configuration des modèles de départ	170
6.1.3	Résultats	172
6.1.4	Conclusion	176
6.2	Quelle est l'influence de la rhéologie de la croûte sur le déroulement de la rupture continentale ?	177
6.2.1	Introduction	177
6.2.2	Configuration des modèles de départ	178
6.2.3	Résultats	179
6.2.4	Conclusion	183
6.3	Quelle est l'importance de l'héritage tectonique et de la présence d'une anomalie thermique sur le rifting ?	184
6.3.1	Introduction	184
6.3.2	Configuration des modèles de départ	184
6.3.3	Résultats	184
6.3.4	Conclusion	186
6.4	Quelle est l'influence du contraste de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère ?	188
6.4.1	Introduction	188
6.4.2	Configuration des modèles de départ	189
6.4.3	Résultats	190
6.4.4	Conclusion	192
6.5	Quelle est l'influence du profil initial de température dans la lithosphère sur le rifting (âge thermique) ?	193
6.5.1	Introduction	193
6.5.2	Configuration des modèles de départ	194
6.5.3	Résultats	195
6.5.4	Conclusion	200
6.6	Quelle localisation de la déformation pour le manteau lithosphérique (Byerlee, Peierls) ?	200
6.6.1	Introduction	200
6.6.2	Configuration des modèles de départ	201
6.6.3	Résultats	202
6.6.4	Conclusion	204

6.7	Application au golfe d'Aden oriental	205
6.7.1	Introduction	205
6.7.2	Choix du modèle de départ	205
6.7.3	Evolution du modèle	207
6.7.4	Comparaison avec le golfe d'Aden oriental	211
6.7.5	Synthèse et perspectives	211
	Conclusions et perspectives	214
	IV Annexes	219
	A Conversion des données en Seg-Y	221
A.1	Les OBS de l'IRD	221
A.2	Les OBS de l'INSU	224
A.3	Les stations sismologiques à terre	224
	B Les ondes S	225
B.1	Phénomène de conversion en ondes S	225
B.2	Identification des ondes S et exemple d'application	226
B.3	Indications sur la nature des roches	227
	C Le géotherme de la lithosphère continentale	229
C.1	Température dans la croûte continentale, en stationnaire	229
C.2	Température dans le manteau lithosphérique continental, en stationnaire	231
C.3	Flux de chaleur au Moho	231
C.4	Contribution liée à l'âge thermique du craton	232
C.5	Température en fonction de la profondeur dans la lithosphère continentale	232
	D Enregistrements sismiques	233
	Bibliographie	287
	Table des figures	310
	Liste des tableaux	311

Introduction - Objectifs du travail

La tectonique des plaques est le paradigme qui unifie actuellement les différents domaines des sciences de la Terre.

D'après cette théorie, il existe trois types de limites de plaques : convergentes, divergentes et transformantes (McKenzie & Parker, 1967; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968).

Les processus menant à la dislocation d'un continent représentent donc naturellement un thème majeur de l'étude de la tectonique des plaques.

Il est admis que l'extension de la lithosphère continentale provoque la formation d'un rift continental puis, à terme, d'un rift océanique.

Les structures en résultant sont des marges continentales riftées, de la croûte océanique néoformée et, au centre du bassin océanique, la ride océanique.

Cependant, une interrogation est récurrente : comment passe-t-on d'une lithosphère continentale à une lithosphère océanique, et donc à une limite de plaque ?

L'étude de la transition entre le domaine continental et le domaine océanique permet d'apprécier les conditions de la rupture continentale (magmatisme, exhumation de manteau continental, de croûte continentale inférieure, étirement de la croûte continentale, etc.).

De nombreux modèles ont été réalisés pour décrire les processus d'amincissement de la lithosphère, par rifting actif ou passif (e.g. Sengör & Burke, 1978), en cisaillement pur (McKenzie, 1978) ou simple (Wernicke, 1985). Ces processus ont une influence directe sur le type de marge étirée produite : volcanique ou peu-volcanique (e.g. Geoffroy, 2005), symétrique ou asymétrique.

La structure profonde des marges passives à travers le monde a été largement étudiée depuis les dernières décennies, permettant de donner des hypothèses sur les modes de formation de ces marges, en comparaison avec les modèles conceptuels (e.g. Chian *et al.*, 1995; Mjeld *et al.*, 2007) et numériques (e.g. Huisman & Beaumont, 2007).

Ces modèles sont contraints à partir d'observations faites sur des marges anciennes (~ 200 Ma, ou plus), dont le contexte géodynamique avant l'extension n'est malheureusement connu qu'approximativement.

Au contraire, le golfe d'Aden est un bassin océanique jeune présentant toutes les qualités requises pour une étude bien contrainte.

En effet, le rifting a débuté il y a 35 Ma (Roger *et al.*, 1989; Bott *et al.*, 1992), suivi par de l'accrétion océanique il y a au-moins 17,6 Ma (Leroy *et al.*, 2004) à une vitesse d'accrétion d'environ 2 cm/an (Jestin *et al.*, 1994). De plus, les marges passives conjuguées sont peu recouvertes de sédiments post-rift, elles affleurent à terre et sont facilement corrélables (car peu espacées les unes des autres). Enfin, le golfe d'Aden n'a pas été affecté par un épisode tectonique ultérieur. L'étude des structures profondes de ces marges à terre et en mer en est donc simplifiée.

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'un projet concernant le golfe d'Aden à l'institut des Sciences de la Terre de Paris, mené par Sylvie Leroy, financé par le GDRMarges, Action Marges, puis par l'ANR (YOCMAL).

Trois campagnes d'acquisition de données géophysiques se sont succédées dans la partie orientale du golfe d'Aden :

Les campagnes Encens-Sheba (2000), Encens et Encens-Flux en 2006. Celles-ci ont permis d'étudier la structure superficielle et profonde des marges du golfe d'Aden oriental. La campagne Encens-Sheba fut la seule campagne où des données ont été acquises sur les marges conjuguées du golfe d'Aden oriental entre les zones de fracture d'Alula-Fartak et de Socotra-Hadbeen, mettant en évidence une forte asymétrie de ces marges, une segmentation de 1^{er} et de 2nd ordre qui évolue dans le temps et dans l'espace, et une transition étroite entre domaine continental et domaine océanique dont la nature est toujours incertaine (Leroy *et al.*, 2004; d'Acremont *et al.*, 2005, 2006). Les campagnes Encens et Encens-Flux se sont quant à elles concentrées sur la marge Nord correspondant à la partie située au large de l'Oman, avec pour objectif la connaissance de la structure profonde par l'acquisition conjointe de sismique réflexion multitrace, sismique grand-angle, gravimétrie, magnétisme, bathymétrie et flux de chaleur.

L'objectif de ma thèse est de déterminer la structure profonde de la marge Nord du golfe d'Aden oriental, de la comparer avec des travaux de modélisation thermomécanique et de proposer un modèle pour l'évolution du golfe d'Aden oriental et la formation de ses marges conjuguées.

Dans un premier temps, le travail de cette thèse se concentre sur l'exploitation des données de sismique réfraction acquises lors de la campagne Encens à partir de la modélisation des vitesses des ondes P (Rayinvr). Tout en s'appuyant sur les observations et résultats des campagnes précédentes, ces modèles apportent des éléments nouveaux pour la compréhension des processus de formation des marges passives.

Dans un second temps, la modélisation thermo-mécanique (Flamar-Para(o)voz) a été utilisée pour quantifier l'influence relative de l'érosion, de la pression hydrostatique, de la rhéologie de la croûte, de l'héritage tectonique, des densités dans le manteau, de l'âge thermique de la lithosphère continentale et du critère de rupture dans le manteau lithosphérique sur l'évolution du rifting, et sur la géométrie du rift et des marges conjuguées qui en résultent. Les résultats de la modélisation thermo-mécanique ont ainsi permis de construire un modèle pour comprendre la formation et l'évolution du golfe d'Aden oriental en comparant les résultats des modèles aux données acquises dans cette zone.

Cette thèse se divise en trois parties :

La première partie constitue une synthèse qui permettra d'apporter des contraintes sur l'interprétation des résultats de sismique réfraction et sur les paramètres d'entrée et de sortie des modèles thermo-mécaniques :

- Le **premier chapitre** présente une revue des processus menant à la formation des marges continentales étirées ainsi que leurs caractéristiques géophysiques observées sur un grand nombre d'entre-elles.
- Le **deuxième chapitre** présente l'état des connaissances concernant le golfe d'Aden, en particulier sa partie orientale, et son contexte géodynamique.

La deuxième partie concerne la structure profonde de la marge Nord du golfe

d'Aden oriental, de l'acquisition des données à l'interprétation des résultats de sismique réfraction :

- Le **troisième chapitre** présente la campagne Encens, en particulier l'acquisition des données de sismique réfraction, et le traitement des données en détaillant la méthode utilisée pour la modélisation des données de sismique réfraction et de gravimétrie.
- Le **quatrième chapitre** est constitué de deux articles soumis : Le premier présente les résultats de modélisation de vitesse sismique des profils localisés sur la marge Nord du golfe d'Aden oriental, et plus particulièrement sur le segment de deuxième ordre situé à l'Ouest, appelé Ashawq-Salalah. Les principaux résultats des modélisations des autres profils y sont également présentés. Le second présente la variabilité des structures le long de la marge, d'un segment à l'autre, à partir de l'étude des données géophysiques acquises lors des campagnes Encens et Encens-Flux.

La troisième partie présente la modélisation thermo-mécanique :

- Le **cinquième chapitre** présente le code Flamar-Para(o)voz utilisé pour la modélisation thermo-mécanique.
- Le **sixième chapitre** présente les résultats de la modélisation thermo-mécanique, et notamment on y expose un modèle que l'on compare aux données du golfe d'Aden oriental en étudiant l'évolution du rifting du golfe d'Aden oriental et de ses marges conjuguées.

Enfin, nous concluons sur la structure profonde de la marge Nord du golfe d'Aden oriental et proposons un modèle d'évolution du rift.

Première partie

Etat de l'art

Structures profondes des marges continentales étirées

Une marge passive est le produit d'un processus de rifting et d'accrétion océanique. Elle est le lieu de la transition entre la croûte continentale disloquée et la croûte océanique néoformée.

Elles sont étudiées depuis la fin des années 1930 à partir d'expériences de sismique réflexion sur les plateaux continentaux du Nord de l'Atlantique (Ewing *et al.*, 1937; Bullard & Gaskell, 1938, respectivement au large des États-Unis et entre la Bretagne et les Cornouailles).

Elles sont aujourd'hui largement étudiées de part le monde, notamment pour leur intérêt potentiel pour l'industrie pétrolière (White *et al.*, 2003). De nombreuses campagnes de sismique réflexion ont été menées et de nombreux modèles de vitesses publiés sur de longs transects perpendiculaires aux marges, mais ce type de données reste très parcellaire.

Dans cette partie, nous avons synthétisé les différents processus de formation des marges passives avant de présenter les différents types de structures observés au niveau des marges passives volcaniques et surtout non-volcaniques. Nous déterminerons enfin quelles sont les caractéristiques géophysiques potentiellement observables dans les différentes zones d'une marge passive (croûte continentale, transition océan-continent et croûte océanique), qu'elle soit volcanique, peu-volcanique ou non-volcanique.

1.1 Processus de formation d'une marge passive

Les processus à l'origine de la formation des marges passives sont encore peu connus. De nombreux modèles de rifting ont été proposés tels que le cisaillement pur, le cisaillement simple et des combinaisons mêlant les deux. Nous allons discuter ici les différents modèles d'extension proposés, les forces qui gouvernent le rifting continental, puis la géométrie des marges alors produites.

1.1.1 Les modes d'extension

Trois modes principaux d'extension sont fréquemment définis (e.g., Buck, 1991; Brun, 1999; Rosenbaum *et al.*, 2008, figure 1.1) : le rift large (e.g., Basin and Range, USA), le rift étroit (e.g., le rift Est-Africain) et le *core complex* (e.g., Nord-Colorado, USA).

L'épaisseur de la croûte avant le rifting, la structure thermique, la résistance de la lithosphère, la stratification rhéologique, etc. sont autant de facteurs contrôlant le mode d'extension (Buck, 1991).

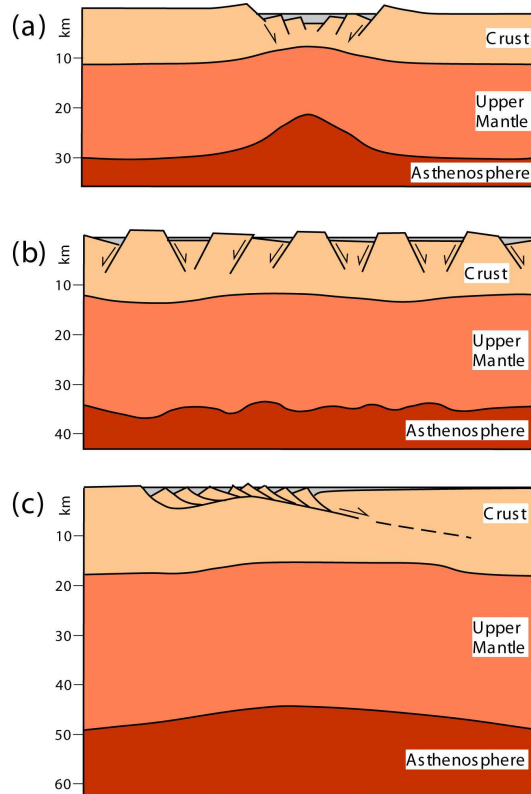


FIG. 1.1: Schémas illustrant les trois principaux modes d'extension lithosphérique (Rosenbaum et al., 2008, d'après Buck, 1991). (a) Rift étroit, (b) Rift large, et (c) Extension en mode core-complex (d'après Lister & Davis, 1989).

La région de lithosphère déformée est variable selon le mode d'extension (Buck, 1991), elle correspond à la largeur du rift sur l'épaisseur de la lithosphère dans les cas des rifts étroits et larges, et à la zone de cisaillement active pour le *core-complex*.

La formation d'un rift étroit résulte de l'extension d'une lithosphère mince, froide et résistante. La formation d'un rift large résulte de l'extension d'une lithosphère épaisse, chaude et peu résistante. Elle peut également être due aux forces de gravité telles celles qui accompagnent l'extension post-orogénique (remise à l'équilibre, Dewey, 1988; Brun, 1999, figure 1.1). Les *core-complex* correspondent à de l'exhumation de la croûte inférieure lors du début de l'extension en rift large.

Les mécanismes de formation des rifts étroits vont nous intéresser tout particulièrement dans notre étude. Notons que les rides médio-océaniques sont des rifts étroits dont la largeur varie avec la vitesse d'accrétion (1 km de large pour une ride rapide comme la ride Est-Pacifique et 10 km pour une ride lente comme la ride médio-Atlantique, Brun, 1999).

1.1.2 Les forces gouvernant le rifting

Le rifting peut être actif ou passif (Sengör & Burke, 1978), la distinction entre les deux réside dans l'activité du manteau sub-lithosphérique (figure 1.2). Dans les deux cas, l'extension peut conduire à la rupture continentale et à la création de lithosphère océanique (Rosenbaum *et al.*, 2008).

Les marges volcaniques sont produites par rifting actif et les marges non-volcaniques (ou peu-volcaniques) par rifting passif. La structure profonde de la

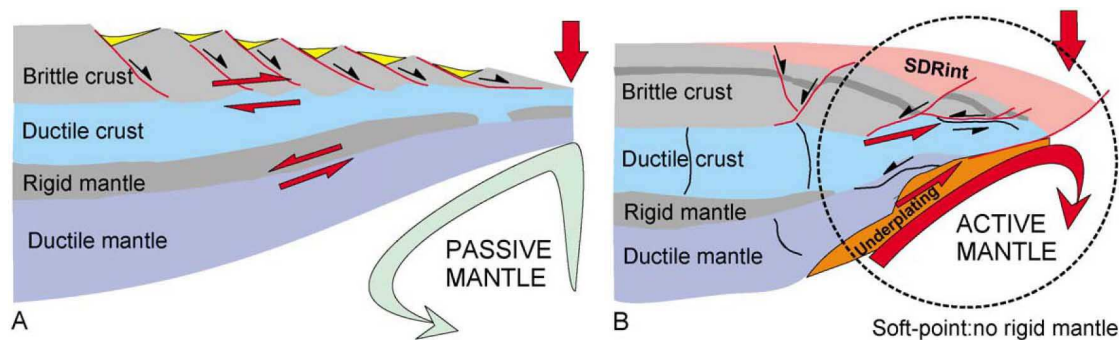


FIG. 1.2: Relation possible entre la dynamique du manteau et la déformation en extension de la lithosphère continentale au niveau des marges passives (A) sédimentaires et (B) volcaniques. La flèche rouge verticale indique la zone de rupture lithosphérique et d'océanisation (Geoffroy, 2005).

marge et les structures observables en surface sont alors différentes (figure 1.2).

Dans le cas du rifting actif, un manteau chaud (e.g., un panache mantellique) amincit thermiquement la base de la lithosphère (Fleitout, 1986) tout en provoquant un bombement en surface. La diminution continue de la pression mantellique, liée à l'amincissement de la lithosphère, induit une fusion adiabatique du manteau avec des taux de fusion augmentant avec le temps (Geoffroy, 2005). Une subsidence thermique se produit après la rupture.

Le rifting passif est lui le résultat de forces horizontales aux limites du système, telle la subduction qui attire une partie de la lithosphère dans sa direction. La lithosphère est ainsi étirée et le rifting se produit à la faveur d'une zone de faiblesse. Le manteau remonte alors passivement sous la zone amincie (Geoffroy, 2005).

La direction et le pendage des failles normales dans la croûte supérieure cassante dépend du sens de cisaillement à l'interface entre la croûte cassante et la croûte ductile (Brun & Beslier, 1996). Elles sont donc en majorité pentées vers l'océan dans le cas d'une marge riftée de manière passive et vers le continent dans le cas du rifting actif (figure 1.2).

1.1.3 Modèles conceptuels de l'extension lithosphérique

Les premiers modèles de formation des marges passives suggèrent que l'amincissement de la lithosphère continentale est accommodé par des blocs basculés dans la croûte continentale supérieure (cassante) et que la limite entre le domaine océanique et le domaine continental est brutale (McKenzie, 1978).

Ainsi, deux modèles concernant la symétrie ou l'asymétrie des processus de rifting (figure 1.3) ont été proposés sur une opposition entre cisaillement pur (processus symétrique - McKenzie, 1978) et cisaillement simple (processus asymétrique - Wernicke, 1985).

Le modèle en cisaillement pur (McKenzie, 1978) suggère une déformation uniforme de la croûte supérieure et de la croûte inférieure au-dessus du manteau supérieur étiré, produisant généralement des marges symétriques.

Alors que le modèle en cisaillement simple (Wernicke, 1985) suggère une zone de cisaillement à faible pendage qui s'étend à travers toute la lithosphère, provoquant un amincissement variable entre la croûte et la lithosphère, et des marges asymétriques. Dans ce cas, un étirement important conduit à de l'exhumation du

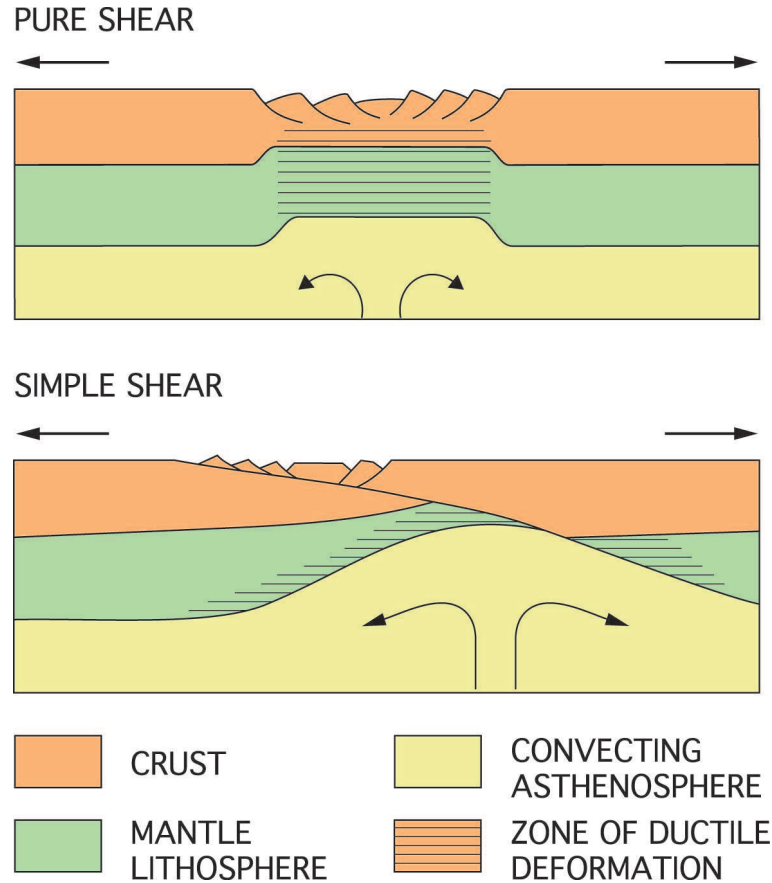


FIG. 1.3: Modèles conceptuels de l'extension lithosphérique symétrique et asymétrique. En haut, le modèle de cisaillement pur, symétrique (McKenzie, 1978), et en bas, le modèle de cisaillement simple, asymétrique (Wernicke, 1985). Figure modifiée à partir de Ziegler & Cloetingh (2004).

manteau (e.g. Boillot & Froitzheim, 2001).

Buck *et al.* (1988) observent que ces deux types d'extension produisent des réponses différentes en termes de topographie et de flux de chaleur. Ils montrent que, à taux d'extension similaires, la topographie est asymétrique par rapport au rift dans le cas du cisaillement simple, contrairement au cisaillement pur, et que le flux de chaleur est plus élevé dans le cas du cisaillement pur que du cisaillement simple. Dans le cas du rifting par cisaillement simple, la valeur du flux de chaleur augmente avec la pente du détachement et le taux d'extension. Cependant, la fusion dans l'asthénosphère, potentiellement présente sous la zone de cisaillement pur étroite (< 40 km) peut-être à l'origine de valeurs élevées de flux de chaleur.

Ces modèles de rifting en cisaillement pur ou simple ne correspondent pas toujours aux observations. C'est pourquoi de nombreux modèles plus complexes ont été développés en se basant sur des combinaisons entre cisaillement pur et simple pour expliquer le rifting et la morphologie réelle des marges continentales étirées.

Ainsi, les combinaisons de ces deux modèles permettent de proposer différents types de structures de rifts (Buck, 1991; Kuszniir *et al.*, 1991; Bassi *et al.*, 1993; Brun & Beslier, 1996). Les rifts continentaux peuvent se développer par localisation de la déformation due à la déformation plastique ou à des systèmes de couches fragiles (Dunbar & Sawyer, 1989).

De plus, les épaulements lithosphériques peuvent être à l'origine de la rupture avec ou sans fluage de la croûte inférieure (Brun & Beslier, 1996; Hopper & Buck, 1996; Pérez-Gussinyé & Reston, 2001).

D'autres hypothèses, comme le *depth-dependant stretching* dans la configuration en cisaillement simple ont été suggérés pour expliquer l'évolution de la déformation pendant l'extension de la lithosphère continentale (e.g. Brun & Beslier, 1996; Davis & Kusznir, 2004; Lavier & Manatschal, 2006; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003; Reston, 2007; Huismans & Beaumont, 2008).

1.1.4 Modèles numériques de l'extension lithosphérique

La modélisation thermo-mécanique a permis et permet d'étudier les mécanismes de l'extension lithosphérique et les paramètres physiques qui gouvernent la géométrie du rifting et des marges (e.g. Chéry *et al.*, 1989; Bassi *et al.*, 1993; Lavier *et al.*, 2000; Huismans *et al.*, 2001). Les résultats des modélisations ont pu être comparé aux observations réelles, permettant alors de construire des hypothèses sur les processus à l'origine de la formation de certaines marges passives (e.g. Lavier & Manatschal, 2006, figure 1.4).

Localisation de la déformation

Afin de localiser la déformation lors de la modélisation du rifting, certains auteurs introduisent dans les modèles numériques (1) une zone de faiblesse (*weak seed*) dans le manteau supérieur (e.g. Huismans & Beaumont, 2002, 2003, 2008, figure 1.5), (2) une zone moins résistante dans la croûte et/ou dans le manteau (Dunbar & Sawyer, 1989) ou alors (2) une anomalie thermique (+ 50°C) dans le manteau (e.g. Burov, 2007, figure 1.5).

Selon Reston & Pérez-Gussinyé (2007), lorsque le rifting est abouti, l'effet de la serpentinitisation est important sur la localisation de la déformation et sur le développement des structures asymétriques. Ils estiment que les modèles de Huismans & Beaumont (2002) expliquent bien les étapes du rifting avant la potentielle serpentinitisation du manteau car ce processus de rifting ne peut pas être maintenu alors que du manteau supérieur a pu être serpentinitisé. En effet, la zone de serpentinitisation est une zone de faiblesse qui pourrait découpler la croûte du manteau sous-jacent, et donc produire des marges asymétriques. Pérez-Gussinyé & Reston (2001) montrent que du manteau peut être serpentinitisé lorsque la croûte est suffisamment étirée pour que des failles permettent la pénétration en profondeur d'eau de mer, jusqu'au manteau. Un facteur d'amincissement – défini par le rapport entre l'épaisseur de croûte initiale et l'épaisseur de croûte amincie – de 3 à 5 permettrait de former ces failles, et ainsi de serpentinitiser du manteau lithosphérique.

Adoucissement induit par la déformation versus découplage et vitesse d'extension

Huismans & Beaumont (2002, 2003) utilisent l'adoucissement induit par la déformation (aussi appelé "écrouissage négatif" en mécanique des matériaux, *strain softening* en anglais) pour obtenir de l'asymétrie dans les modèles (figure 1.6). L'adoucissement induit par la déformation peut être appliqué aux matériaux plastiques et/ou visqueux. L'utilisation de ce paramètre sur un matériau signifie que plus le matériau est déformé, plus il sera facilement déformé.

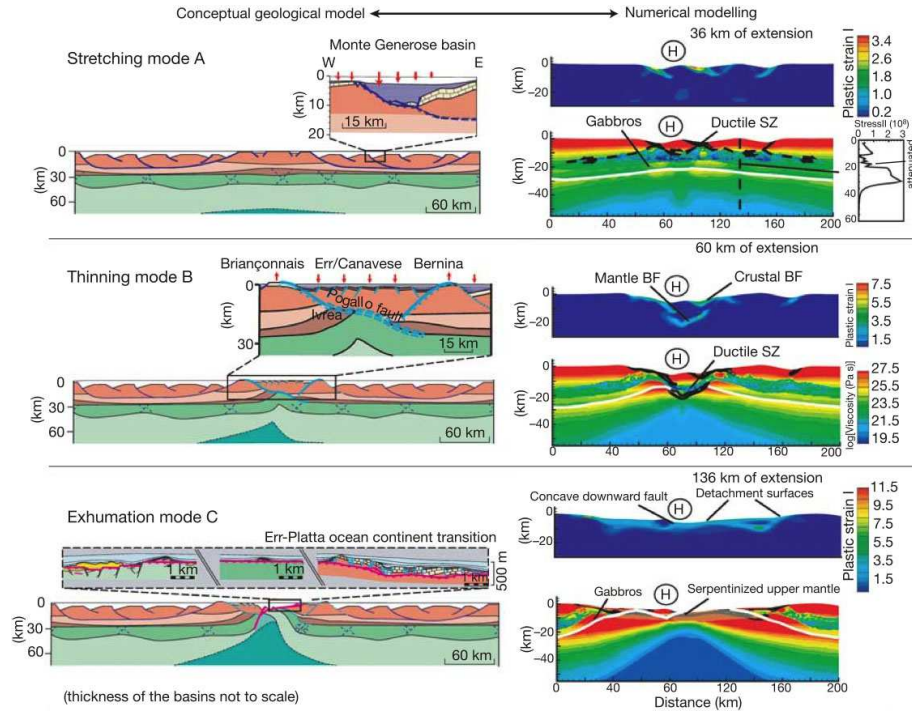


FIG. 1.4: Modes d'extension conduisant à la rupture continentale (Lavie & Manatschal, 2006). A gauche, les modèles conceptuels représentant les différentes phases d'extension basés sur l'observation des Alpes et des marges conjuguées Ibérie / Terre-Neuve. Le mode **A**, d'étirement, est caractérisé par des failles listriques et une subsidence différentielle des hémigrabens. Le mode **B**, d'amincissement, est caractérisé par un amincissement maximal de la lithosphère et la présence d'une importante zone de cisaillement ductile accommodant le mouvement entre croûte supérieure et croûte inférieure / manteau supérieur. Le mode **C**, d'exhumation, est caractérisé par l'exhumation de manteau supérieur serpentinisé le long d'une faille concave vers le bas. A droite, la déformation plastique et la viscosité pour les différentes phases de la modélisation de l'extension lithosphérique. Les lignes blanches sur les images de viscosité représentent le Moho.

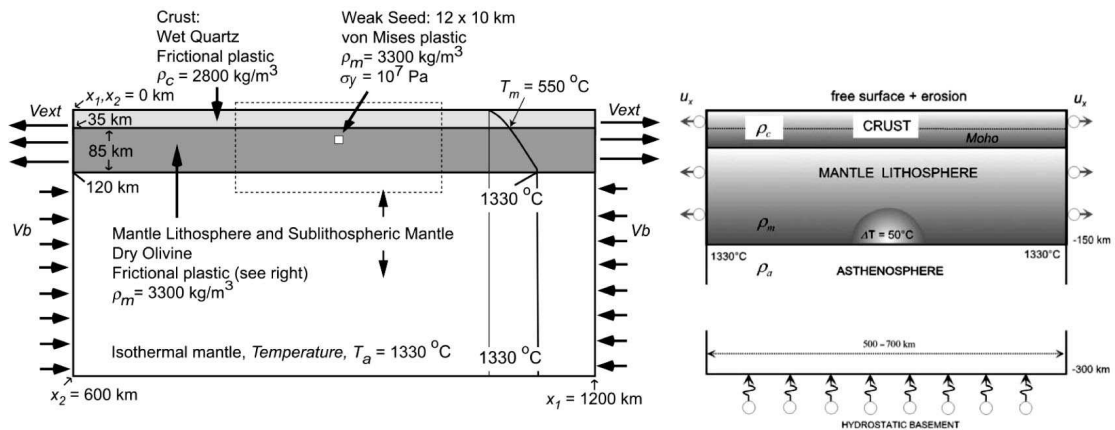


FIG. 1.5: Méthodes pour localiser la déformation (Huismans & Beaumont, 2003; Burov, 2007). A gauche, le modèle initial de Huismans & Beaumont (2003), avec une "weak-seed" dans le manteau lithosphérique. Et à droite, le modèle initial de Burov (2007), avec une anomalie thermique dans le manteau.

Vitesse d'extension (cm/an)	Adoucissement induit par la déformation	Rhéologie dominante		Phase 1	Phase 2
		Phase 1	Phase 2		
a) Modèles couplés					
0,3	FP	FP	V		
	C				
	V				
b) Modèles découplés - Changements dans la rhéologie crustale					
0,3	FP	V (croûte)	V (croûte)		
	C				
	V				
c) Modèles couplés - Sensibilité à la vitesse d'extension					
0,06	FP	FP	FP		
0,3		FP	V		
10		V	V		

FIG. 1.6: Facteurs contrôlant l'extension et modes cumulatifs correspondants (modifiée à partir de Huismans & Beaumont, 2003). La phase 1 correspond au début du rifting et la phase 2 au rifting abouti. Les diagrammes, représentant les résultats des modélisations, sont constitués de différentes couches; de haut en bas : croûte supérieure, croûte inférieure, manteau lithosphérique supérieur, manteau lithosphérique inférieur et manteau asthénosphérique. Chaque diagramme est annoté de deux lettres (S pour symétrique et A pour asymétrique) indiquant les modes de symétrie pour la croûte et pour le manteau asthénosphérique, respectivement. Comportement de l'adoucissement induit par la déformation et rhéologies dominantes : FP pour Frictional-plastic (déformation indépendante des contraintes), V pour Visqueux et C pour Combiné (FP + V). **a)** Modèles couplés : relations entre l'adoucissement induit par la déformation et la rhéologie dominante. **b)** Modèles découplés : un mécanisme d'adoucissement induit par la déformation visqueux induit de l'asymétrie contrairement à un mécanisme FP. **c)** Modèles couplés : influence de la vitesse d'extension sur la symétrie du système. Une extension lente induit une forte asymétrie, contrairement à une extension rapide.

Huismans & Beaumont (2002, 2003) observent que l'adoucissement induit par la déformation favorise l'asymétrie grâce à la rétroaction positive entre l'adoucissement et la déformation. En effet, l'augmentation de la déformation conduit à l'augmentation de l'adoucissement qui localise préférentiellement la déformation sur les cisaillements, qui s'adoucissent encore.

Les modèles sans adoucissement induit par la déformation sont symétriques s'il n'y a pas d'autre mécanisme pour rompre cette symétrie. Les modèles avec adoucissement induit par la déformation sont asymétriques s'il n'y a pas d'autre mécanisme inhibant la déformation asymétrique (e.g. une vitesse d'extension élevée).

La présence ou non d'une zone de découplage, à la base de la croûte, influence fortement la symétrie ou non du rift : l'asymétrie se développe si les différentes couches de la lithosphère sont couplées (Huismans & Beaumont, 2002). Huismans & Beaumont (2003) montrent que la géométrie du rift est principalement gouvernée par le couplage entre la croûte et le manteau (rhéologies) et la vitesse d'extension (un taux de déformation élevé diminue le couplage, et donc l'asymétrie).

Cependant, ils utilisent des paramètres d'entrée extrêmes, tels que la vitesse d'extension, l'adoucissement induit par la déformation, etc., qui ont notamment une forte influence sur le couplage ou le découplage dans la croûte, et qui ne sont donc pas directement applicables pour l'étude du rifting. Ces paramètres doivent être utilisés avec précaution.

Instabilités Rayleigh-Taylor (RT)

Burov (2007) propose que la morphologie des marges conjuguées est étroitement liée au développement d'instabilités de Rayleigh-Taylor (RT). Ces instabilités sont initiées gravitairement lors de l'extension continentale à des taux d'extension faibles, lorsque du manteau supérieur froid, donc plus dense, « coule » dans le manteau lithosphérique plus chaud (figure 1.7).

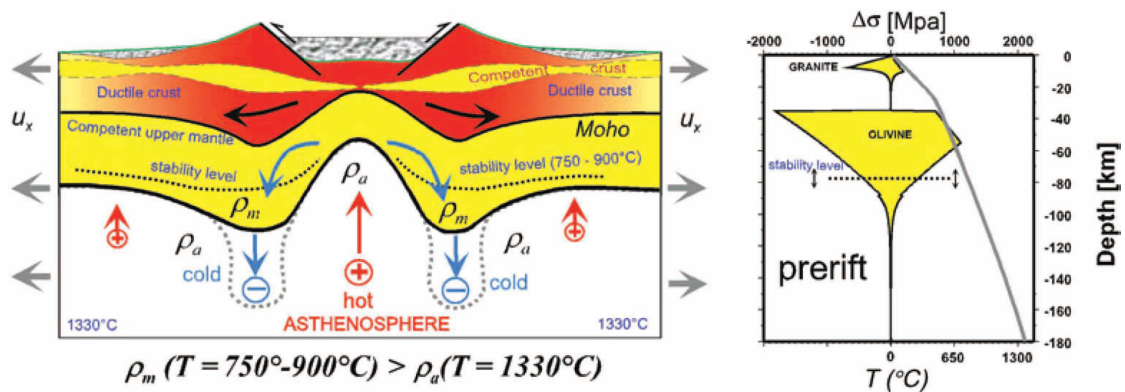


FIG. 1.7: Interaction entre le manteau lithosphérique et le manteau asthénosphérique pendant le rifting (Burov, 2007). À gauche, les résultats de la modélisation numérique : le manteau devient instable sous l'effet de la gravité sous les flancs du rift. À droite, l'enveloppe simplifiée des contraintes différentielles pré-rift de la lithosphère continentale et le profil de température pré-rift typique.

La résistance mécanique de la lithosphère au niveau du rift diminue avec la remontée chaude de l'asthénosphère. Comme la viscosité du manteau lithosphérique

est liée à la température de manière exponentielle, il existe un niveau de stabilité séparant les régions fortement visqueuses des régions affaiblies thermiquement peu visqueuses. Ces régions favorisent le développement rapide d'instabilités RT.

Les instabilités RT se forment lors de la formation de marges passives à taux d'extension lents, elles contrôlent la géométrie du rift. Elles sont importantes lorsque le nombre de Deborah (De) est compris entre 0 et 10 (Burov, 2007). Le nombre de Deborah correspond au rapport entre le temps caractéristique de développement de l'instabilité et le temps caractéristique de la phase de rifting.

L'équation 1.1 (Burov, 2007) montre que le nombre de Deborah, et donc l'instabilité RT, est fonction du taux d'extension, de la densité, de la rhéologie et de la structure thermique de la lithosphère.

$$De = \frac{13,04 \mu_0 \exp(H/n RT) u_x}{\Delta \rho g d L} \quad (1.1)$$

Où μ_0 est la viscosité à la température de référence, H est l'enthalpie d'activation, R est la constante des gaz parfaits, n est l'indice de la loi de puissance, T est la température, $\Delta \rho = \Delta \rho_c + \alpha \rho_0 \Delta T$, $\Delta \rho_c$ est le contraste de densité lié à la composition, α est le coefficient d'expansion thermique, ρ_0 est la densité à la température de référence, ΔT est le changement de température selon une température de référence, g est l'accélération de la pesanteur, d est l'épaisseur de la lithosphère, et L est la largeur du rift. Cette équation suggère alors que l'extension lente favorise les instabilités RT, et donc l'asymétrie du rift.

Asymétrie liée à des structures préexistantes

De nombreux modèles thermo-mécaniques simulant l'extension continentale ont permis de montrer quels paramètres influencent la symétrie ou l'asymétrie des structures lors du rifting. Il a été démontré que pour des conditions initiales asymétriques telles l'héritage tectonique (faiblesse dans la croûte ou le manteau lithosphérique, Dunbar & Sawyer, 1989), une lithosphère hétérogène (Braun & Beaumont, 1989) ou l'asymétrie de la topographie du Moho (Corti *et al.*, 2003), le rift est asymétrique.

Les anciennes zones de sutures et chaînes orogéniques peuvent être également considérées comme des zones de faiblesses favorisant la localisation d'un rift, et éventuellement l'asymétrie des structures résultant de ce rifting (Ziegler & Cloetingh, 2004; van Wijk, 2005).

Bassi (1995) montre que l'affaiblissement de la lithosphère est dû à l'amincissement thermique lorsque le taux d'ouverture est élevé.

L'augmentation de la résistance à faible taux d'extension est due à l'augmentation de l'épaisseur de la partie mantellique supérieure de la lithosphère par refroidissement (Kusznir & Park, 1987). L'asymétrie peut alors être développée au moment de la rupture continentale en étirant lentement une lithosphère, provoquant une augmentation de la résistance au centre du rift (la croûte faible étant remplacée par du manteau résistant), la rupture se produit alors en bordure de bassin, où la résistance est plus faible. Dans le cas d'une lithosphère plus froide ou pour des taux d'extension très élevés, ce phénomène ne se produit pas, et le rift reste donc symétrique.

Comparaison avec des cas réels

La modélisation numérique de l'extension jusqu'à la création de marges passives conjuguées permet des analogies avec le réel, observé par les méthodes géophysiques (sismique, gravimétrie). Comme c'est le cas pour les marges de l'Est du Canada et leurs conjuguées au large du Portugal qui ont été largement étudiées. Leurs structures profondes ont fait l'objet de comparaisons avec des modèles numériques (e.g., Huisman & Beaumont, 2007; Burov, 2007, figures 1.8 et 1.9).

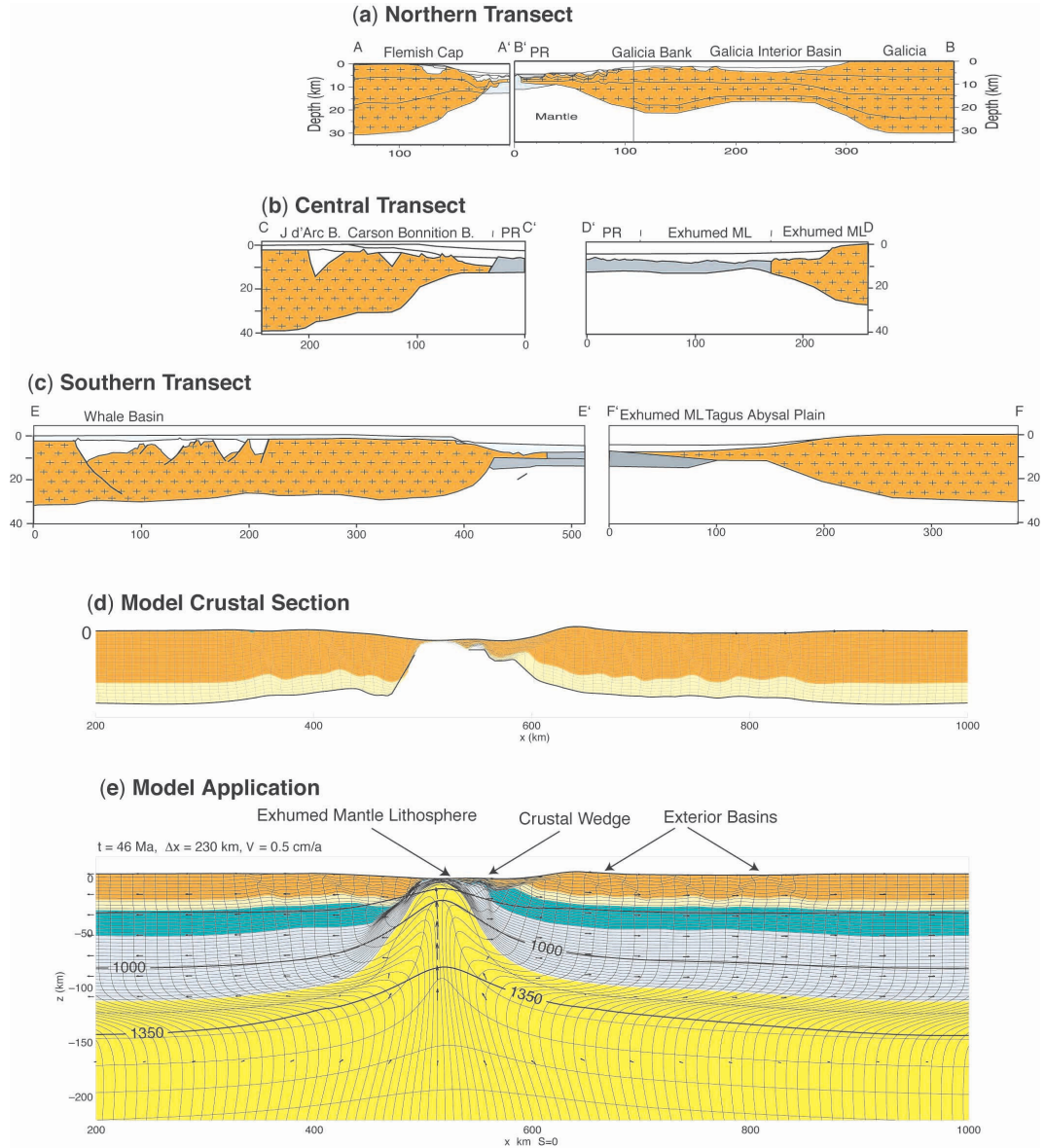


FIG. 1.8: Comparaison des résultats de la géophysique et de la modélisation numérique pour les marges conjuguées du nord de l'Atlantique (Huisman & Beaumont, 2007). (a) Transect Nord, selon Murillas et al. (1990); Funck et al. (2003); Pérez-Gussinyé et al. (2003). (b) Transect Central, selon Keen et al. (1987); Keen & deVoogd (1988); Dean et al. (2000). (c) Transect Sud, selon Keen et al. (1987); Keen & deVoogd (1988); Torne et al. (1994). En gris : manteau serpentinisé. (d) Section crustale issue de la modélisation numérique représentée avec les mêmes échelles horizontale et verticale que (a), (b) et (c). (e) Modèle numérique après 230 km d'extension (46 Ma).

1.2 Structures profondes des différentes entités d'une marge passive

Une marge continentale passive est donc le lieu de la création d'une nouvelle frontière de plaque où sont en présence trois principaux domaines : océanique, continental et de transition océan-continent. En l'absence d'échantillonnage direct, ces trois domaines peuvent être investigués et distingués grâce à leurs caractéristiques géophysiques déduites de la sismique réfraction, la gravimétrie, le flux de chaleur, etc.

Nous détaillerons en premier lieu, les caractéristiques des trois domaines, puis nous passerons en revue, dans un deuxième lieu, les caractéristiques des marges continentales passives.

1.2.1 La croûte océanique

Structure en vitesses et densités de la croûte océanique

La structure en vitesses des ondes P de la croûte océanique a été étudiée dès les débuts de la géophysique marine, avant même la découverte de l'accrétion océanique (Raitt, 1963; Spudich & Orcutt, 1980). Son épaisseur moyenne a été évaluée à 6,5 km dans les zones supposées exemptes de toute possibilité d'anomalie (points chauds ou failles transformantes).

La croûte océanique est divisée en trois couches : la première (Layer 1; L1) est la couche sédimentaire et les deuxième et troisième (L2 et L3) correspondent à la croûte ignée (tableau 1.1).

TAB. 1.1: Structure de la croûte océanique normale à partir de l'intersection des hodochrones (voir chapitre 3.2) avec l'axe des temps (Raitt, 1963).

	V_p (km/s)	Épaisseur de la couche (km)
L2	$5,07 \pm 0,63$	$1,71 \pm 0,75$
L3	$6,69 \pm 0,26$	$4,86 \pm 1,42$
Manteau	$8,13 \pm 0,24$	
Croûte ignée complète		$6,57 \pm 0,61$

Une méthode de modélisation de sismogrammes synthétiques (Spudich & Orcutt, 1980) a montré que les fortes amplitudes du signal sismique correspondant à la L2 sont liées à un fort gradient vertical de vitesses dans cette couche (de l'ordre de 0,5 à 1,5 s⁻¹) alors que les amplitudes plus faibles de la L3 sont liées à des gradients de vitesses beaucoup plus faibles (0,1 à 0,2 s⁻¹). Ainsi, cette méthode a montré que l'épaisseur de la croûte océanique avait systématiquement été sous-estimée car les couches les plus profondes sont observées seulement en secondes arrivées sur les sismogrammes (White *et al.*, 1992). Une nouvelle structure en vitesses des ondes P de la croûte océanique a alors été établie (tableau 1.2).

Par ailleurs, l'épaisseur de la croûte océanique par rapport au taux d'accrétion varie peu, sauf à vitesses d'accrétion faibles (figure 1.10). Ceci est dû à un équilibre entre le taux de remontée mantellique contrôlant la production de *melt* au niveau de la ride, et la vitesse de séparation des plaques contrôlant la surface de croûte

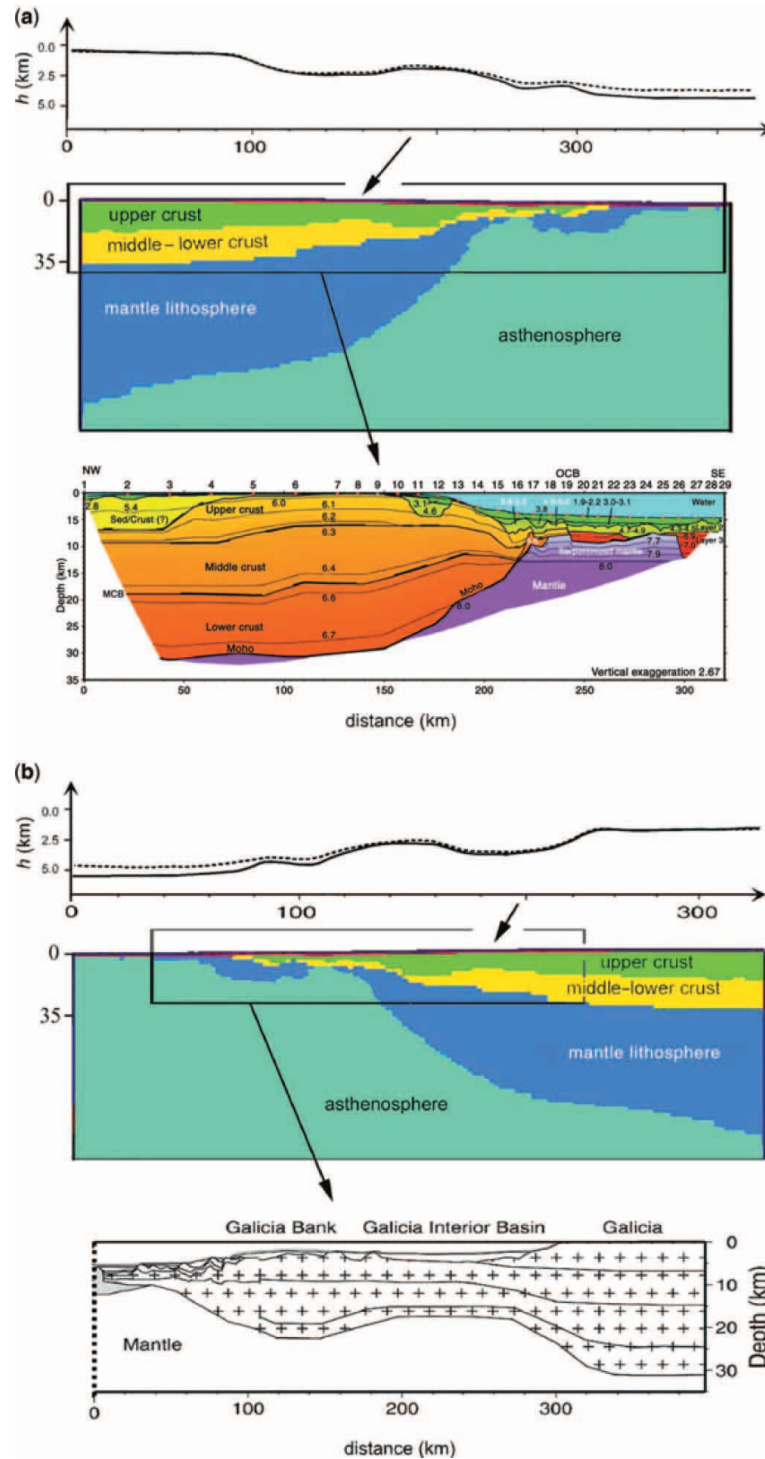


FIG. 1.9: Comparaison des résultats de la géophysique (Funck et al., 2003) et de la modélisation numérique (demi taux d'extension de 15 mm/an et $\Delta\rho$ de 20 kg/m³, équation 1.1) pour les marges conjuguées du Bonnet-Flamand et de la Galice (Burov, 2007). Les lignes tiretées sur les graphiques de topographie correspondent au socle avant la charge en eau et sans la subsidence thermique. (a) Comparaison pour le Bonnet-Flamand : on retrouve la transition rapide de la lithosphère continentale déformée à non-déformée et la géométrie des blocs crustaux étirés, y compris la zone de croûte inférieure et manteau supérieur exhumés. (b) Comparaison pour la marge de la Galice : on retrouve la géométrie du bassin intérieur, la transition rapide de la lithosphère continentale déformée à non-déformée et la géométrie des blocs crustaux étirés, y compris la zone de croûte inférieure et manteau supérieur exhumés.

formée (Minshull, 2002). Les épaisseurs crustales sont ainsi beaucoup plus variables pour de faibles taux d'accrétion océanique, car la production de *melt* est beaucoup plus irrégulière au niveau de la ride.

TAB. 1.2: Structure de la croûte océanique normale à partir de la modélisation de sismogrammes synthétiques (White et al., 1992).

	V_p (km/s)	Épaisseur de la couche (km)
L2	2,5 - 6,6	$2,11 \pm 0,55$
L3	6,6 - 7,6	$4,97 \pm 0,90$
Manteau	$> 7,6$	
Croûte ignée complète		$7,08 \pm 0,78$

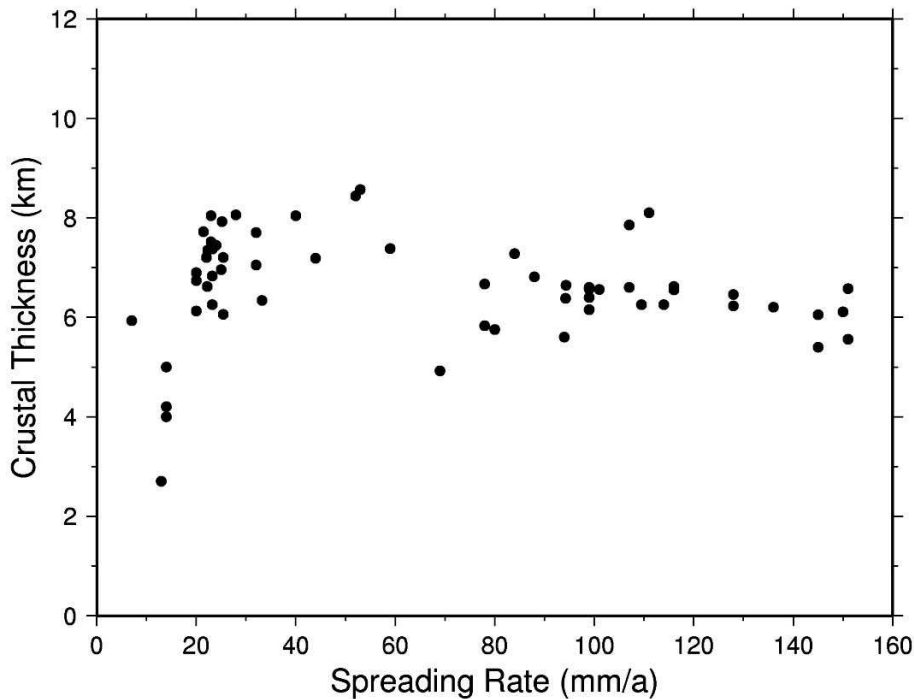


FIG. 1.10: Épaisseurs de croûte en fonction du taux d'accrétion océanique loin de toute influence de point chaud ou de zone de fractures, et en excluant les croûtes anormales adjacentes aux marges passives non-volcaniques et aux systèmes d'accrétion océaniques éteints (modifié par Minshull (2002), à partir de Bown & White, 1994). Seules les valeurs contraintes par des techniques d'inversion 2D des temps d'arrivées sont utilisées.

La densité du niveau L2 est variable. En effet, Carlson & Raskin (1984) montrent que la densité de la L2 dépend de sa nature, et varie de 2650 à 2800 kg/m^3 , et que la densité de la L3 varie entre 2900 et 3000 kg/m^3 .

Structure pétrologique de la croûte océanique

L'interprétation géologique des L2 et L3 est controversée à cause du manque de données. Elle a cependant été facilitée d'une part par l'observation des séries ophiolitiques mises en évidence dans les chaînes de montagnes, interprétées

comme des portions de croûte océanique mises en place sur les continents par phénomènes tectoniques (obduction), et d'autre part par échantillonnage lors de plongées en submersible et dragages sur la rive Atlantique ces 15 dernières années (e.g. Lagabriele *et al.*, 1992; Cannat *et al.*, 1997).

L2 est alors identifiée comme étant constituée de pillow-lavas et de complexes filoniens, et L3 correspond soit à des roches gabbroïques intrusives (figure 1.11a), soit à de la péridotite serpentinisée (figure 1.11b), soit à un mélange des deux avec plus ou moins de péridotites non serpentinisées (e.g., Cannat, 1993, figures 1.11c et 1.11d).

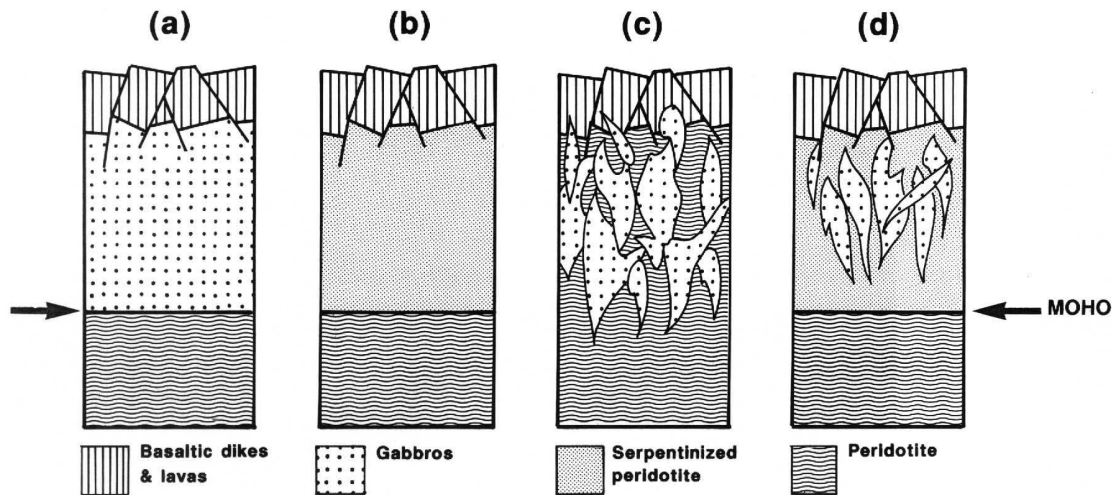


FIG. 1.11: Quatre modèles géologiques possibles pour la croûte océanique (Minshull *et al.*, 1998, modifié de Cannat, 1993). (a) La couche L3 est entièrement constituée de gabbro, et le Moho est une transition entre le gabbro et la péridotite, (b) La couche L3 est constituée de péridotite partiellement serpentinisée et le Moho correspond à un front de serpentinitisation, (c) La couche L3 est constituée d'intrusions gabbroïques dans des péridotites mantelliques, et (d) Les intrusions gabbroïques se mettent en place dans des péridotites partiellement serpentinisées. Le Moho est un front de serpentinitisation. Des informations supplémentaires sont données dans le texte.

La composition de la couche L3 et sa limite avec le manteau restent peu connues (figure 1.11). Selon Minshull *et al.* (1998), la couche L3 pourrait être constituée d'intrusions gabbroïques dans des péridotites serpentinisées, ce qui remet en question l'interprétation du Moho comme étant la limite pétrologique entre les roches mafiques au-dessus et ultra-mafiques en dessous. La figure 1.11 présente les différentes possibilités de composition de la croûte océanique selon le contexte de sa formation. Une croûte telle la figure 1.11a serait produite à l'axe d'une ride océanique rapide (Nicolas *et al.*, 1988; Harding *et al.*, 1989) alors qu'une croûte telle la figure 1.11c serait produite à l'axe d'une ride lente, dans des zones où les péridotites et les gabbros affleurent fréquemment (Cannat, 1993).

Flux de chaleur en domaine océanique

Dans les zones bien sédimentées où il y a peu de pertes de chaleur dues à la circulation hydrothermale, le flux de chaleur de surface passe graduellement de 250 mW/m² pour une croûte âgée de 4 Ma à environ 46 mW/m² pour une croûte âgée

de 120 à 140 Ma (Sclater *et al.*, 1980; Doin & Fleitout, 1996, figure 1.12). Après 200 Ma, le flux de chaleur doit atteindre une valeur d'équilibre de 38 mW/m². Le flux de chaleur des bassins marginaux suit cette même relation (figure 1.12). Le flux de chaleur du manteau supérieur sous une croûte océanique à l'équilibre varie entre 25 et 38 mW/m².

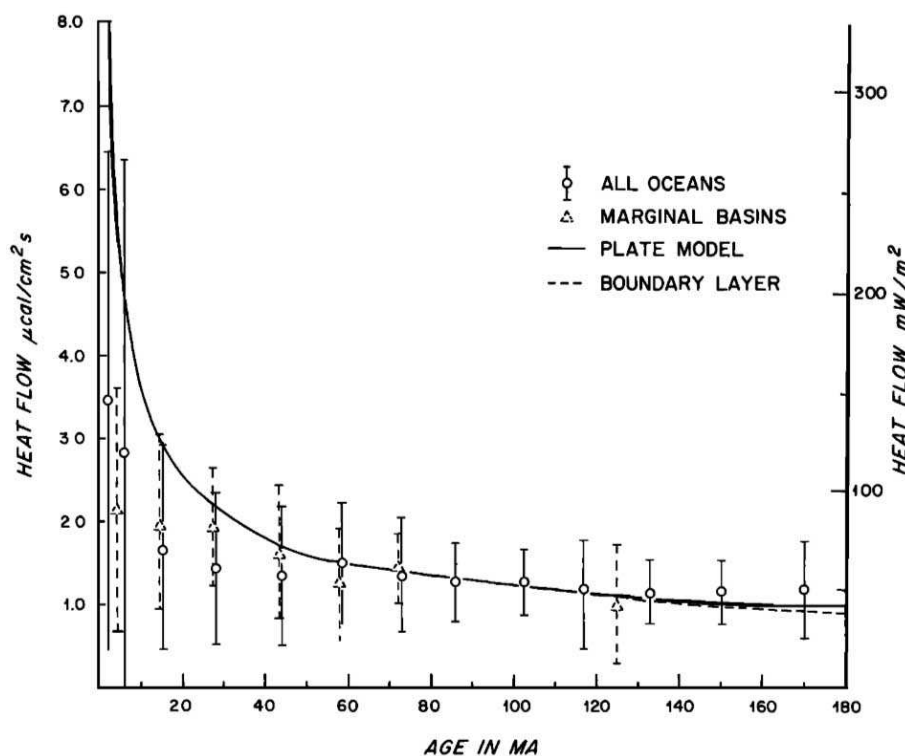


FIG. 1.12: Flux de chaleur et écart-type pour tous les océans et bassins marginaux en fonction de leur âge. Les données orrespondent au flux de chaleur prévu par les modèles (Sclater *et al.*, 1980).

1.2.2 La croûte continentale

Structure en vitesses et densités de la croûte continentale

La compilation de données de sismique réfraction acquises en domaine continental a permis de faire une estimation de la moyenne des vitesses des ondes compressives dans la croûte continentale de $6,45 \pm 0,21$ km/s avec une épaisseur moyenne de $41 \pm 6,2$ km et une vitesse moyenne du manteau supérieur de $8,09 \pm 0,20$ km/s (Christensen & Mooney, 1995). Les vitesses des ondes P dans la croûte continentale ne sont pas simplement fonction du grade métamorphique de la roche en présence (figure 1.13), elles varient en fonction des lithologies, des conditions de températures et de pression, c'est-à-dire en fonction de la profondeur (figure 1.14).

La structure en profondeur de la croûte continentale dépend du type de province tectonique (figure 1.15). Les boucliers et plate-formes ont une épaisseur moyenne de croûte de 41,5 km alors qu'en bordure des continents, l'épaisseur moyenne est de $30,5 \pm 5,3$ km.

Pour prendre en compte la distribution inégale des différents types de croûte continentale à la surface du globe, Christensen & Mooney (1995) ont pondéré leurs

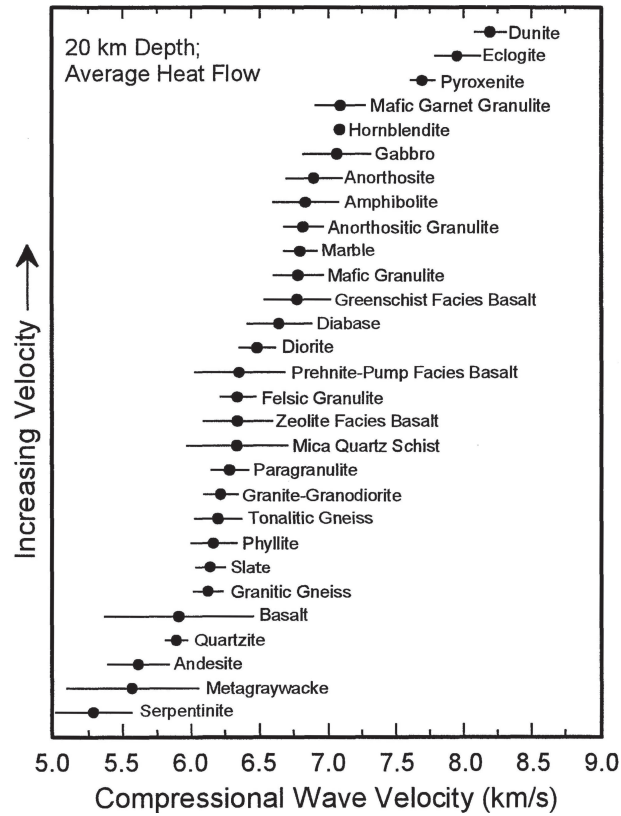


FIG. 1.13: Vitesses moyennes des ondes P pour les principaux types de roches, confinées à une pression équivalent à la pression lithostatique à 20 km de profondeur, et à 309°C (température à 20 km de profondeur pour un flux de chaleur moyen) (Christensen & Mooney, 1995).

données par la proportion de chacune de ces différentes provinces tectoniques (table 1.3).

TAB. 1.3: Proportion de chaque type de province tectonique par rapport à la totalité des domaines continentaux à l'échelle globale (Christensen & Mooney, 1995).

Province tectonique	Fréquence
Boucliers et plate-formes	69 %
Orogènes	15 %
Croûte étirée	9 %
Arcs magmatiques	6 %
Rifts	1 %

Une carte mondiale des épaisseurs de croûte a été compilée par Mooney *et al.* (1998) à partir de données de sismique réfraction (figure 1.16).

Les épaisseurs de croûtes et les vitesses moyennes augmentent de la marge à l'intérieur du domaine continental.

Les densités de la croûte continentale supérieure augmentent de 2660 à environ 2800 kg/m³ et de 2800 à 3100 kg/m³ dans la croûte continentale inférieure (Christensen & Mooney, 1995). Cette variation de densité est inversement corrélée à la

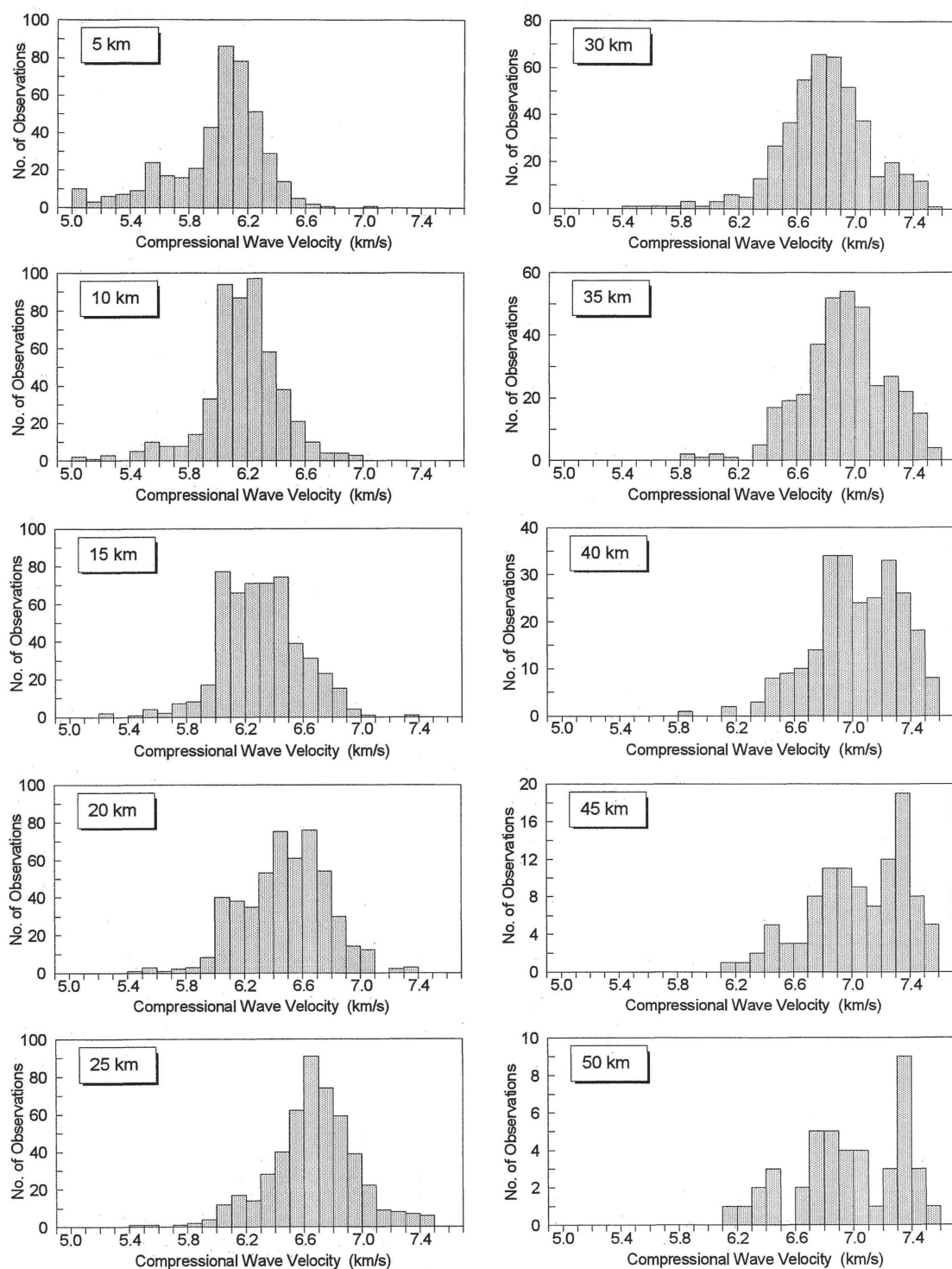


FIG. 1.14: Evolution des vitesses des ondes P dans la croûte continentale en fonction de la profondeur (Christensen & Mooney, 1995). Les vitesses superficielles inférieures à 5 km/s et les vitesses proches de celles du manteau au niveau du Moho, supérieures à 7,5 km/s ont été exclues.

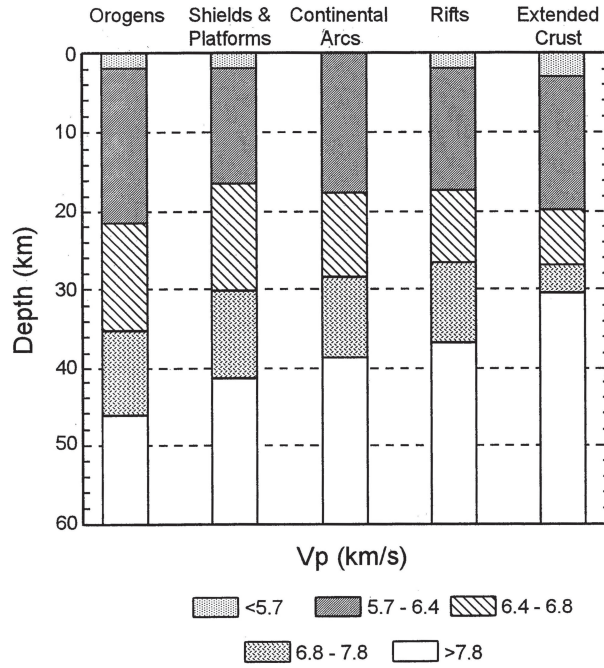


FIG. 1.15: Structure moyenne en vitesses des ondes P de la croûte continentale pour les différentes provinces tectoniques (Christensen & Mooney, 1995).

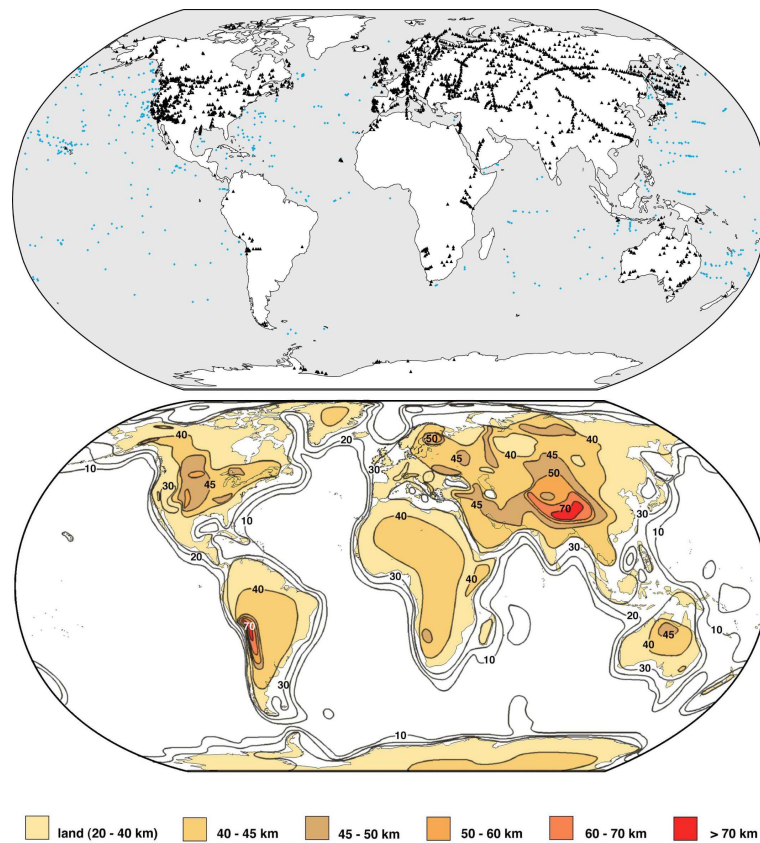


FIG. 1.16: Carte mondiale des épaisseurs de croûte continentale (Mooney et al., 2002), déduite des points de mesures de sismique réfraction à terre (triangles noirs) et en mer (points bleus).

quantité de SiO_2 présente dans les roches qui composent la croûte.

Structure pétrologique de la croûte continentale

Un modèle pétrologique moyen de croûte continentale stable peut être présenté en trois couches, chacune des épaisseurs variant de 10 à 15 km : les deux couches supérieures ont des compositions siliceuses à intermédiaires, la croûte moyenne étant composée de roches à plus haut degré métamorphique, et la troisième couche est composée de roches mafiques à faciès métamorphique de type granulite (Christensen & Mooney, 1995).

Flux de chaleur en domaine continental

Le flux de chaleur à la surface des continents est contrôlé par plusieurs phénomènes. A l'échelle des temps géologiques, les plus importants sont : (1) le dernier événement orogénique, (2) la distribution des éléments produisant de la chaleur, et (3) l'érosion.

Pour mieux comprendre les effets de l'âge, chaque continent est séparé en quatre provinces dépendant de leur âge radiométrique (figure 1.17).

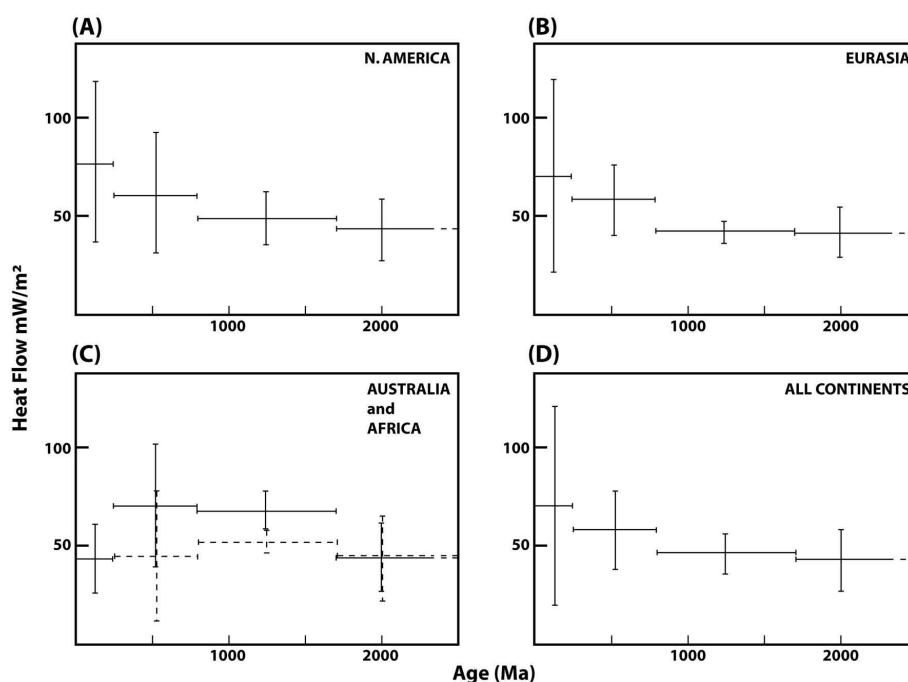


FIG. 1.17: Flux de chaleur en fonction de l'âge du continent pour (A) l'Amérique du Nord, (B) l'Eurasie, (C) l'Australie (lignes continues) et l'Afrique (lignes tiretées), et (D) tous les continents (Sclater et al., 1980).

Le flux de chaleur décroît de 72 mW/m^2 pour la province la plus jeune à une valeur constante de 46 mW/m^2 après 800 Ma (Sclater et al., 1980).

La composante non-radiogénique du flux de chaleur de surface diminue jusqu'à une valeur constante entre 25 et 21 mW/m^2 en 200 à 400 Ma.

Le flux de chaleur du manteau supérieur sous un continent vieux et stable varie entre 17 et 31 mW/m^2 .

1.2.3 Les principales différences géophysiques entre les croûtes océanique et continentale

Les lithosphères océaniques et continentales sont donc facilement différenciables à partir de données indirectes (géophysiques) :

- On distingue plus facilement les couches de la croûte océanique qui ont des caractéristiques en terme de vitesses des ondes P très marquées (un gradient de vitesses élevé pour L2 et faible pour L3) et des réflexions entre ces couches, contrairement à la croûte continentale pour laquelle on observe moins aisément de différences de vitesses et de réflecteurs entre croûte supérieure et inférieure.
- L'épaisseur de la croûte océanique est de l'ordre de 6 à 8 km en moyenne alors que celle de la croûte continentale est de l'ordre de 30 à 45 km en domaine non-aminci.
- Le flux de chaleur en domaine océanique est généralement plus élevé qu'en domaine continental.

Il s'agit donc maintenant de déterminer le moment où l'on passe d'un domaine continental au domaine océanique.

1.2.4 La transition océan-continent (TOC)

La transition océan-continent (dite TOC) est le lieu où la rupture continentale s'est produite. Sa définition et sa localisation sont discutées et les mécanismes à l'origine de sa formation sont encore peu compris, et donc la cible de nombreuses recherches.

Les modèles conceptuels de rifting vus précédemment (paragraphe 1.1.3, McKenzie, 1978; Wernicke, 1985) proposent une transition abrupte entre océan et continent. Les découvertes de manteau exhumé en Ibérie ont remis en question la notion de transition brutale entre croûte continentale et croûte océanique (e.g. Whitmarsh *et al.*, 1991; Pinheiro *et al.*, 1992; Sawyer *et al.*, 1994; Loudon *et al.*, 1997; Chian *et al.*, 1999). De nombreuses études ont tenté de déterminer la localisation de cette limite par des évidences géophysiques, mais le résultat reste toujours vague, indiquant que ce contact n'est pas nécessairement abrupt, mais plutôt caractérisé par une zone plus-ou-moins large de TOC (e.g. Lavie & Manatschal, 2006).

Structure en vitesses de la TOC

Les données de sismique montrent que la croûte continentale s'amincit vers l'océan et que la transition entre la croûte continentale épaisse et la croûte océanique fine s'effectue sur une distance pouvant aller de quelques dizaines de kilomètres à plus d'une centaine de kilomètres (Minshull, 2002).

La structure en vitesses de la TOC dépend essentiellement de sa nature, elle reste ainsi encore peu connue. Ce point particulier sera discuté dans le paragraphe 1.3.3, la nature de la transition océan-continent dépendant du type de marge riftée.

Cependant, on distingue, sur certaines marges, un réflecteur profond en domaine de TOC (réflecteur S ou H) qui correspondrait à une zone de décollement de la croûte continentale sur du manteau supérieur serpentinisé ou à un détachement entre la croûte cassante et la croûte ductile (e.g. Reston *et al.*, 1996, figure 1.18). Ce type de détachement pourrait accommoder des dizaines de kilomètres d'extension (Nagel & Buck, 2007).

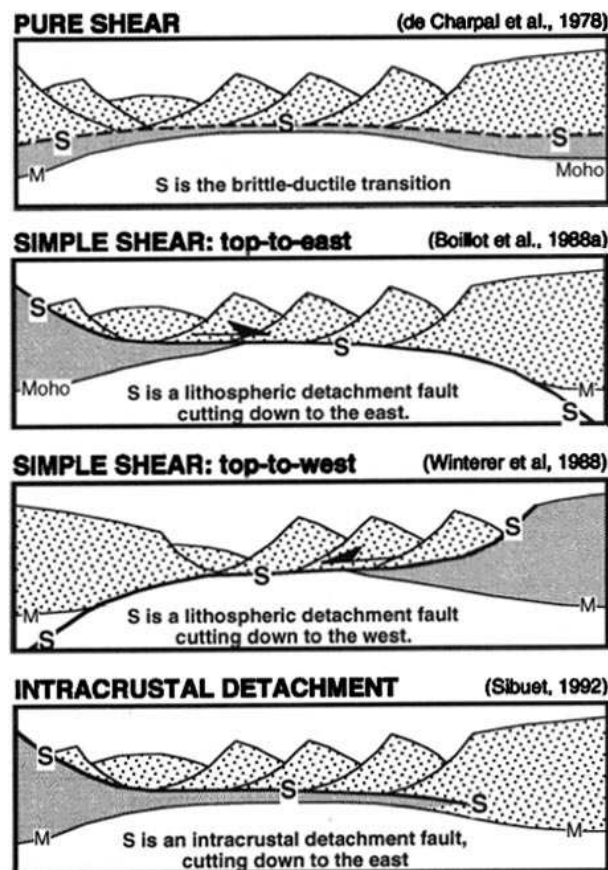


FIG. 1.18: Modèles proposés pour expliquer la nature du réflecteur S le long de la marge de la Galice (Reston et al., 1996, à partir de De Charpal et al. (1978); Boillot et al. (1988); Winterer et al. (1988); Sibuet (1992)).

Structure pétrologique de la TOC

Le socle de la TOC pourrait ainsi être constitué de croûte continentale intrudée de produit de fusion du manteau (e.g., Whitmarsh & Miles, 1995), de croûte océanique fine et tectonisée produite par de l'épanchement océanique ultra-lent (e.g., Srivastava & Roest, 1995) ou d'une zone de manteau supérieur serpentinisé (Boillot et al., 1987) qui peut être exhumée (ZECM, *Zone of Exhumed Continental Mantle*, e.g. Manatschal, 2004, figure 1.19).

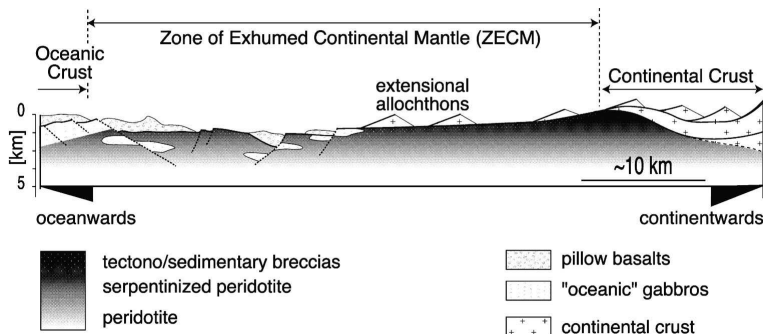


FIG. 1.19: Architecture de la Zone of Exhumed Continental Mantle au niveau des marges passives non-volcaniques (Manatschal, 2004).

Flux de chaleur en domaine de TOC

Le flux de chaleur en domaine de TOC dépend de sa nature et de sa structure (circulations de fluides dans des failles, etc).

La position de la TOC reste toujours sujette à discussion. En l'absence d'échantillons, des estimations ont été effectuées, à partir de données indirectes, sur les observations d'épaisseurs de croûtes, de variations verticales et latérales de vitesses sismiques, des anomalies magnétiques, etc. Cependant, aucun de ces critères n'a pu être appliqué à l'ensemble des marges continentales en raison des difficultés inhérentes à la distinction entre la croûte océanique et la croûte continentale déformée et intrudée de matériaux basaltiques lors du processus d'amincissement crustal (Minshull, 2002). Mais également, la grande variabilité de la structure des marges peut être invoquée (e.g. Lizarralde *et al.*, 2007; Leroy *et al.*, 2010b).

1.3 Caractéristiques géophysiques des marges passives volcaniques et non-volcaniques

Les différents types de croûtes et lithosphères exposés dans les paragraphes précédents sont donc observés le long des marges continentales étirées. Nous allons donc maintenant investiguer les différentes caractéristiques géophysiques (modèles de vitesses, gravimétrie, flux de chaleur) pour toutes les marges possédant de telles acquisitions, afin d'en ressortir un état de l'art de leur investigation profonde en géophysique, qu'elles soient dites volcaniques, peu-volcaniques ou non-volcaniques.

Notamment, de nombreuses études de sismique grand-angle ont été effectuées sur les marges passives de l'océan Atlantique afin de déterminer les structures profondes de ses marges passives et de mieux comprendre son évolution.

Certaines synthèses ont déjà été effectuées concernant les marges volcaniques du Nord de l'Atlantique (Eldohlm & Grue, 1994) ou l'étude de la transition océan-continent des marges non-volcaniques des marges conjuguées au Nord de la zone de fracture reliant Terre-Neuve aux Açores (Minshull, 2009).

Ici, il s'agit essentiellement de mettre en évidence les différences entre les marges volcaniques et non-volcaniques et de comprendre ce que l'observation des différentes structures profondes d'une marge passive peuvent impliquer sur la compréhension du rifting, la formation et l'évolution des marges passives.

Les marges peu-volcaniques présentent peu ou pas de marques de volcanisme syn-rift. Des blocs basculés de croûte continentale sont observés grâce à la sismique réflexion, indice d'un étirement extrême lié à une ouverture lente lors du processus de rifting passif. La TOC est souvent constituée de manteau serpentinisé exhumé ou par l'infiltration d'eau en profondeur. Les marges passives volcaniques et peu-volcaniques présentent de nombreuses différences liées à leurs processus de formation et les structures en résultant.

Les marges volcaniques sont plus fréquentes que les marges peu- ou non-volcaniques, elles sont aussi les plus étudiées. Le processus de rifting actif induit un amincissement lithosphérique abrupt, d'où la définition d'une « limite océan-continent », et des évidences nettes de magmatisme syn-rift (SDR, volcans, coulées, etc.).

L'étude des marges passives conjuguées permet de mieux appréhender les processus du rifting qui mènent à la formation des marges et à leur géométrie propre.

Une connaissance approfondie des processus de mise en place du magma, de la dynamique du manteau et du champ de contraintes subi par la croûte sont donc indispensables pour comprendre la symétrie ou l'asymétrie des marges conjuguées et les processus à l'origine de la formation des marges volcaniques et non-volcaniques.

L'étude de la structure profonde de marges conjuguées, afin de reconstruire l'état initial des structures avant l'extension, permet de proposer des hypothèses quant aux modes de formation de ces marges.

1.3.1 L'« *edge-effect* » gravimétrique

Une des caractéristiques les plus originales des marges continentales passives est la signature particulière de l'anomalie gravimétrique à l'air libre appelée *edge-effect*. Il s'agit d'un haut gravimétrique corrélé avec la bordure continentale, d'un bas gravimétrique au-dessus de la pente continentale puis d'une remontée du signal (figure 1.20). Cet *edge-effect* a été interprété comme la juxtaposition de la croûte continentale épaisse et de la croûte océanique fine (e.g. Worzel, 1968).

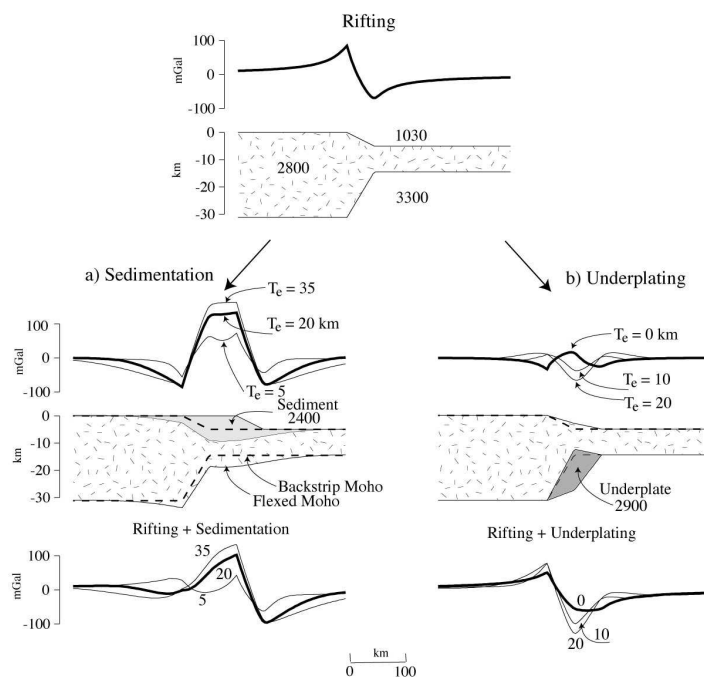


FIG. 1.20: Anomalie gravimétrique associée avec des modèles simples de flexure au niveau des marges riftées (Watts, 2001). (a) Charge sédimentaire, (b) sous-plaquage magmatique. Les anomalies calculées sont basées sur des densités uniformes entre le domaine continental et le domaine océanique, des épaisseurs élastiques (T_e) variant entre 0 et 35 km, une altitude initiale à 0 km et une épaisseur de croûte de 31,2 km en domaine continental.

Watts (2001) évalue la contribution de la signature de la sédimentation et du sous-plaquage sur le signal gravimétrique des marges riftées, soit l'*edge-effect* résultant de la composition de différents signaux (figure 1.20).

L'effet de la charge sédimentaire est de faire fléchir la croûte vers le bas, à l'aplomb de la charge, et le manteau vers le haut de part-et-d'autre de la charge

(figure 1.20a). L'anomalie due à la sédimentation est donc un haut gravimétrique (les sédiments étant plus denses que l'eau) bordé de deux bas (les sédiments étant moins denses que la croûte, elle-même moins dense que le manteau). L'amplitude et la longueur d'onde de cette anomalie dépendent de l'épaisseur élastique (T_e). La charge sédimentaire d'une marge où T_e est de 35 km, produit une anomalie gravimétrique unique, de forte amplitude, bordée par des bas de grande longueur d'onde. Une même charge sur une marge où T_e est de 5 km, produit deux hauts : un au niveau du rebord continental original, et l'autre au niveau du nouveau rebord continental.

L'effet du sous-plaquage est d'épaissir la croûte, provoquant alors un uplift (figure 1.20b). L'anomalie gravimétrique liée au sous-plaquage est une combinaison de deux effets : une diminution de l'anomalie, liée au sous-plaquage (le matériau sous-plaqué est plus dense que la croûte et moins dense que le manteau) et une augmentation de l'anomalie, liée à l'uplift (de l'eau est remplacée par de la croûte). L'anomalie gravimétrique associée dépend fortement de la résistance de la lithosphère. Le sous-plaquage sous une marge où T_e est de 0 km réduit l'amplitude de l'*edge-effect* et augmente sa longueur d'onde, alors que le même sous-plaquage sous une marge où T_e est de 20 km produit un effet inverse : une augmentation de l'amplitude de l'*edge-effect* et une diminution de sa longueur d'onde.

1.3.2 Le flux de chaleur

L'amincissement crustal et lithosphérique contrôle en retour les variations de flux de chaleur, la subsidence, la fracturation extensive et la fusion du manteau par décompression (partie 1.1.2). Pendant l'amincissement, la base de la lithosphère remonte, et le flux de chaleur en surface augmente rapidement. En même temps, l'asthénosphère chaude monte de manière passive et génère une anomalie thermique. L'amincissement est mis en évidence dans la croûte supérieure par de la subsidence rapide contrôlée par des failles. Quand l'étirement se termine, l'anomalie thermique diminue exponentiellement avec le temps, le flux de chaleur diminue et une phase de subsidence thermique se produit.

Les valeurs de flux de chaleur sur les marges passives sont modélisées en prenant en compte l'âge de la marge, l'âge des croûtes continentales et océaniques, les processus qui ont mené à la formation de cette marge, etc.

Ces modèles n'expliquent cependant pas toutes les valeurs mesurées.

Louden *et al.* (1997) ont effectué une modélisation du flux de chaleur sur un profil dans la plaine abyssale Sud-Ibérique (SIAP) et expliquent des valeurs de flux de chaleur trop élevées par la production radiogénique d'un lambeau de croûte continentale resté en place lors du rifting (figure 1.21).

Fernández *et al.* (2004) observent un flux de chaleur dont la valeur s'élève à environ 15 mW/m² au dessus des valeurs estimées par les modèles sur la marge volcanique de Vøring. Cet excès est attribué à l'influence du point chaud de l'Islande.

1.3.3 Observation d'un corps à vitesse et densité anormales (sismique grand-angle et gravimétrie)

Les marges étirées volcaniques et non-volcaniques présentent fréquemment des corps à vitesses intermédiaires en base de croûte, supérieures à des vitesses de

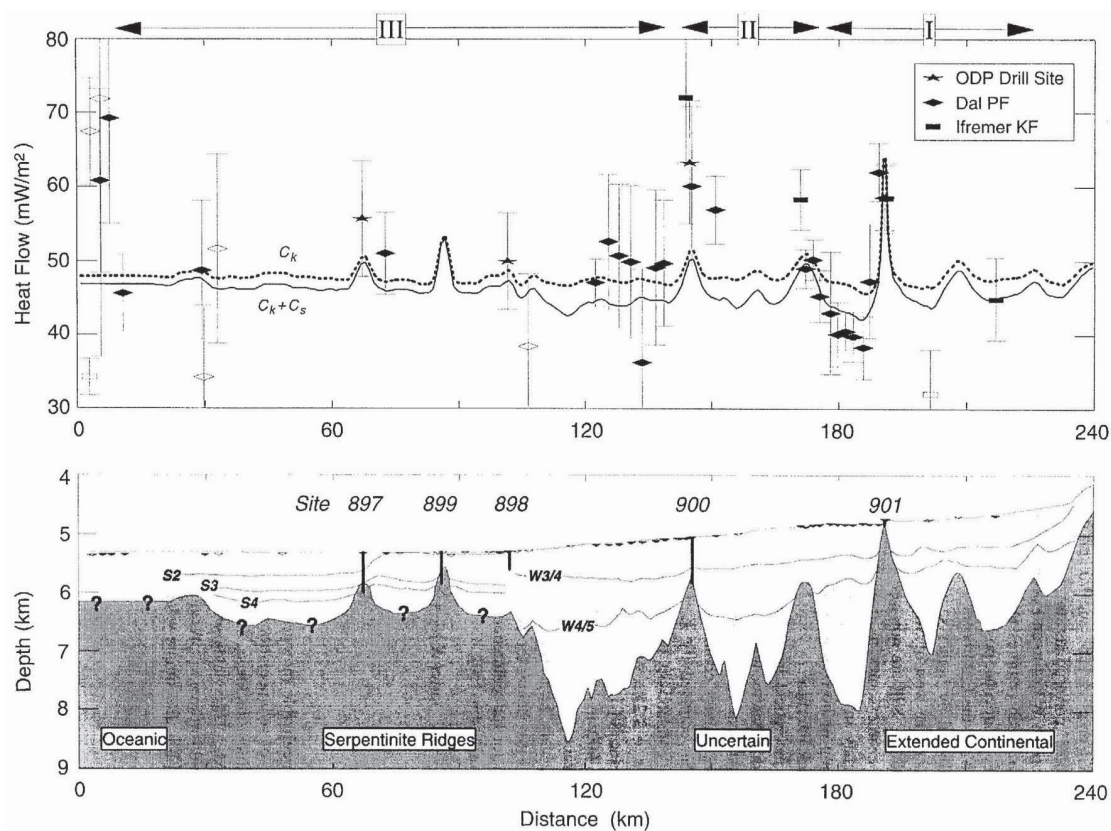


FIG. 1.21: Modélisation du flux de chaleur dans la SIAP (Louden et al., 1997). La partie supérieure de la figure présente les mesures de flux de chaleur avec leurs incertitudes, et les courbes de flux mesurés. La courbe tiretée C_k présente le flux calculé avec une correction de la topographie du socle séparant les roches fortement conductrices des roches peu conductrices. La courbe en trait plein $C_k + C_s$ présente le flux calculé C_k avec une correction de l'estimation de l'effet du taux moyen de sédimentation. La partie inférieure présente le morphologie du socle le long du profil. Trois zones sont définies sur ce profil. La **zone I**, de croûte étirée, ayant des valeurs de flux moyennes cohérentes avec les modèles. La **zone II**, ayant des valeurs un peu trop élevées (de 5 à 15 mW/m^2) par rapport aux modèles calculés (C_k et $C_k + C_s$), incompatible avec de l'extension en cisaillement pur. Elles peuvent être dues à la production radiogénique de 2 ou 3 km de croûte continentale supérieure qui serait restée en place pendant le rifting. La **zone III** où les valeurs moyennes de $47,5 \pm 3 mW/m^2$ sont en accord avec les modèles de croûte océanique type, âgée de 126 Ma.

croûtes et inférieures à des vitesses de manteau, dont les caractéristiques peuvent permettre de déterminer s'il s'agit d'un corps mafique sous la pente continentale, ou de manteau continental serpentinisé.

En général, la nature de ce corps est interprétée différemment en fonction du type de marge (volcanique ou non) et du contexte (figure 1.22). En théorie, il peut s'agir soit de sous-plaquage magmatique si la marge est volcanique, soit de manteau serpentinisé si la marge est non ou peu-volcanique.

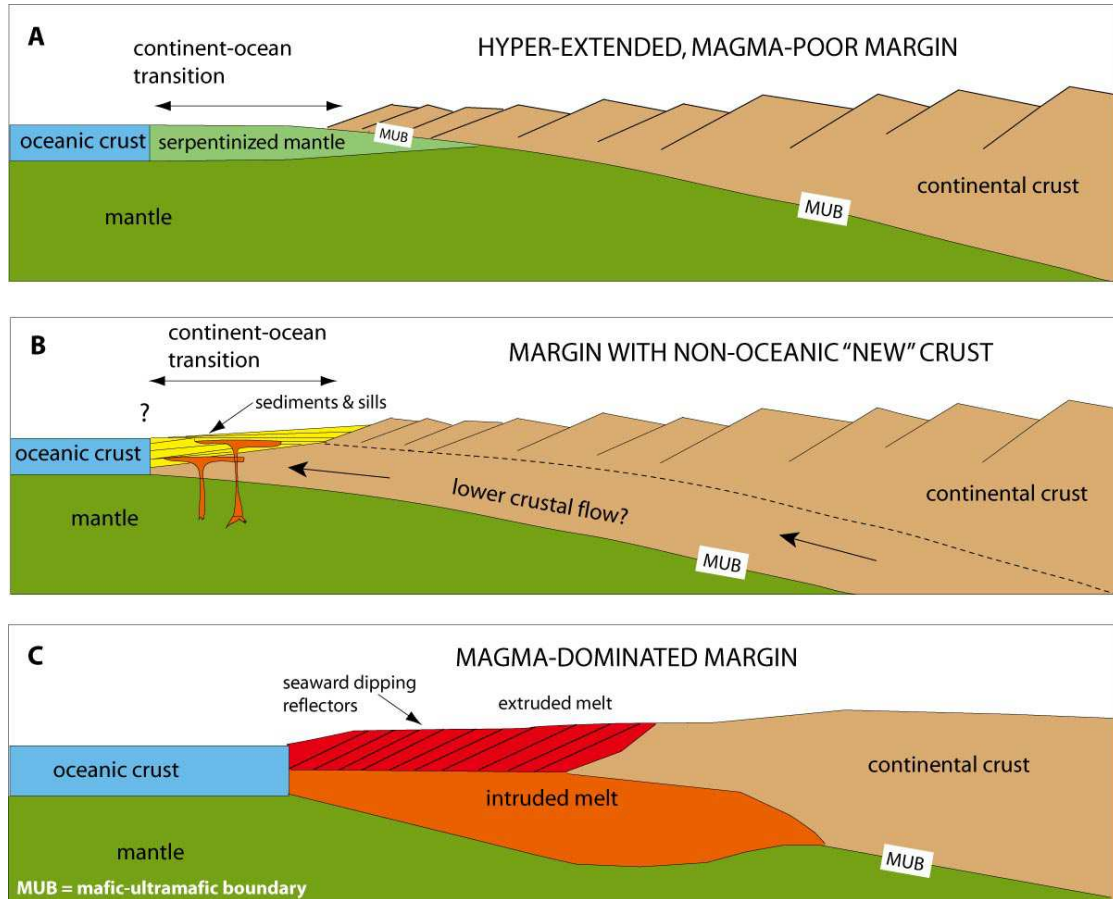


FIG. 1.22: Coupes schématiques de structures profondes de marges continentales étirées (Sawyer et al., 2007). **A** : Marge fortement étirée, la TOC est constituée de manteau exhumé serpentinisé (e.g. les marges d'Ibérie et de Terre-Neuve). **B** : Marge étirée avec une croûte néoformée non-océanique, la TOC est constituée de sédiments et de magmatisme (e.g. le Nord de la Golfe de Californie). **C** : Marge volcanique où l'on observe de grandes quantités de magmatisme en surface (coulées) ainsi qu'en profondeur (croûte inférieure intrudée ou sous-plaquage magmatique, e.g. les marges du Nord-Ouest de l'Europe et l'Est du Groënland).

Dans le cas des marges passives volcaniques, la fusion du manteau est marquée par le dépôt en surface de séries volcano-sédimentaires (SDR, coulées volcaniques), un intense réseau d'intrusions mafiques dans la croûte continentale et un corps à vitesse élevée en base de croûte, appelé HVLC (*High Velocity Lower Crust*), probablement constitué d'un sous-plaquage de roches ignées mafiques à ultramafiques ou de croûte inférieure intrudée par du magmatisme (e.g. Geoffroy, 2005, figure 1.2). L'observation simultanée de structures magmatiques en surface telles des SDR (*Seaward Deeping Reflectors*), en sismique réflexion (e.g. Morgan et al., 1989; Hol-

brook *et al.*, 1994b; Hopper *et al.*, 2003; Mjelde *et al.*, 2005, 2007; Hirsch *et al.*, 2009) et/ou des coulées basaltiques à terre (e.g. Hirsch *et al.*, 2009) permettent d'identifier ce corps profond comme du sous-plaquage magmatique. Ce corps est le plus souvent localisé sous la pente continentale (e.g. Morgan *et al.*, 1989) et est caractérisé par un faible gradient de vitesse des ondes P (vitesses généralement entre 7,3 et 7,6 km/s pour des épaisseurs entre 10 et 15 km) et des densités entre 2,9 et 3,1 g/cm³ (e.g. Mjelde *et al.*, 2005, 2007).

Dans le cas des marges passives non ou peu-volcaniques, l'étirement intense à faible vitesse et le manque de produit de fusion du manteau asthénosphérique sont à l'origine de l'exhumation et de la serpentinitisation du manteau au niveau de la TOC et/ou de la fracturation intense de la croûte, permettant alors à l'eau de percoler en profondeur jusqu'aux roches mantelliques au moment de la rupture continentale, rendant alors la réaction de serpentinitisation possible (Boillot *et al.*, 1989; Pérez-Gussinyé & Reston, 2001). Des rides de péridotite ont en effet été échantillonnées par des forages ODP, au niveau de la TOC (e.g. Boillot *et al.*, 1980; Lau *et al.*, 2006; Van Avendonk *et al.*, 2009). Le manteau exhumé se traduit par la présence d'un corps dont le gradient vertical de vitesse est élevé, les vitesses augmentent avec la profondeur jusqu'à des vitesses caractéristiques du manteau (~ 8 km/s), des densités comprises entre 3,2 et 3,3 g/cm³, et dont l'épaisseur varie de 2 à 6 km (e.g. Sawyer *et al.*, 1994; Chian *et al.*, 1995; Funck *et al.*, 2003, 2004).

La caractérisation de ce corps à vitesse intermédiaire peut permettre d'en déterminer la nature (figure 1.23).

Ainsi, un corps mafique est caractérisé par un gradient vertical de vitesses faibles (inférieur à 0,06 s⁻¹) et des épaisseurs pouvant aller jusqu'à près de 20 km alors que du manteau supérieur serpentinitisé est caractérisé par des gradients de vitesse plus élevés (figure 1.23), les vitesses augmentant progressivement jusqu'à environ 8 km/s (vitesse caractéristique du manteau non-serpentinitisé), et son épaisseur est limitée par les conditions de pression et de température à environ 5 km. Au-delà de ces conditions, le manteau ne peut plus être serpentinitisé.

1.3.4 L'influence du point chaud islandais sur les structures des marges volcaniques du Nord de l'Atlantique (figure 1.24)

La formation des marges passives volcaniques est étroitement liée au magmatisme lors de la phase de rifting (e.g. Eldohlm & Grue, 1994; Geoffroy, 2005). Ce magmatisme est caractérisé par la présence de SDRs et de sills observables en sismique réflexion, de coulées de laves visibles à terre, et/ou d'une croûte inférieure à vitesse élevée (HVLC) constituée de roches mafiques intrudées et/ou sous-plaquées, définie par l'interprétation de données de sismique grand-angle (e.g. White *et al.*, 1987; Barton & White, 1997; Geoffroy, 2005).

De grandes quantités de fusion partielle produites dans le manteau forment, une fois la rupture continentale effective, une croûte océanique d'épaisseur régulière et importante (de 8 à 11 km, e.g. Holbrook *et al.*, 1994a; Barton & White, 1997; Bauer *et al.*, 2000).

La sismique réfraction a permis de déterminer les structures profondes des marges volcaniques, et les processus de rifting formant ces structures sont connus grâce à l'observation de marges conjuguées.

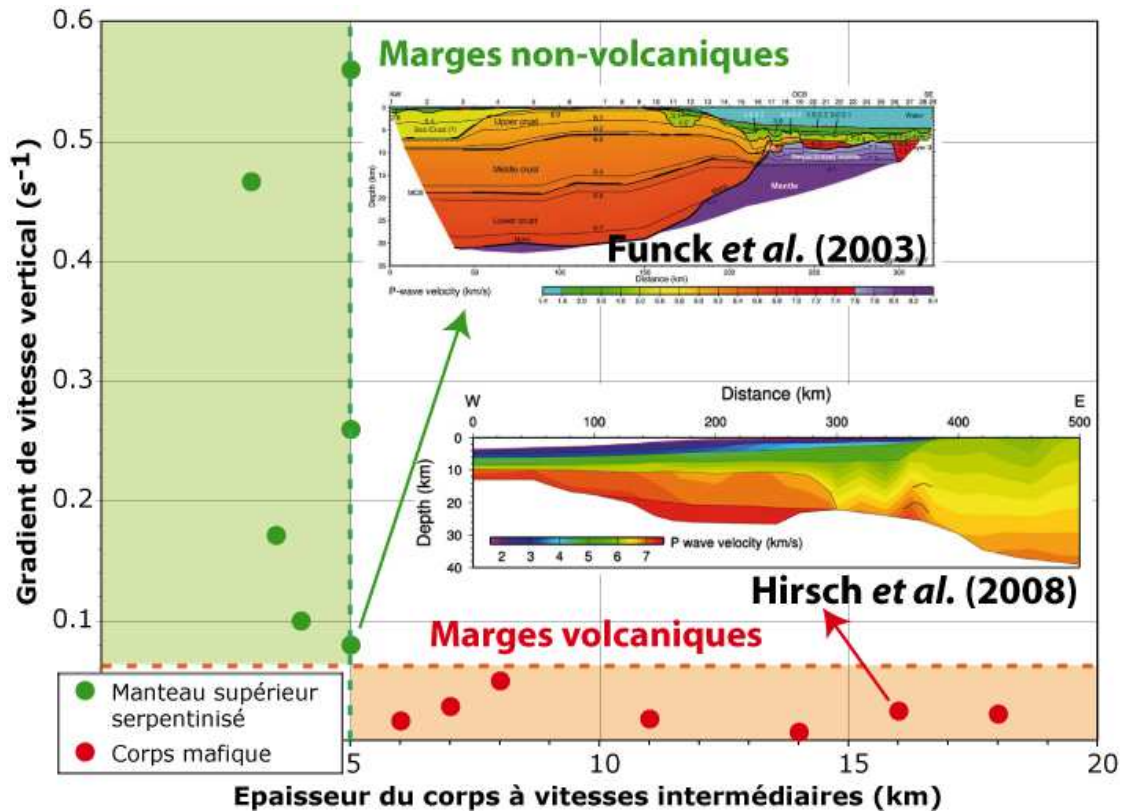


FIG. 1.23: Compilation des gradients de vitesses des ondes P et des épaisseurs des corps à vitesses intermédiaires observés dans la bibliographie. Les gradients de vitesses et épaisseurs sont issus d'articles modélisant les vitesses des ondes P à travers des marges passives, observant des corps à vitesses intermédiaires, et donnant une interprétation sur la nature de cette structure (Morgan et al., 1989; Holbrook et al., 1994b; Reid, 1994; Chian et al., 1995; Barton & White, 1997; Bauer et al., 2000; Dean et al., 2000; Funck et al., 2003, 2004; Lau et al., 2006; Funck et al., 2008; Hirsch et al., 2009; Minshull et al., 2008; Van Avendonk et al., 2009). Les points rouges correspondent à des données interprétées comme des corps mafiques (sous les marges volcaniques), et les points verts correspondent à des données interprétées comme du manteau continental serpentinisé (marges peu-volcaniques). Les deux modèles de vitesses présentés ici permettent d'observer les différences morphologiques entre les deux types de structures.

Structure profonde d'une marge volcanique : exemple de la marge de Vøring

La structure profonde de la marge de Vøring a principalement été étudiée le long de deux transects (*Vor1* et *Vor2* sur la figure 1.24).

Mjelde *et al.* (2007) observent un corps à vitesse et densité intermédiaires (zone en vert-clair à jaune sur le profil *Vor1*, figure 1.24), les vitesses varient de 6,9 à 7,4 km/s et les densités de 3,0 à 3,2 g/cm³. Ce corps s'étend sur 150 km et son épaisseur atteint 13 km, il est interprété comme du sous-plaquage magmatique et/ou de la croûte inférieure intrudée.

Ils observent également un volume important de SDRs, de deux types (*inner SDRs*, dits "continentaux" et *outer SDRs*, dits "océaniques"). La TOC est délimitée, sur sa bordure continentale, par la présence de SDRs continentaux (*inner SDRs*) et

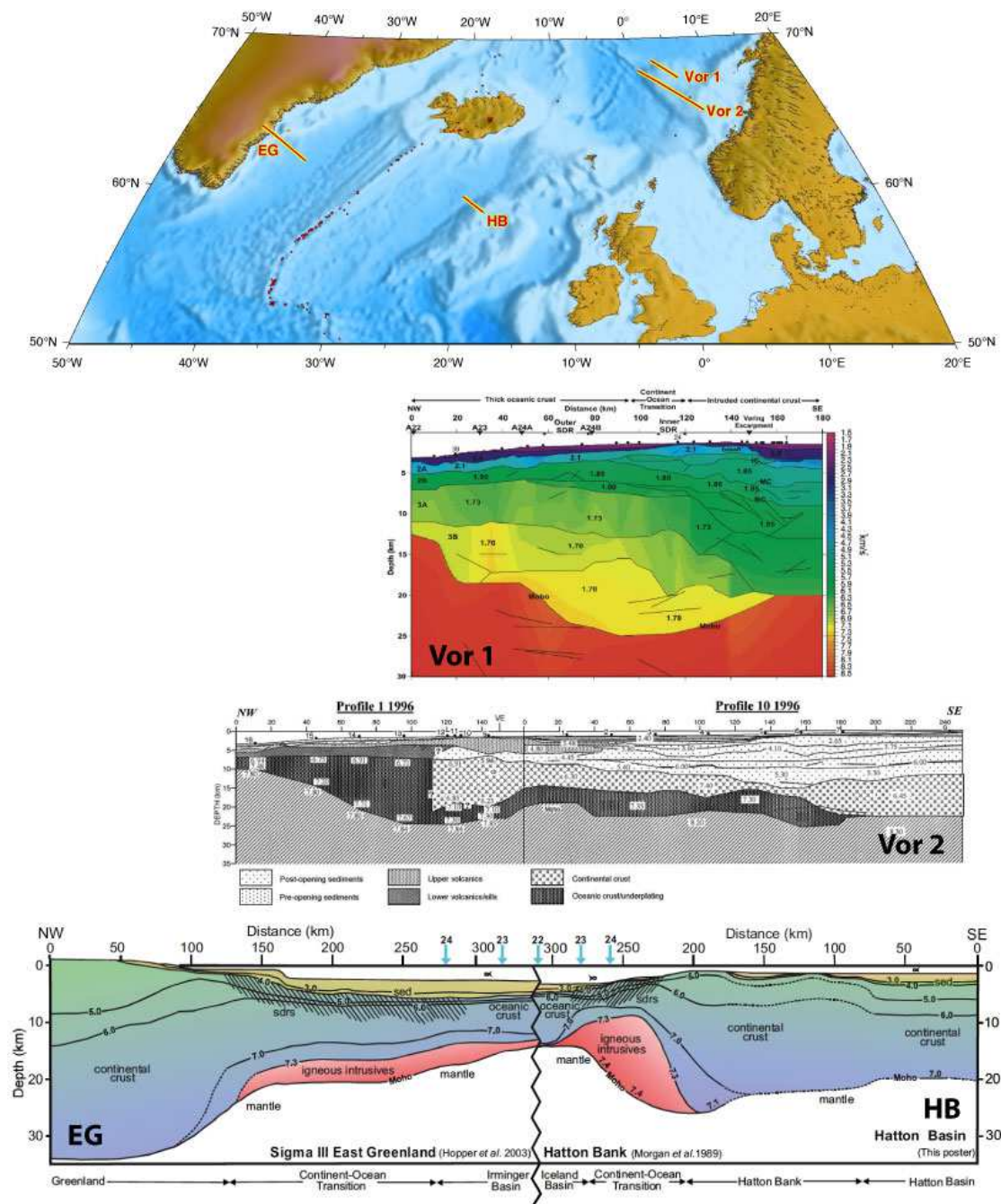


FIG. 1.24: Modèles de vitesse des ondes P de 4 marges volcaniques du nord de l'Atlantique. Les abréviations signifient : Vor pour Vøring, EG pour Est-Groënland et HB pour Hatton-Bank. Les modèles Vor1 et Vor2 sont issus de Mjelde et al. (2007) et Raum et al. (2002), respectivement. Les deux marges conjuguées représentées face à face sont extraites du poster de Smith et al. (2005b), à partir d'une compilation des travaux de Morgan et al. (1989); Hopper et al. (2003); Smith et al. (2005a).

sur sa bordure océanique par la première anomalie magnétique de type océanique. Les SDRs océaniques (*outer SDRs*) ont été produit sur la croûte océanique.

Le rapport V_p/V_s dans la croûte océanique - L3 est de 1,71. Cette valeur est cohérente avec des roches gabbroïques avec un fort xMg , dû à l'influence du point chaud. La croûte océanique formée juste après le rifting est très épaisse (près

de 22 km) et s'amincit jusqu'à 11 km 4 Ma après le rifting. Cette croûte très épaisse après la rupture continentale est liée à un apport supplémentaire de chaleur, probablement de source mantellique car de nombreux SDRs sont observées dans la zone en sismique réflexion. De plus, Mjelde *et al.* (2007) imagent de nombreux "réflecteurs flottants", interprétés comme des sills, intrudés dans la croûte.

Ainsi, la rupture est associée à une activité volcanique importante (observation de SDRs, intrusion ignée dans la croûte inférieure, sills, etc.)

La marge conjuguée n'est pas connue, mais Mjelde *et al.* (2007) supposent qu'elle est asymétrique, et proposent que la fin du rifting est liée à une faille de détachement, car ils observent des blocs faillés qui permettent de proposer une hypothèse en cisaillement simple.

De la même manière, Raum *et al.* (2002) imagent des structures similaires (profil *Vor2*, figure 1.24). Ils observent une HVLC épaisse de 2 à 8 km, avec des vitesses supérieures à 7,2 km/s et des densités comprises entre 2,9 et 3,1 g/cm³, qu'ils définissent comme une intrusion magmatique dans la croûte continentale. Cette structure a une forme de lentille, ce qui suggère qu'elle a été mise en place dans les vides générés lors de l'amincissement de la croûte. Ils proposent que l'anomalie thermique à l'origine d'une telle structure doit être de l'ordre de 100 à 200°C (White & McKenzie, 1989). Ils observent également des sills interstratifiés, témoins supplémentaires du magmatisme lors de la formation de la marge.

Des marges volcaniques conjuguées asymétriques : exemple de Hatton Bank et Est-Groënland

La marge *EG* (figure 1.24) est caractérisée par d'importantes quantités de SDRs sur environ 200 km de distance sur la croûte transitionnelle et océanique, une telle largeur impliquerait une migration de la ride vers l'Est lors des premiers stades de l'accrétion océanique. Hopper *et al.* (2003) observent également une diminution de la vitesse des ondes P dans la croûte océanique et un amincissement de 18 km à 8-10 km, vers l'Est, qu'ils interprètent comme une diminution de température du manteau, et donc de production magmatique, après le début de l'accrétion océanique.

La formation de blocs basculés a eu lieu lors du rifting, il y a au-moins 62 Ma, avant la phase de volcanisme qui a débuté il y a 55 Ma (White & Smith, 2009).

Sur la marge conjuguée, au large du Hatton Basin, Hatton Bank est un bloc de croûte continentale de 23 km d'épaisseur maximum qui correspond à de la croûte continentale amincie (20 km d'épaisseur) recouverte par environ 2 km de sédiments. L'épaisseur maximale de croûte continentale (28 km) est observée à terre, en Irlande (White & Smith, 2009).

White & Smith (2009) observent une TOC étroite (40 km) sur laquelle il y a des SDRs ($V_p = 3,5$ à $6,5$ km/s) et aucune évidence de blocs basculés. Les blocs basculés peuvent avoir été occultés par l'activité ignée lorsque la croûte continentale a été soumise à des températures supérieures à 1300°C, ayant alors permis la forte déformation ductile de la croûte, sans déformation cassante.

Les vitesses des ondes P dans la croûte inférieure de la TOC sont supérieures aux vitesses des ondes P des croûtes continentales et océaniques adjacentes. Les auteurs proposent que cette augmentation de V_p est liée à des intrusions magmatiques dans la croûte inférieure (notamment, White *et al.* (2008) observent l'intru-

sion d'un sill sur un profil au niveau des îles Féroés, c'est-à-dire au Nord-Est de cette zone).

Ce magmatisme peut être lié soit à de la "small-scale convection", soit à une anomalie thermique du manteau. Les auteurs proposent que le point chaud Islandais est à l'origine d'une anomalie thermique dans le manteau de l'ordre de 120 à 130°C au-dessus de la normale lors de la rupture continentale, et de 70 à 80°C 10 Ma après la rupture. Ces différences sont alors à l'origine de la formation d'une HVLC, constituée de croûte inférieure intrudée par des matériaux ignés.

Les deux marges *EG* et *HB* qui sont quasiment conjuguées (à une centaine de kilomètres près) montrent une forte asymétrie. White & Smith (2009) observent que la croûte continentale de chacune des deux marges n'a pas la même épaisseur maximale (34 km côté *EG* et 28 km côté *HB*). Des blocs basculés sont imagés sur la marge *EG* seulement, les SDRs sont imagés sur près de 200 km sur la marge *EG* et sur seulement 80 km sur la marge *HB*. De plus, les anomalies magnétiques donnent une vitesses d'accrétion initiale (entre 55 et 53 Ma) de 44 mm/an côté *EG* et de 15 mm/an côté *HB*. Hopper *et al.* (2003) proposent que le point chaud provoque des sauts de dorsale au début de l'accrétion océanique pour expliquer cette asymétrie. Cependant, White & Smith (2009) reviennent sur l'interprétation des anomalies magnétiques et suggèrent qu'elles sont générées par la forte quantité de SDRs de la marge *EG*, et donc de magma, créant ainsi un signal magnétique sur de la croûte continentale fortement amincie. Ils proposent que la phase de rifting peut être liée à un processus asymétrique, comme pour les marges non-volcaniques.

Cette asymétrie peut être liée au fait que la lithosphère européenne ait été déjà affectée par de l'extension mésozoïque avant la rupture au Tertiaire. De plus, la lithosphère côté Europe étant plus résistante, l'étirement et la rupture ont eu lieu dans la partie non-étirée, côté Groënland (White & Smith, 2009).

1.3.5 L'exhumation du manteau continental le long des marges peu volcaniques du Nord de l'Atlantique (figure 1.25)

Les marges peu-volcaniques sont produites grâce à un rifting lié à une faible production magmatique (corps mafique en base de croûte, SDRs, sills, etc. sont absents de la marge). Ce type de rifting produit souvent des structures asymétriques par un étirement en cisaillement simple (Wernicke, 1985; Lister *et al.*, 1986) permettant fréquemment l'exhumation et la serpentinsation du manteau supérieur continental (e.g. Chian *et al.*, 1995).

De plus, ces marges sont caractérisées par la présence de blocs basculés et de failles à faible pendage mettant en évidence une déformation par cisaillement simple, observables sur les données de sismique réflexion (e.g. Horsefield *et al.*, 1994; Chian *et al.*, 1995).

Les marges peu-volcaniques, étant peu voire pas influencées par du magmatisme, présentent les structures caractéristiques du rifting, facilement observables grâce aux données géophysiques.

Elles sont ainsi de bons témoins des processus de rifting et de l'exhumation du manteau continental.

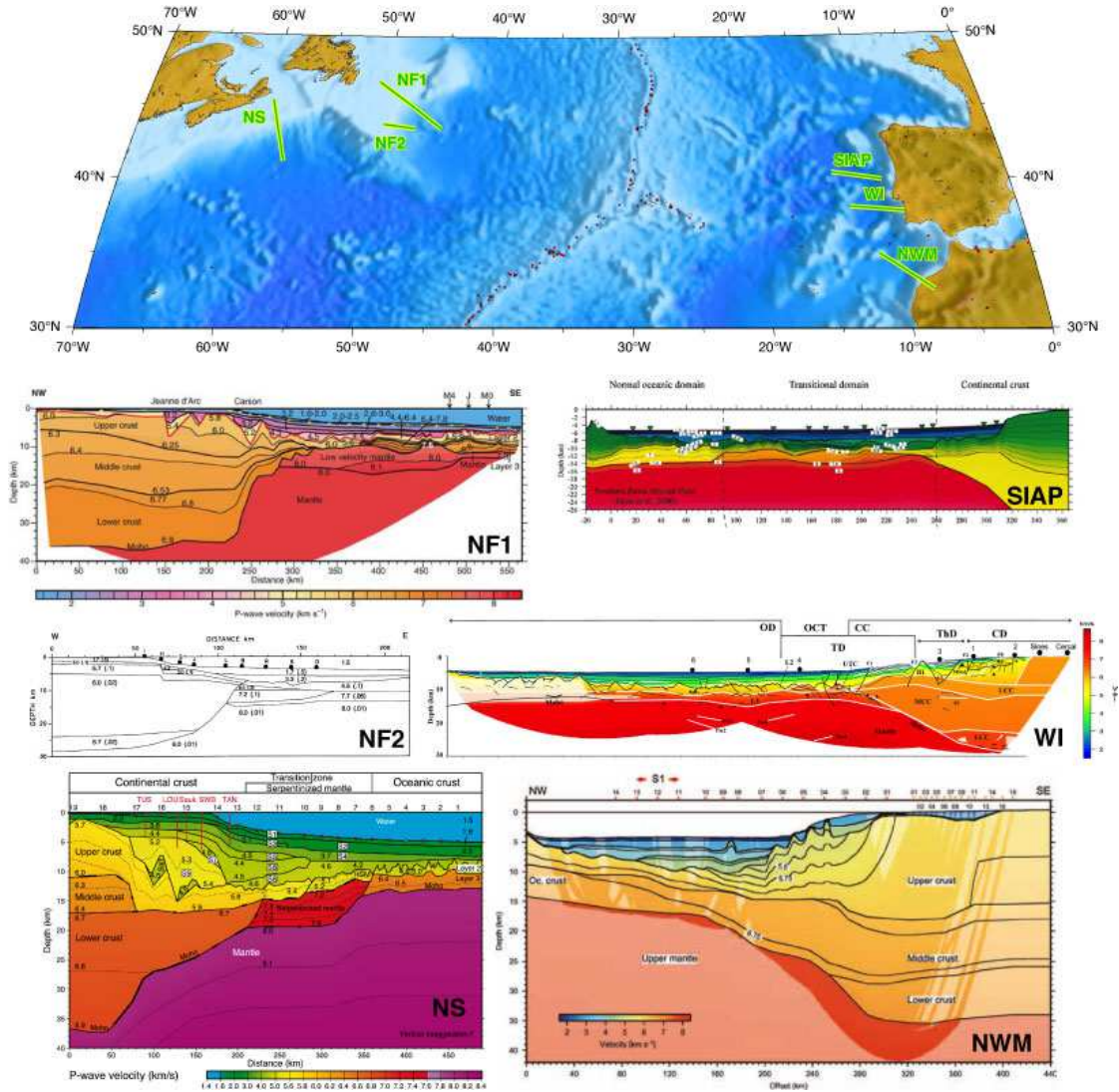


FIG. 1.25: Modèles de vitesse des ondes *P* de 6 marges peu-volcaniques du nord de l'Atlantique. Les abréviations signifient : NF pour Newfoundland (Terre-Neuve), SIAP pour South-Iberia Abyssal Plain, WI pour West-Iberia, NS pour Nova-Scotia (Nouvelle-Ecosse), et NWM pour North-West Morocco. Les marges sont représentées par paires de marges conjuguées, les figures sont issues de Lau et al. (2006) pour NF1, Contrucci et al. (2004b, à partir de Dean et al. (2000)) pour SIAP, Reid (1994) pour NF2, Afilhado et al. (2008) pour WI, Funck et al. (2004) pour NS et Contrucci et al. (2004a) pour NWM.

Les marges conjuguées *NF1* et *SIAP* : exemple de rupture continentale sur le bord d'un rift large

La marge *NF1* (figure 1.25) est caractérisée par un amincissement crustal rapide de 35 à 1 km d'épaisseur sur environ 90 km de distance (pente maximale du Moho jusqu'à 35°), accommodé par de grands blocs basculés (20 km de large pour un rejet apparent du socle d'environ 2 km), une croûte océanique d'épaisseur variable, entre 2 et 6 km, probablement formée par accrétion lente à ultra-lente (Lau *et al.*, 2006).

La TOC présente un corps à vitesse intermédiaire, interprété comme du manteau partiellement serpentinisé. Il s'étend sur 80 km de large et a une épaisseur

de 5 à 6 km pour des vitesses d'ondes P allant de 7,6 à 7,9 km/s, donnant un taux de serpentinitisation de 10 %. Ils interprètent cette structure comme du manteau exhumé car ils n'observent pas de réflexions grand-angle à sa base ce qui est caractéristique d'un front de serpentinitisation, et que les anomalies magnétiques présentent de faibles amplitudes, non corrélables avec les anomalies magnétiques de type océanique.

La marge *SIAP* montre un amincissement progressif de la croûte continentale, de 28 à 7 km d'épaisseur sur une distance d'environ 80 km. Cet amincissement est accommodé par des blocs basculés larges d'une dizaine de kilomètres et avec un rejet apparent du socle d'environ 1,5 km (Dean *et al.*, 2000).

La TOC, large de 170 km, présente deux rides de péridotites qui ont été directement échantillonnées (Dean *et al.*, 2000). Le corps à vitesse intermédiaire épais de 4,5 km maximum présente des vitesses d'ondes P entre 7,3 et 7,9 km/s. Dean *et al.* (2000) proposent un taux de serpentinitisation de l'ordre de 25 %.

Les marges *NF1* et *SIAP* sont donc asymétriques. Cette forte asymétrie montre que la rupture s'est concentrée côté Ibérie et qu'une partie de croûte continentale supérieure très amincie est restée du côté Terre-Neuve. En comparaison avec les modèles de Dunbar & Sawyer (1989) et Hopper & Buck (1996), Lau *et al.* (2006) proposent que la rupture continentale s'est produite sur le bord d'un rift large (270 km de largeur), formant des marges conjuguées asymétriques. De plus, le réflecteur S, réflecteur peu penté vers le continent, n'est pas observé sur la marge *NF1*, ce qui va à l'encontre du modèle en cisaillement simple de Wernicke (1985), mais dans le sens de la rupture sur le côté d'un rift large.

Les marges conjuguées *NF2* et *WI* : exemple d'exhumation du manteau

La marge *NF2* (figure 1.25) montre un amincissement rapide de la croûte continentale, sur 30 à 40 km de la même manière que la marge *NF1*. Reid (1994) observe du manteau partiellement serpentinitisé (V_p entre 7,2 et 7,6 km/s) sous la croûte continentale très amincie.

La croûte océanique est très fine (3 à 4 km) ce qui implique un faible apport magmatique juste après la rupture continentale, ce qui est cohérent avec le fait que ce soit une marge non-volcanique.

La marge *WI* présente un amincissement progressif de la croûte continentale de 22 à 11 km d'épaisseur sur une distance de 35 km (la pente du Moho est d'environ 15°) accommodé par des blocs basculés (Afilhado *et al.*, 2008).

La TOC est large d'environ 40 km, elle présente un corps à vitesse intermédiaire dont les vitesses sont compatibles avec des gabbros ou des serpentines. Afilhado *et al.* (2008) ne se prononcent pas sur la nature de ce corps car il ne présente pas de réflexions au Moho (donc compatible avec du manteau serpentinitisé) mais semble hétérogène latéralement (donc compatible avec l'hypothèse du gabbro).

Afilhado *et al.* (2008) proposent que l'amincissement de ces marges s'est effectué en trois phases :

1. Amincissement uniforme de la croûte continentale,
2. amincissement asymétrique dépendant de la profondeur, à l'origine de la formation des blocs basculés sur la marge *WI*,
3. et un détachement près du Moho, permettant la serpentinitisation du manteau supérieur.

Les marges conjuguées *NS* et *NWM* : Processus d'exhumation du manteau sur une seule marge

La croûte continentale de la marge *NS* (figure 1.25) s'amincit de 36 km à près de 3 km sur une distance de 180 km.

La TOC large de 150 km, présente deux corps à vitesse intermédiaire (Funck *et al.*, 2004). Le premier, épais de 2 à 3 km, est caractérisé par des vitesses allant de 5,1 à 5,2 km/s, interprété comme étant du manteau fortement serpentinisé. Le deuxième, épais d'environ 5 km, présente des vitesses de 7,2 à 7,6 km/s et s'étend sur 150 km de large. Il s'agit de manteau partiellement serpentinisé.

La croûte océanique est épaisse de 4 à 6 km, ce qui implique un faible apport de magma à la ride, probablement lié à la proximité de la zone transformante de Terre-Neuve (Funck *et al.*, 2004). Le demi-taux d'extension après la rupture continental est de 20 mm/an, et la croûte océanique est fortement tectonisée. Les auteurs proposent que la lithosphère océanique a subi de l'extension après sa formation car la vitesse d'ouverture océanique était plus élevée que la production de magma à la ride.

La marge *NWM* montre un amincissement de la croûte continentale de 35 à 7 km d'épaisseur sur 130 km de distance, ce qui est comparable avec l'amincissement de la marge *NS*. Contrucci *et al.* (2004a) n'observent pas de corps à vitesse intermédiaire. La croûte océanique a une épaisseur de 7 km et le demi-taux d'ouverture est de 20 mm/an.

Contrucci *et al.* (2004a) proposent que l'observation de manteau serpentinisé sur la marge de la Nouvelle-Ecosse implique que cette dernière correspond à la "lower-plate" du modèle de Wernicke (1985), marge sur laquelle on a alors pu exhumer du manteau lors du processus de rifting.

Le rifting et la structure des marges passives étirées sont donc gouvernés par différents facteurs tels le contexte géodynamique, la rhéologie de la lithosphère, la vitesse d'ouverture, l'héritage tectonique, la présence d'un point chaud à proximité, le profil de température de la lithosphère, etc. Le processus de rifting et la formation des marges sont donc des processus complexes qui font encore aujourd'hui débat, tant ils semblent varier d'un segment de marge à l'autre.

De nombreuses marges passives ont été étudiées depuis la fin des années 1930 mais les avancées technologiques permettent aujourd'hui de mettre en place des campagnes d'acquisition géophysique beaucoup plus élaborées avec du matériel plus sophistiqué permettant d'imager les structures superficielles et profondes avec une meilleure résolution, et d'utiliser une plus grande puissance de calcul pour le traitement et la modélisation de ces données.

Certaines acquisitions restent très coûteuses et peu répandues (dragages, forages profonds, plongées en submersibles, etc.). Sans accès aux données directes, il est indispensable de comparer les observations indirectes (sismiques, gravimétrie, magnétisme, flux de chaleur, etc.) de la marge d'étude aux observations combinées directes et indirectes des marges les plus étudiées (marge Ouest Ibérique, marges du Nord de l'Atlantique).

De plus, la connaissance des structures des marges conjuguées apporte des informations supplémentaires concernant les processus de formation des marges.

Contexte géodynamique du golfe d'Aden

Le golfe d'Aden est un bassin océanique jeune dont les marges conjuguées, encore proches, sont facilement corrélables. Le but de cette étude est de comprendre la structure et les processus de formation des marges du golfe, en particulier la marge Nord du golfe d'Aden oriental qui correspond à la zone où les données géophysiques ont été acquises. Il est donc important de connaître le contexte géodynamique du golfe d'Aden afin de contraindre au mieux les modèles thermo-mécaniques et l'interprétation des structures observées en géophysique.

2.1 Tectonique et géodynamique de la plaque Arabe

2.1.1 Contexte géodynamique régional

Les limites de la plaque Arabe sont (figure 2.1) :

- Au Nord : la limite convergente avec l'Eurasie, formant la chaîne du Zagros en Iran ;
- Au Nord-Ouest : la faille du Levant, limite décrochante sénestre ;
- À l'Ouest : la Mer Rouge qui est, avec le golfe d'Aden et le rift Est-Africain, un des 3 rifts qui se rejoignent au niveau du point chaud Afar et qui sépare, avec la faille du Levant, la plaque Arabe de la plaque Nubienne ;
- Au Sud : le golfe d'Aden, limite divergente avec la plaque Somalienne ;
- À l'Est : la zone transformante dextre d'Owen séparant la plaque Arabe de la plaque Indienne.

Ces limites sont convergentes au Nord (Zagros), divergentes au Sud (mer Rouge et golfe d'Aden) et transformantes à l'Est et à l'Ouest (faille du Levant et zone transformante d'Owen). Le golfe d'Aden et la mer Rouge sont des rifts obliques. La direction d'extension du golfe d'Aden est différente de la direction des accidents transformants qui segmentent le golfe. Ceci est lié au fait que la plaque Arabe pivote (sens anti-horaire) selon un pôle de rotation situé dans l'Est de la plaque Arabe. La plaque Arabe se déplace vers le Nord par rapport à l'Eurasie fixe, à une vitesse de 17 à 22 mm/an alors que la plaque Somalienne se déplace vers le Nord-Est à 7 mm/an (cf. figure 2.1). L'ouverture du golfe d'Aden accommode ainsi ces différences relatives de vitesses.

2.1.2 L'âge et la structure du craton Afro-Arabe

L'âge du craton

Le bouclier Arabe a été formé lors de 2 événements tectoniques (figure 2.2) : La collision d'Amar au Précambrien (640 - 620 Ma) suivie du système de rift de

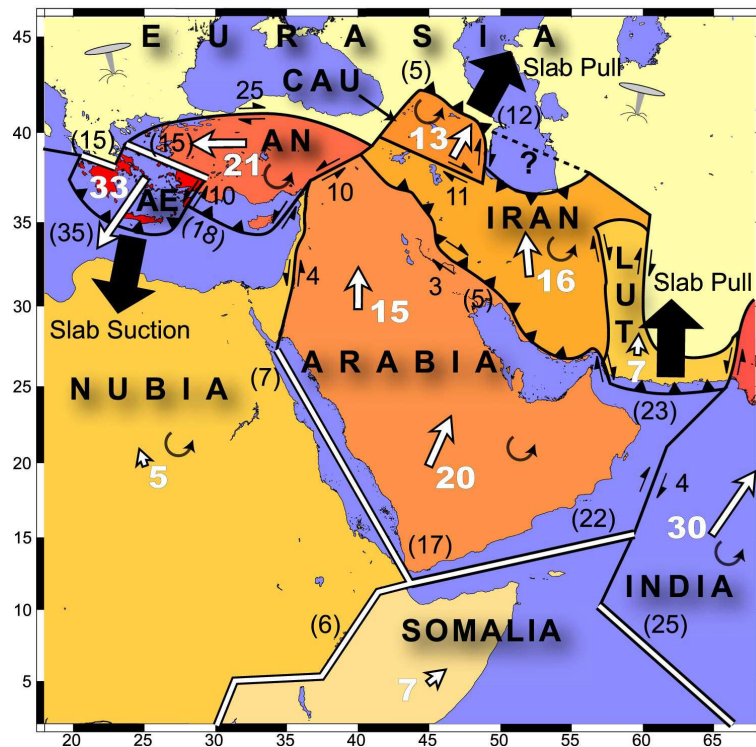


FIG. 2.1: Carte synthétique présentant le contexte géodynamique et la cinématique de la plaque Arabe (Reilinger et al., 2006). Lignes simples : limites décrochantes ; triangles noirs : limites convergentes ; lignes doubles : limites divergentes ; nombres en noir : taux de glissement GPS en mm/an ; flèches et nombres blancs : vitesses GPS des plaques en mm/an avec l'Eurasie fixe ; flèches courbées : rotations des plaques par rapport à l'Eurasie ; AN : Anatolie ; AE : plaque Egée ; CAU : bloc Caucase.

Najd (530 - 570 Ma, Al Hussein, 2000).

Des datations radiométriques K-Ar ont permis de dater des formations du socle sur la plate-forme de Socotra (partie Est de l'île) à 770 - 600 Ma (Samuel *et al.*, 1997), et des intrusions dans le socle entre 570 et 670 Ma (âge minimum). Les datations Rb-Sr (Gass *et al.*, 1990) ont permis d'y déterminer un âge sur roche totale de 706 Ma.

Stoeser & Frost (2006) déterminent également des âges autour de 700 - 800 Ma (sur des données isotopiques Nd, Sr, Pb et O) sur le craton en Arabie-Saoudite (figure 2.3).

Le socle affleurant près de Mirbat, dans le Dhofar (marge Nord du golfe d'Aden) a été daté à 723 Ma (âge maximum sur zircons, Rieu *et al.*, 2006).

L'âge du craton Arabe est donc entre 600 et 800 Ma ; il a cependant subi des événements tectoniques un peu plus récemment (collision d'Amar et rift de Najd, cf. figure 2.2) qui auraient pu provoquer un réchauffement de sa lithosphère.

La structure en profondeur du craton

Un profil de sismique réfraction à travers le craton Arabe a été étudié par Mooney *et al.* (1985, voir figure 2.4). On constate un épaissement crustal du SW vers le NE, qui serait le résultat de la collision entre la plaque Arabe et la

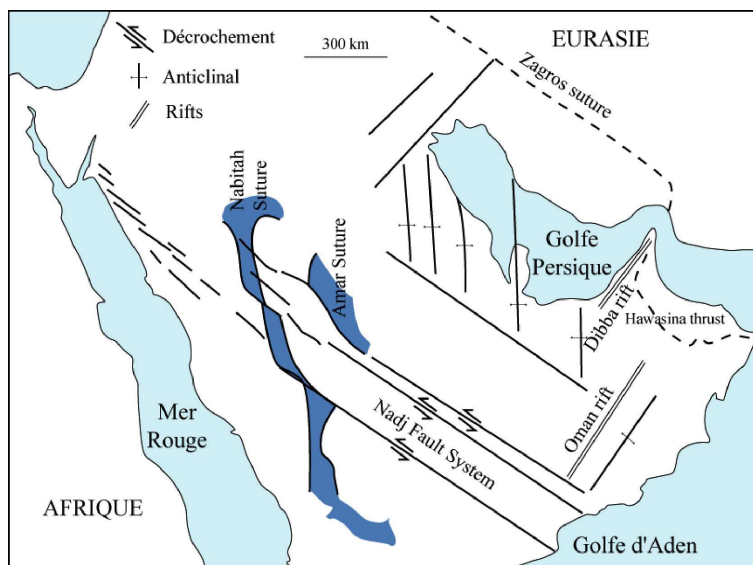


FIG. 2.2: Schéma structural des structures protérozoïques et paléozoïques (modifié par Bellahsen, 2002 d'après Al Hussein, 2000). Les sutures Nabitah et Amar se sont formées pendant le néo-protérozoïque. Les systèmes décrochants (Nadj fault système) et extensifs (Oman et Dibba rifts) se sont formés au début du Paléozoïque.

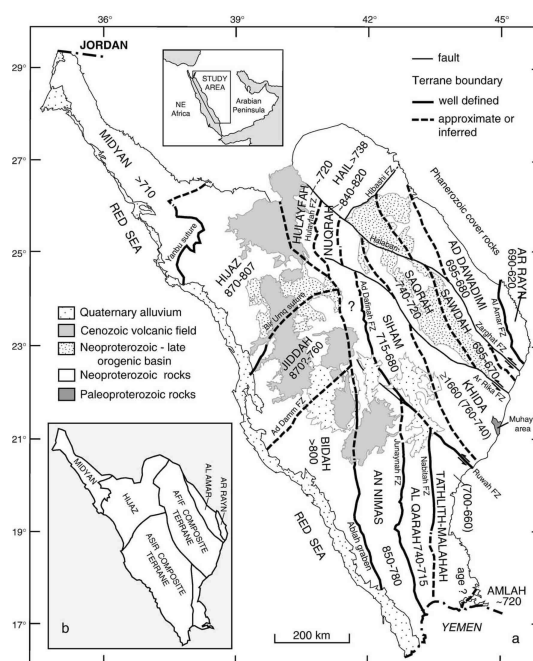


FIG. 2.3: Carte du bouclier d'Arabie-Saoudite présentant les âges des terrains en Ma. Entre parenthèse, les âges d'assemblages plus jeunes mis en place sur un protolithe plus ancien (Stoeser & Frost, 2006).

plaque Eurasiatique le long du Zagros.

De même, les épaisseurs de croûte de la plaque Arabe acquises par des méthodes de sismologie (fonctions récepteurs ou tomographie sismique à l'échelle de la plaque) varient de 35 km (près de la mer Rouge) à 45 km (en Arabie centrale) voire 49 km (dans les montagnes d'Oman), avec une moyenne de 39 km (Sandvol *et al.*, 1998; Al Amri, 1999; Pasyanos & Walter, 2002; Al-Damegh *et al.*, 2005,

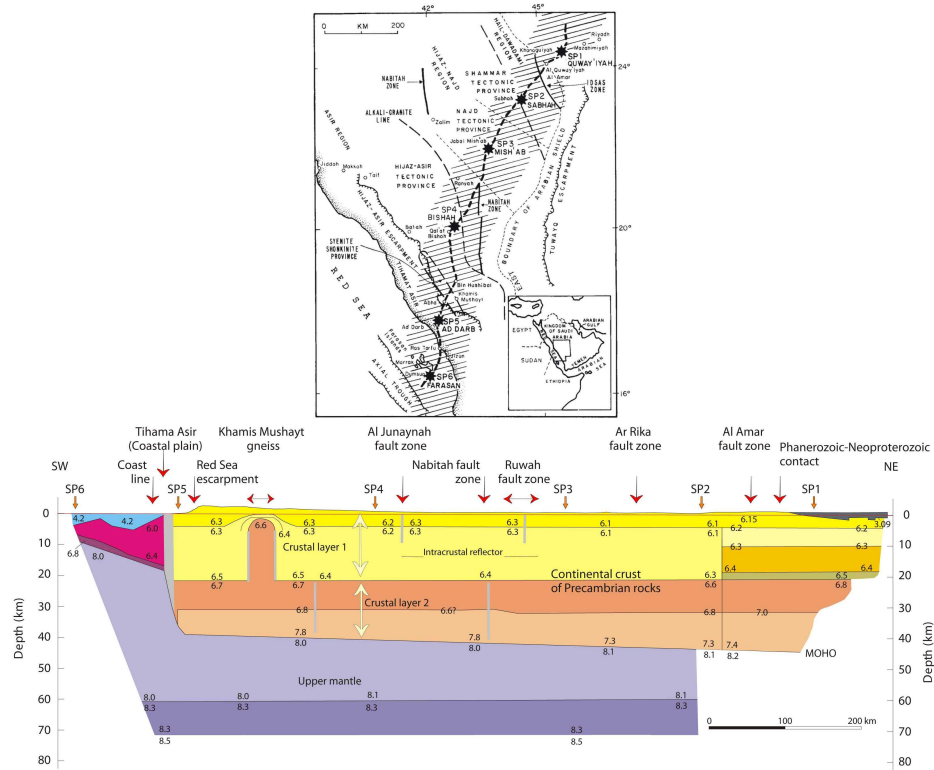


FIG. 2.4: Coupe de la croûte et du manteau supérieur du bouclier Arabe, de la mer Rouge à la plate-forme Arabe (Johnson, 1998, modifié de Mooney et al., 1985). La localisation des tirs (SP) et du profil de sismique réfraction est présentée sur la carte (Mooney et al., 1985).

figure 2.5).

Des études tomographiques montrent que la base de la lithosphère se situe environ à 250 km de profondeur sous le craton Africain (e.g. Ritsema & van Heijst, 2000; Pasyanos & Nyblade, 2007).

2.1.3 Le point chaud Afar

Le point chaud Afar correspond à un point triple de type R-R-R (ridge-ridge-ridge) où se rejoignent le golfe d'Aden, la mer Rouge et le rift Est-Africain. L'activité du point chaud Afar semble débuter il y a 45 Ma, du volcanisme daté de cette époque étant observé dans le Sud de l'Éthiopie (e.g. George *et al.*, 1998). Le maximum d'activité a cependant eut lieu il y a environ 30 Ma au Nord de l'Éthiopie (e.g. Baker *et al.*, 1996) et 0,2 à 3 Ma plus tard au Yémen (e.g. Jestin & Huchon, 1992; Menzies *et al.*, 1992).

Le point chaud Afar est observé grâce à la tomographie sismique, montrant une anomalie lente d'environ 1000 km de diamètre (e.g. Ritsema & van Heijst, 2000; Debayle *et al.*, 2001, figure 2.6).

De plus, on observe que le relief dans la zone d'Afar est particulièrement élevé, impliquant un soulèvement lié au point-chaud (e.g. Courtillot *et al.*, 1999). Cependant, le point chaud d'Afar semble avoir une influence à relativement grande échelle (figure 2.7).

Daradich *et al.* (2003) prennent en compte les flux mantelliques à grande échelle, et montrent que l'Est de l'Afrique, et la plaque Arabe, ainsi que la mer

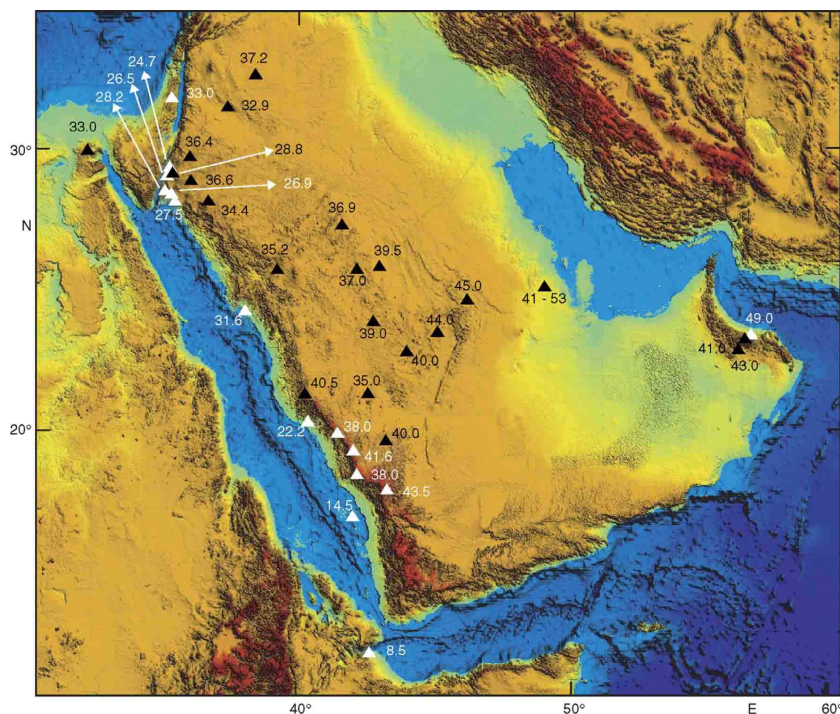


FIG. 2.5: Profondeurs du Moho calculées par fonctions récepteurs sur la carte topographique de la plaque Arabe (Al-Damegh et al., 2005).

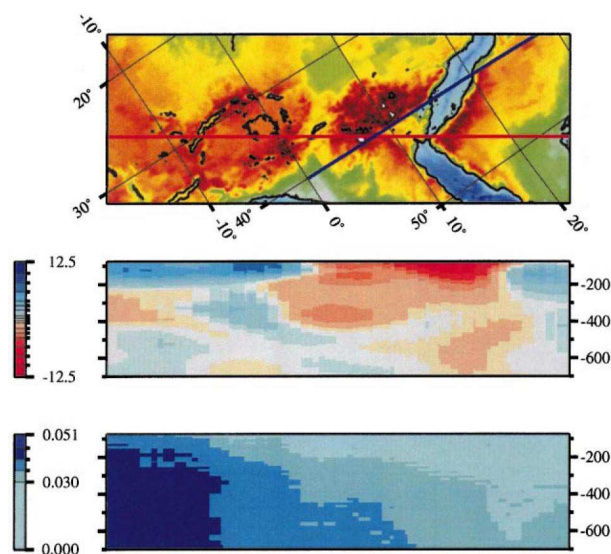


FIG. 2.6: Coupe tomographique de l'Est de l'Afrique et de l'Arabie (Debayle et al., 2001). En haut, le trait rouge représente la localisation de la coupe. Au milieu, la coupe tomographique, en rouge les anomalies de vitesses cisailantes lentes, on note l'anomalie lente au niveau du point chaud Afar. En bas, la distribution des erreurs sur la coupe tomographique, on observe que la zone lente du point chaud est assez bien contrainte.

Rouge et le golfe d'Aden présentent une topographie résiduelle pouvant être sur-élevée jusqu'à 3000 mètres à proximité du point chaud Afar. Cette topographie résiduelle reste surélevée d'environ 1000 à 2000 mètres le long du golfe d'Aden et de ses marges riftées, jusque dans l'océan Indien. Ils expliquent ces fortes valeurs

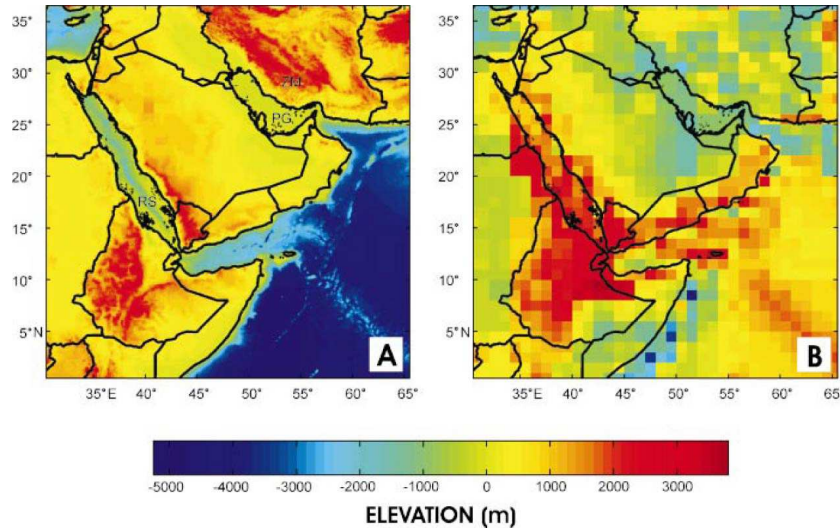


FIG. 2.7: A : Topographie de la région Est-Africaine - Arabe (ETOPO5), B : topographie résiduelle calculée à partir des effets isostatiques crustaux grâce au modèle CRUST 2.0 (USGS et IGPP, Daradich et al., 2003).

de topographie résiduelle par des mouvements visqueux dans le manteau terrestre.

2.2 Le golfe d'Aden

Le golfe d'Aden est un bassin océanique jeune (Oligo-miocène) que l'on peut diviser en trois parties pour son étude (figure 2.8). Son taux d'accrétion augmente et sa direction change de l'Ouest (1,6 cm/an, direction d'ouverture N37 ° E) vers l'Est (2,34 cm/an, direction d'ouverture N26 ° E, Jestin *et al.*, 1994; Fournier *et al.*, 2001).

La partie Occidentale s'étend du golfe de Tadjoura jusqu'à la discontinuité de Shukra-el-Sheik. La partie Centrale correspond à la partie du golfe située entre la discontinuité de Shukra-el-Sheik et la zone de fractures d'Alula-Fartak (marges conjuguées du Yémen et de la Somalie). Enfin, la partie Orientale s'étend de la zone de fracture d'Alula-Fartak à la zone de fracture d'Owen (marges conjuguées du Dhofar et de Socotra-Somalie).

Le rifting a débuté lorsque le point chaud Afar était à son maximum d'activité. L'activité du point chaud a commencé il y a 45 Ma alors que son maximum est daté à environ 30 - 35 Ma (Ebinger & Sleep, 1998; Kenea *et al.*, 2001). Manighetti *et al.* (1997) propose que la ride de Carlsberg a été attirée par une zone de faiblesse dans le craton due à l'activité du point chaud. La propagation de la ride de Carlsberg entre les zones de fractures d'Owen et d'Alula-Fartak a formé la ride de Sheba, puis la ride d'Aden jusqu'au golfe de Tadjoura (figure 2.8).

Bellahsen *et al.* (2003) montrent par modélisation analogique que la géométrie et la cinématique de la mer Rouge et du golfe d'Aden peuvent être dues à l'influence conjointe d'une zone de faiblesse dans la croûte (le point chaud Afar) et d'une tension en limite de plaque (subduction de Makran, suture du Zagros). Ils montrent que la rupture du golfe d'Aden a pu se produire de manière instantanée ou avec une propagation très rapide, sans nécessairement la présence d'héritage structural.

Des expériences de sismique réfraction dans le bassin océanique du golfe d'Aden

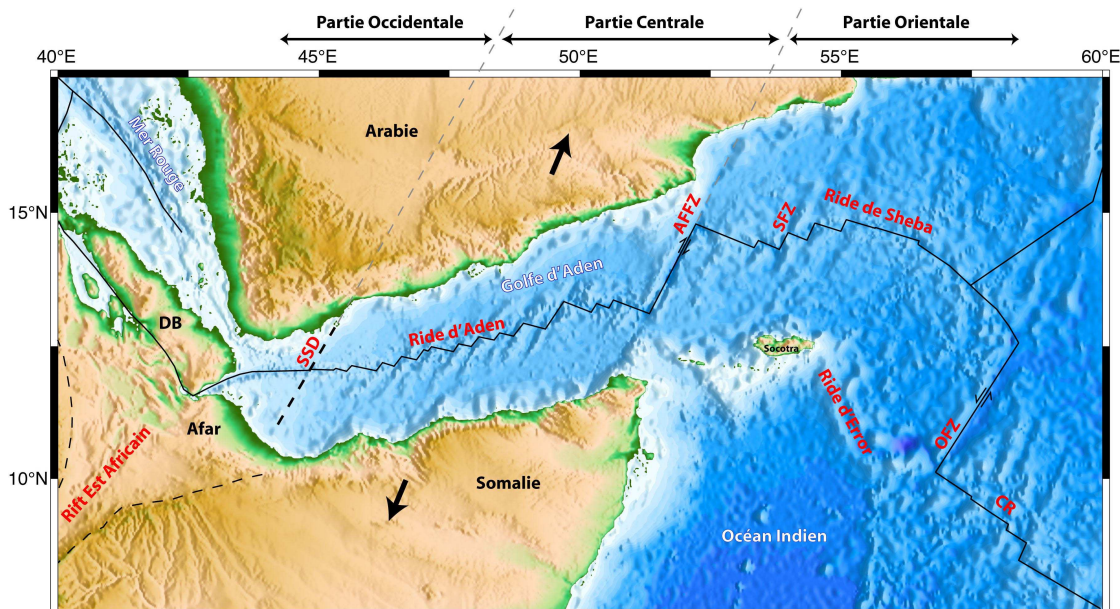


FIG. 2.8: Contexte géodynamique du golfe d'Aden (d'après Manighetti et al., 1997; Nichols & Watchorn, 1998; Watchorn et al., 1998; Fournier et al., 2001; d'Acremont, 2002; Bosworth et al., 2005). DB : Block de Danakil; SSD : Discontinuité de Shukra-el-Sheik; AFFZ : zone de fractures d'Alula-Fartak; SFZ : zone de fractures de Socotra; OFZ : zone de failles d'Owen; CR : ride de Carlsberg. Les flèches noires indiquent la direction d'ouverture du golfe avec une vitesse de 2,3 cm/an (Fournier et al., 2001).

ont montré que les épaisseurs de croûte océanique varient entre 4,8 et 8,4 km (figure 2.9, Nafe et al., 1959; Laughton & Tramontini, 1969; Cochran, 1982).

2.2.1 La partie Occidentale

D'après Manighetti (1993) et Manighetti *et al.* (1997, 1998), la ride d'Aden se propage vers l'Ouest depuis environ 20 Ma et a atteint le point chaud d'Afar il y a environ 10 Ma et continue de se propager dans l'Afar (Courtillot *et al.*, 1980; Manighetti *et al.*, 1998). Cependant, une telle propagation de la ride, avec des pauses importantes le long des zones de transfert, semble remise en question sur la base des nouvelles acquisitions ou ré-interprétations des données magnétiques (d'Acremont, 2002; Leroy *et al.*, 2010a).

Dans cette partie, la direction principale du golfe d'Aden est N70° E dans le golfe de Tadjoura (à l'Ouest de la longitude 43° 30' E) pour devenir à peu près Est-Ouest à la discontinuité de Shukra-el-Sheik. La direction d'extension étant d'environ N37° E (Dauteuil *et al.*, 2001), l'obliquité (angle entre la direction d'extension et la perpendiculaire au rift) varie de 37° à 57°. L'accrétion océanique dans cette partie du golfe aurait débuté il y a environ 10 Ma (anomalie magnétique A5, Huchon & Khanbari, 2003).

Les marges du golfe d'Aden occidental sont des marges volcaniques, sous l'influence du point chaud d'Afar (Tard *et al.*, 1991; Davison *et al.*, 1994).

SISMIQUE REFRACTION DANS LE GOLFE D'ADEN

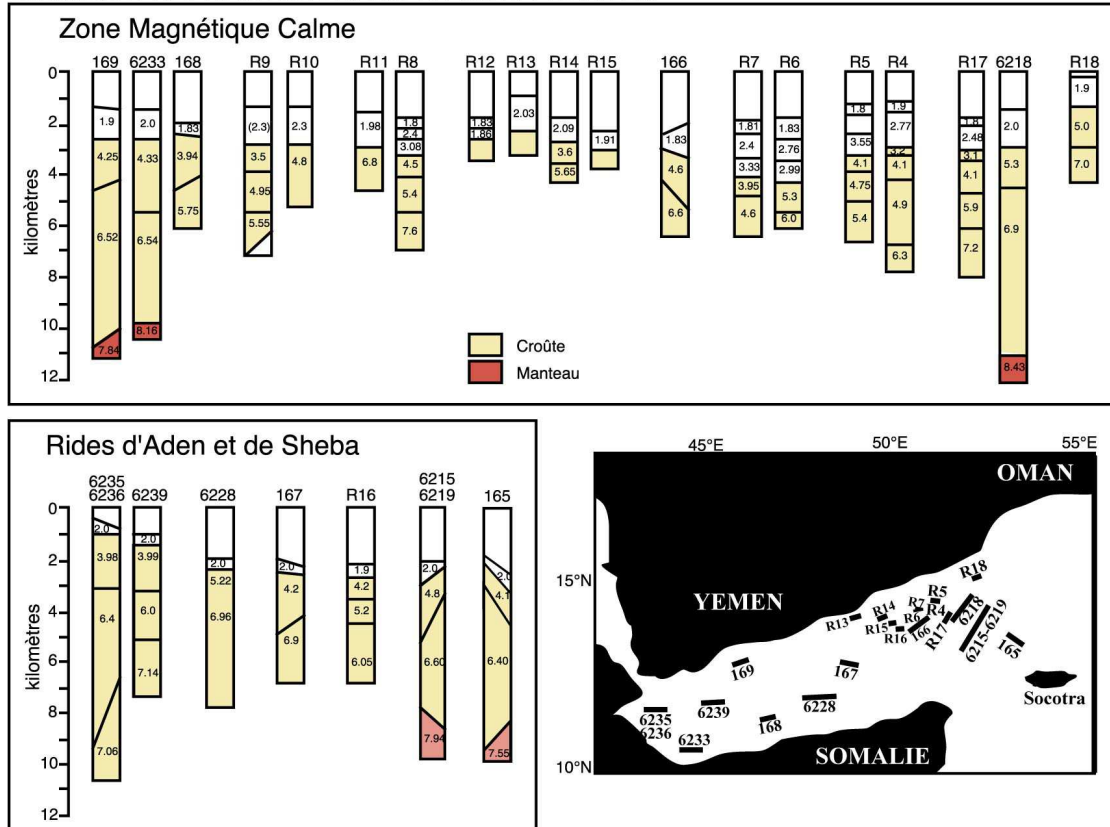


FIG. 2.9: Profils de sismique réfraction dans le golfe d'Aden au niveau de la dorsale et de la zone magnétiquement calme (compilé par Sylvie Leroy, de Laughton & Tramontini, 1969; Cochran, 1982).

2.2.2 La partie Centrale

L'âge et la durée du rifting y sont mal contraints, il a eu lieu entre l'Eocène supérieur (42 Ma) et l'Oligocène inférieur (35 Ma, Watchorn *et al.*, 1998). L'océanisation de cette partie du golfe daterait d'environ 16,5 Ma (Sahota, 1990; Sahota *et al.*, 1995; Huchon & Khanbari, 2003).

Le volcanisme de point chaud n'affecte plus la marge passive, dans la partie la plus à l'Est, qui devient raide, étroite, peu sédimentée et donc non-volcanique (Watchorn *et al.*, 1998).

2.2.3 La partie Orientale - Précisions sur la zone d'étude

L'ouverture océanique dans la partie orientale du golfe d'Aden a débuté il y a au moins 17,6 Ma (anomalie magnétique A5d, Leroy *et al.*, 2004; d'Acremont *et al.*, 2006). La direction d'extension principale (N26° E) est oblique à la tendance moyenne du golfe (N75° E, cf. figure 2.8, d'Acremont *et al.*, 2005).

Le golfe d'Aden oriental est délimité par la zone de fractures d'Alula-Fartak à l'Ouest, et d'Owen à l'Est. La zone de fractures d'Alula-Fartak décale la ride de Sheba d'environ 180 km (e.g. d'Acremont *et al.*, 2010).

Le point triple reliant des rides de Sheba et de Carlsberg et la zone de fractures d'Owen semble avoir évolué à travers le temps, d'une configuration stable (il y a 8 Ma), où la zone de fractures d'Owen décalait les rides de Sheba et de Carlsberg,

à la configuration actuelle où une zone de déformation relie la zone de fractures d'Owen, diffuse, à la ride de Sheba (Fournier *et al.*, 2008).

Notre zone d'étude est délimitée par la zone de fractures d'Alula-Fartak à l'Ouest, et de Socotra-Hadbeen à l'Est (figure 2.10).

Il s'agit ici de réunir les éléments permettant de comprendre (1) la structure de la marge Nord du golfe d'Aden oriental, de la croûte continentale à la croûte océanique, et (2) les processus menant à la formation des marges conjuguées.

2.3 La marge Nord du golfe d'Aden oriental

La zone qui nous intéresse particulièrement ici est le segment de premier ordre de la marge Nord du golfe d'Aden oriental (figure 2.10).

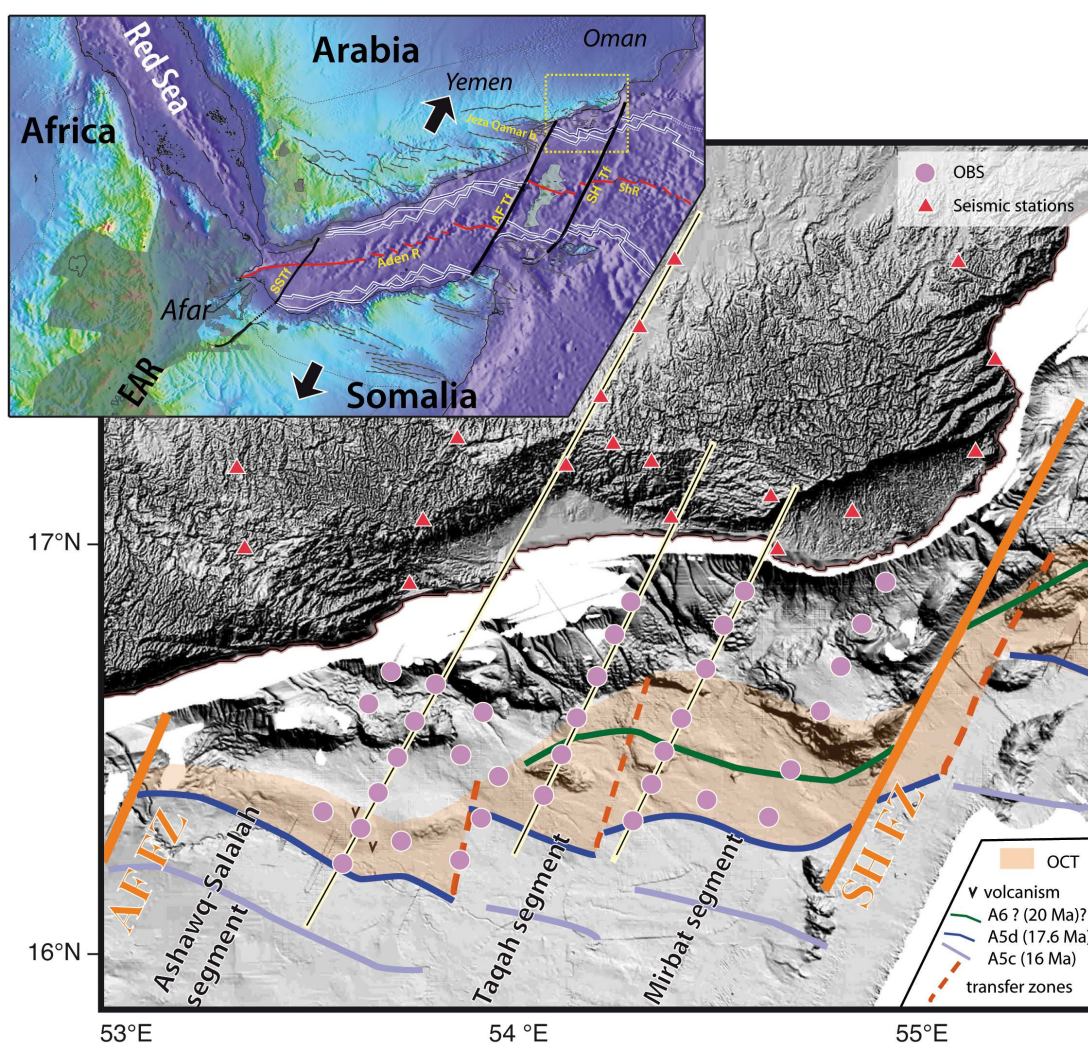


FIG. 2.10: Carte de la marge nord-est du golfe d'Aden (Leroy *et al.*, 2010b). Les ronds violets et les triangles roses correspondent au réseau de sismomètres lors de la campagne Encens (développement dans le chapitre 3.1), et la zone ombrée en orange correspond à la transition océan-continent, délimitée à partir d'une compilation des résultats géophysiques sur la zone.

2.3.1 La croûte continentale amincie

Des résultats de fonctions récepteur permettent de déterminer la profondeur de la discontinuité du Moho sous le Dhofar (Sud-Est du Sultanat d'Oman, Tiberi *et al.*, 2007, figure 2.11). Les épaisseurs de croûte varient entre 26 km (près de la côte) et 32 km (dans les terres), avec notamment un amincissement crustal relativement localisé d'environ 10 km sur moins de 30 km de distance (selon un transect parallèle à la direction d'extension du golfe d'Aden).

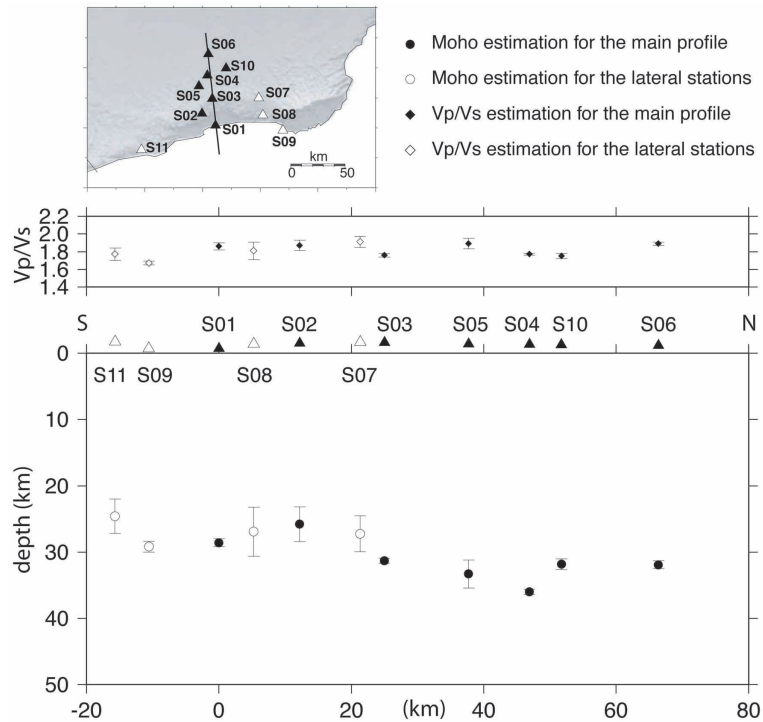


FIG. 2.11: Profondeur du Moho selon une coupe Nord-Sud dans le Dhofar. Les profondeurs sont estimées grâce à des analyses de fonctions récepteurs (Tiberi *et al.*, 2007).

Cet amincissement est accommodé par des blocs-basculés qui affleurent à terre et sont observés par sismique réflexion en mer (d'Acremont *et al.*, 2005; Autin *et al.*, 2010; Leroy *et al.*, 2010b).

2.3.2 L'héritage tectonique

Beydoun *et al.* (1996) montre que la formation de bassins mésozoïques au Yémen résulte de l'extension et de l'effondrement du système jurassique récent lors de la dislocation du Gondwana. Ces bassins mésozoïques sont présents sur les deux marges du golfe d'Aden et leur orientation moyenne est NW-SE à EW (Bott *et al.*, 1992; Redfern & Jones, 1995; Beydoun *et al.*, 1996; Bosence, 1997). Bosence (1997) propose que la phase principale de rifting mésozoïque aurait pu se prolonger jusqu'à la fin du tertiaire dans les bassins les plus à l'Est, et que ces structures ont pu être réactivées lors de la création du golfe d'Aden. Sur les coupes de la figure 2.12, on observe que le bassin de Sirr-Sayun a une profondeur maximale d'environ 5 km pour une largeur d'environ 200 km. Il s'épaissit vers l'Ouest et le Sud.

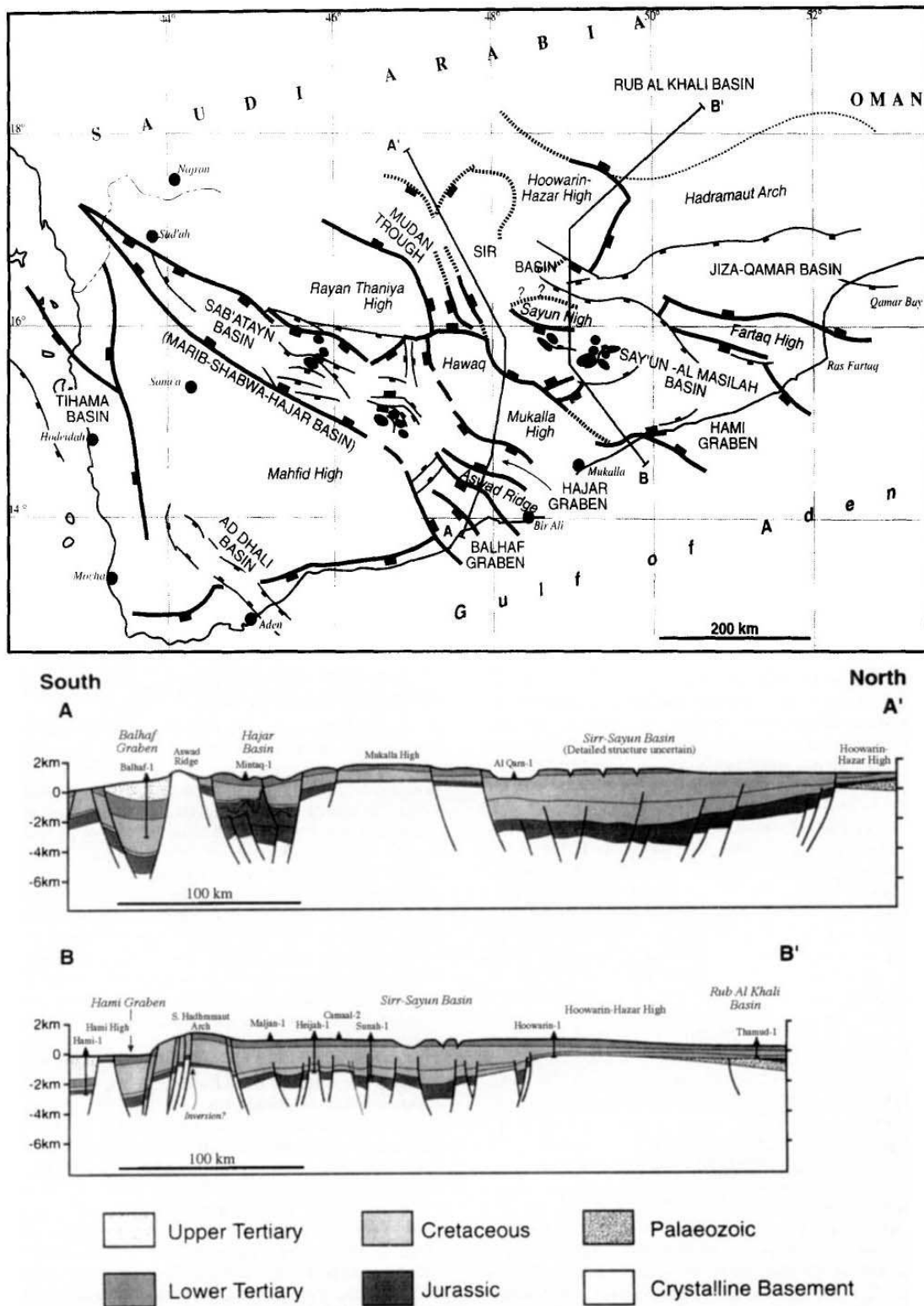


FIG. 2.12: Structure des bassins mésozoïques-tertiaires le long de deux transects au Yémen basés sur l'interprétation de profils de sismique réflexion (Bosence, 1997).

2.3.3 La croûte océanique

Les anomalies magnétiques ont permis de discriminer des variations des taux d'accrétion océanique et des différences entre les marges Nord et Sud (Leroy *et al.*, 2004, tableau 2.1). En effet, les vitesses d'accrétion de la croûte océanique n'ont pas été constantes durant l'histoire du golfe d'Aden. De plus, sur certaines zones, elles ne sont pas symétriques au Sud et au Nord de la ride tout au long de l'ouverture (figure 2.13). Des sauts de dorsale associés à un volcanisme hors-axe important et des changements cinématiques peuvent expliquer cette asymétrie de l'accrétion (d'Acremont *et al.*, 2010).

TAB. 2.1: Evolution des vitesses d'accrétion océanique pour les marges conjuguées du golfe d'Aden oriental selon Leroy *et al.* (2004).

Anomalies magnétiques	Marge Nord	Marge Sud
A5d à A5c	13 mm/an	14 mm/an
A5c à A5	14 mm/an	8 mm/an
A5 à A2	11 mm/an	11 mm/an
A2 à actuel	Un peu plus rapide au Nord qu'au Sud	

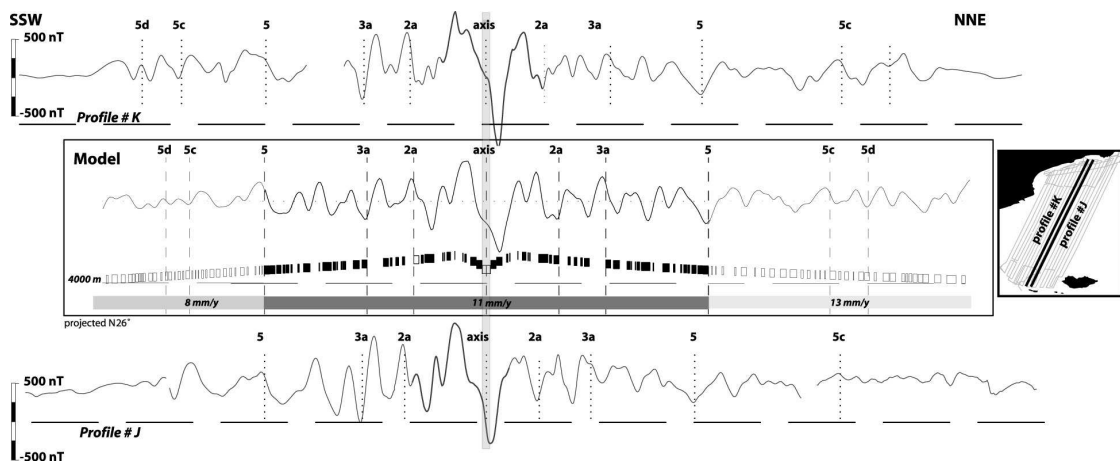


FIG. 2.13: Modèle magnétique traversant le golfe d'Aden à partir des données acquises lors de la campagne Encens-Sheba (Leroy *et al.*, 2004).

La modélisation gravimétrique de l'ensemble du bassin océanique a permis de mettre en évidence une croûte océanique plus épaisse à l'Ouest de la zone d'étude qu'à l'Est (d'Acremont *et al.*, 2010). La zone axiale Ouest est plus nourrie que les segments de dorsales Est. Cet apport magmatique plus important pourrait être dû à une anomalie thermique située sur le flanc sud de la dorsale actuelle expliquant la présence d'une série de volcans centrée au Sud. Cette anomalie thermique est responsable du saut de dorsale enregistré à l'anomalie magnétique A5 (10,9 Ma) et de la propagation du segment ouest vers l'Est.

2.3.4 Les marges et la transition océan-continent

Les marges conjuguées de la partie orientale du golfe d'Aden sont asymétriques, non-volcaniques et peu sédimentées (d'Acremont *et al.*, 2005).

Cette asymétrie au niveau des marges conjuguées est mise en évidence en carte et en coupe entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra (voir figure 2.14) : la marge Sud (Socotra - Somalie) est large d'environ 300 km alors que la marge Nord (Sultanat d'Oman) est large de seulement 140 km. Le sens de cette asymétrie semble changer d'un segment à l'autre. Elle peut être expliquée par deux mécanismes de rifting (Leroy *et al.*, 2004; d'Acremont *et al.*, 2006) :

- Un rifting par cisaillement pur où les marges conjuguées avaient des épaisseurs différentes avant la rupture continentale (héritage).
- Un rifting par cisaillement simple où un détachement à l'échelle lithosphérique expliquerait sans héritage ces différences entre les deux marges.

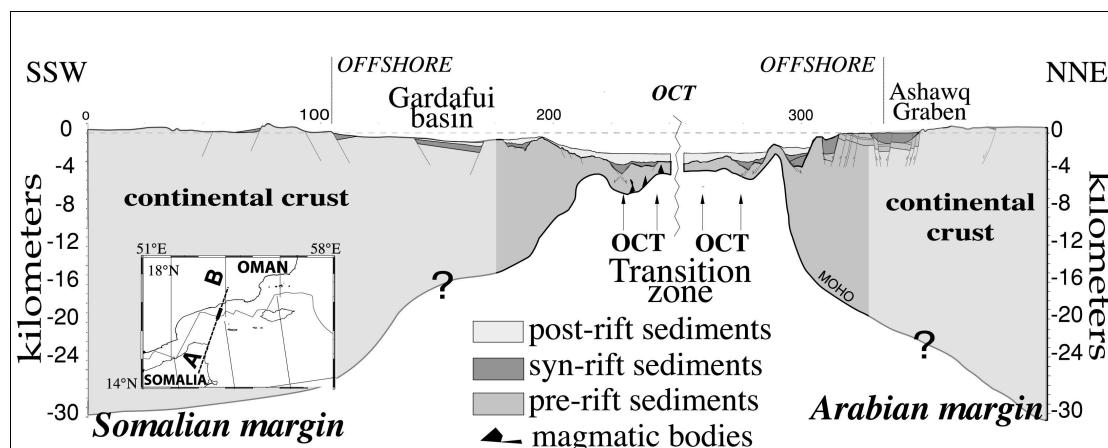


FIG. 2.14: Coupe crustale des marges conjuguées du golfe d'Aden obtenue à partir des données de sismique et de gravimétrie acquises lors de la campagne Encens-Sheba (S. Leroy et P. Gente, juin 2000). Les coupes des deux marges sont ajustées à leur position avant la mise en place de la ride de Sheba (Anomalie magnétique A5d). OCT : transition océan-continent; exagération verticale $\times 4$ (d'Acremont *et al.*, 2006).

L'héritage tectonique du rifting Mésozoïque responsable de la formation de plusieurs grabens, comme le bassin de Gardafui (figure 2.14), est proposé comme pouvant être responsable de cette asymétrie (d'Acremont *et al.*, 2006).

La transition océan-continent (TOC) entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra a été étudiée grâce aux données de bathymétrie, sismique réflexion, magnétisme et de gravimétrie acquises lors de la campagne Encens-Sheba (Juin 2000, d'Acremont *et al.*, 2006). La TOC est délimitée par le premier dépocentre du graben et la première occurrence de dépôt de sédiments syn-rift en allant vers le continent et par la première anomalie magnétique identifiée en allant vers l'océan (d'Acremont *et al.*, 2005) ; sa largeur est inférieure à 30 km. Elle est caractérisée par une diminution de l'anomalie gravimétrique à l'air libre en allant vers le continent et une zone magnétiquement calme avec cependant des anomalies locales de faible amplitude (d'Acremont *et al.*, 2006).

Sa formation se produit après la rupture continentale et avant l'accrétion de la première croûte océanique. Elle est contrôlée par de l'extension amagmatique et/ou de l'épanchement très lent (d'Acremont *et al.*, 2006). La modélisation gravimétrique dans le domaine de TOC met en évidence une croûte fortement amincie, notamment dans la zone Est (0,5 à 4 km, d'Acremont *et al.*, 2006). Associée à des anomalies magnétiques locales de faible amplitude dans la TOC, elle implique probablement la présence de manteau serpentinisé.

Lors de la campagne Encens-Flux (Lucazeau et Leroy, 2006), une valeur de flux de chaleur très élevée a été mesurée localement ($> 890 \text{ mW/m}^2$). Cette valeur, mesurée dans le domaine de TOC est interprétée comme étant liée à un volcan (Lucazeau *et al.*, 2009). Des valeurs de flux de chaleur typiques de l'ordre de 40 mW/m^2 ont été mesurées dans le domaine continental à terre et en mer) et de 100 mW/m^2 à 120 mW/m^2 dans les domaines de TOC et océaniques (Lucazeau *et al.*, 2008, figure 2.15).

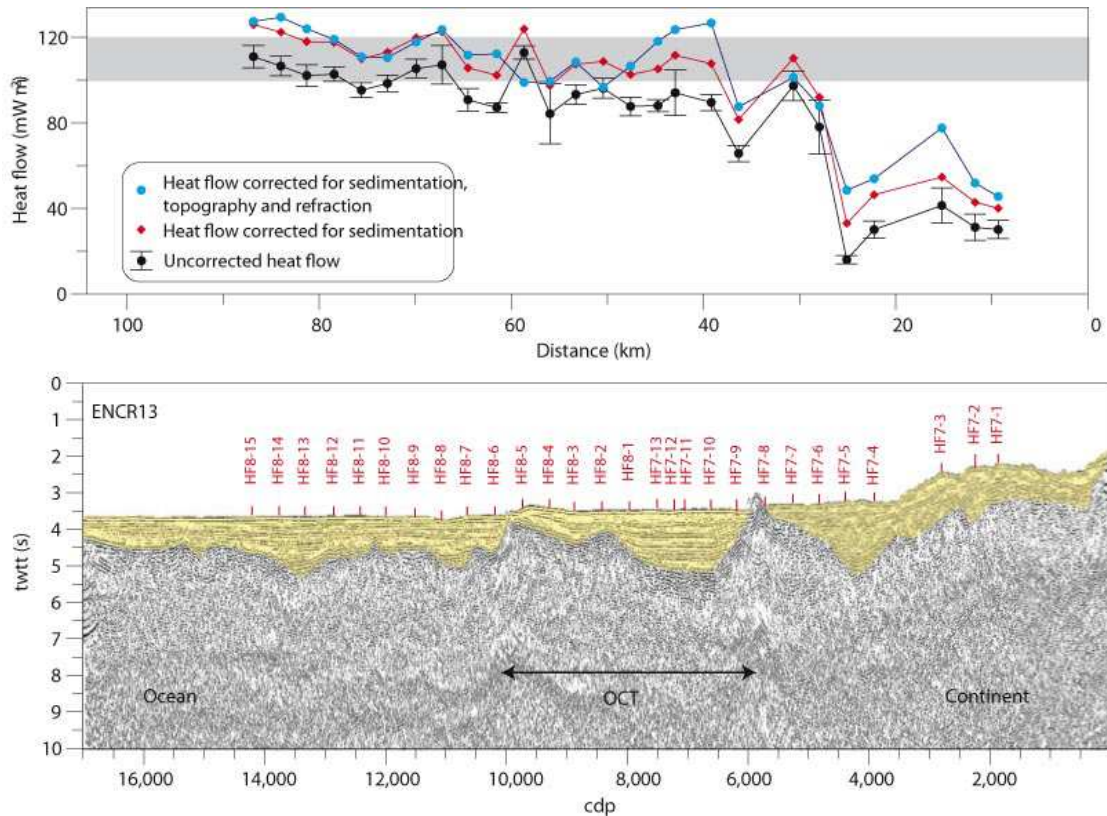


FIG. 2.15: Profil de flux de chaleur et profil de sismique réflexion coïncident à travers le segment de Mirbat (Lucazeau *et al.*, 2008). On observe que le flux de chaleur dans la TOC est quasiment aussi élevé qu'en domaine océanique et que le passage des valeurs de domaine continental aux valeurs de domaine océanique est brutal.

Le flux de chaleur en domaine de TOC est particulièrement élevé. Lucazeau *et al.* (2008) explique ces valeurs par de la convection à petite-échelle sous la marge, qui serait alors chaude et sur-élevée.

Autin *et al.* (2010) propose que la TOC est constituée de manteau exhumé serpentinsé dont les évidences géophysiques ont été altérées par le magmatisme post-rift notamment dans le domaine Ouest.

2.3.5 Le volcanisme post-rift

Un volcan a été observé sur la TOC au niveau du segment Ashawq-Salalah (figures 2.16 et 2.17, Lucazeau *et al.*, 2009). Ce volcan a également été imagé par sismique réflexion (Autin *et al.*, 2010).

Le magmatisme a été daté à au-moins 100 000 ans grâce à la modélisation des données de flux de chaleur (Lucazeau *et al.*, 2009). Les données de sismique

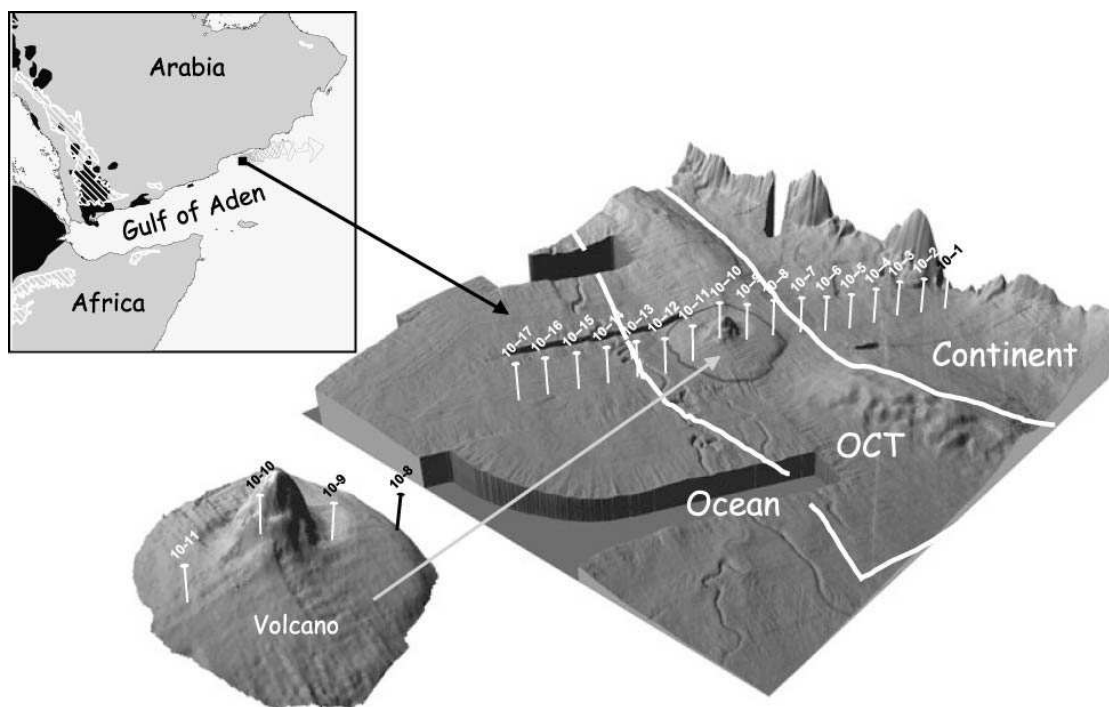


FIG. 2.16: Zoom sur la zone de la marge où se situe le volcan avec la localisation des points de mesure de flux de chaleur le long d'un profil traversant la marge (Lucazeau et al., 2009). Le flux de chaleur mesuré au point 10-10 (sur le volcan) est supérieur à 890 mW/m^2 .

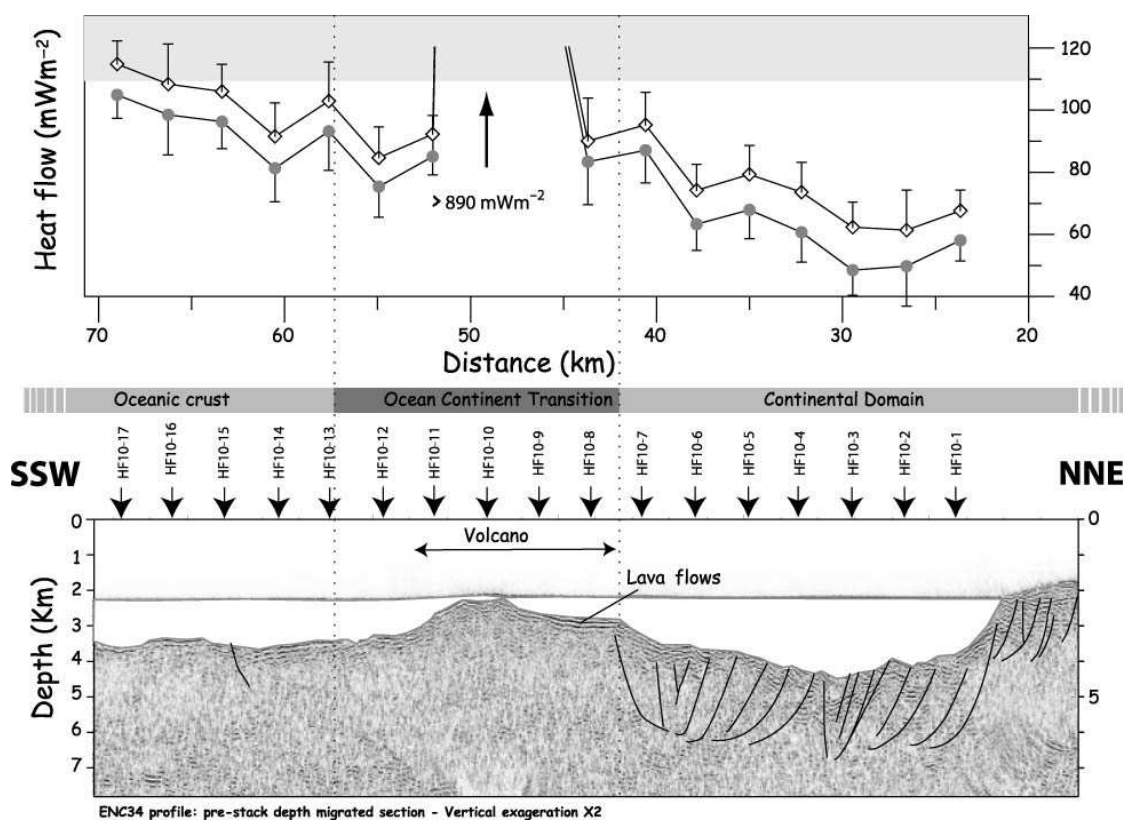


FIG. 2.17: Flux de chaleur et section sismique migrée en profondeur coïncidente traversant la marge dans le segment d'Ashawq-Salalah et, en particulier, le volcan (Lucazeau et al., 2009).

réflexion montrent que ce volcan a été actif après la rupture continentale et pendant la phase post-rift (Autin *et al.*, 2010).

2.3.6 Influence du point chaud Afar

L'influence du point chaud Afar dans cette partie du golfe est encore discutée. Certains auteurs supposent que cette influence est limitée à la discontinuité de Shukra-el-Sheik (e.g. Dauteuil *et al.*, 2001; Hébert *et al.*, 2001).

Cependant, plusieurs observations citées dans les paragraphes précédents indiquent que la limite de l'influence du point chaud pourrait s'étendre vers l'Est : d'Acremont *et al.* (2010) observent une anomalie thermique en domaine océanique, dans la continuité du segment d'Ashawq-Salalah. Cette anomalie semble être reliée à une anomalie de fusion partielle.

Lucazeau *et al.* (2008) proposent que la marge Nord de cette partie du golfe d'Aden est anormalement chaude, et Lucazeau *et al.* (2009) et Autin *et al.* (2010) observent qu'une activité volcanique récente a affecté la transition océan-continent.

De plus, Basuyau *et al.* (2010) ont mis en évidence des anomalies de fusion partielle du manteau sous le Dhofar par tomographie télésismique, dans la continuité à terre des zones de fractures d'Ashawq-Salalah et de Socotra-Hadbeen (figure 2.18). Un manteau anormalement chaud a également été imagé par tomographie sous le bouclier Arabe (e.g. Debayle *et al.*, 2001).

Leroy *et al.* (2010b) mettent en évidence la présence d'un épisode thermique récent dans le domaine océanique de cette partie du golfe et à terre sur l'ensemble du golfe. Il proposent d'appliquer le modèle d'interaction point-chaud - ride océanique par chenalisement le long de la ride pour expliquer toutes ces occurrences de volcanique le long du golfe d'Aden.

Ces observations permettent de proposer une influence du point-chaud Afar pouvant s'étendre jusque dans le golfe d'Aden oriental.

2.3.7 Modèles d'évolution

Les données récentes acquises dans le golfe d'Aden oriental ont permis d'élaborer des modèles d'évolution de la marge et de formation du bassin océanique (figure 2.19, Autin *et al.*, 2010).

Autin *et al.* (2010) proposent un modèle d'évolution en cinq étapes, basé sur l'interprétation d'un profil de sismique réflexion migré avant sommation, en profondeur, et les observations et datations de Roger *et al.* (1989) et Leroy *et al.* (2007) (figure 2.19).

La période syn-rift est marquée par la formation de grandes failles normales qui s'enracinent à une même profondeur, probablement la transition cassante-ductile. La taille des blocs basculés décroît vers le Sud, ce qui implique une progression temporelle de la déformation de la partie proximale à la partie distale de la marge.

L'amincissement de la croûte continentale continue jusqu'à la fin de la période syn-rift, provoquant la formation de failles de moins-en-moins espacées au niveau de la marge profonde, où la déformation se localise. L'amincissement extrême a pu rendre la croûte totalement cassante et permettre à l'eau de pénétrer en profondeur, et donc de serpentiniser le manteau sous-jacent.

Pendant la formation de la TOC, on observe des mouvements verticaux différentiels entre la partie proximale et la partie distale de la marge (soulèvement

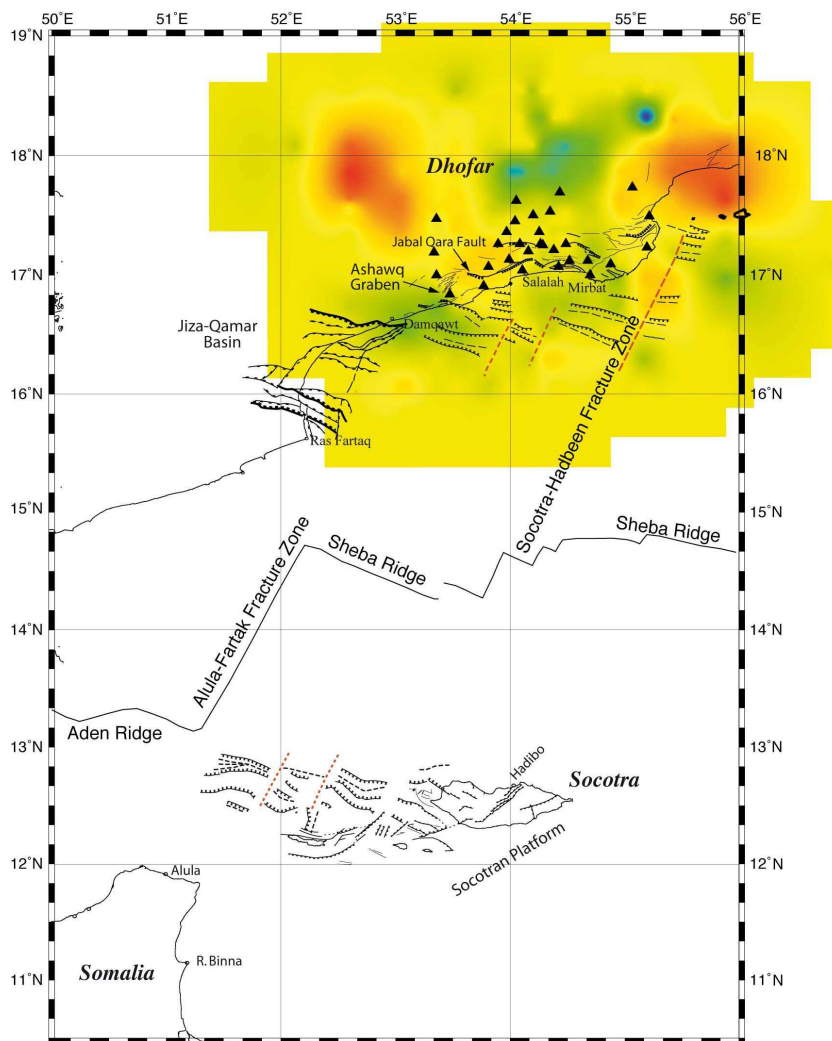


FIG. 2.18: *Modèle de perturbations des vitesses des ondes P à 170 km de profondeur (Basuyau et al., 2010). Structures tectoniques extraites de d'Acremont (2002). On observe que des zones lentes sont localisées dans la continuité des zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra-Hadbeen sous la province du Dhofar, entre 60 et 200 km de profondeur. Ces anomalies de vitesses correspondraient à des zones de fusion partielle en profondeur, fusion de 2 à 6%.*

marqué sur la marge à terre). De plus, un glissement de terrain sous-marin est observé, décapitant le bloc basculé le plus distal le long d'un niveau de décollement dans les séries pré-rift.

L'accrétion océanique s'initie il y a au-moins 17,6 Ma (anomalie magnétique A5d).

La période post-rift est marquée par des événements magmatiques et un soulèvement.

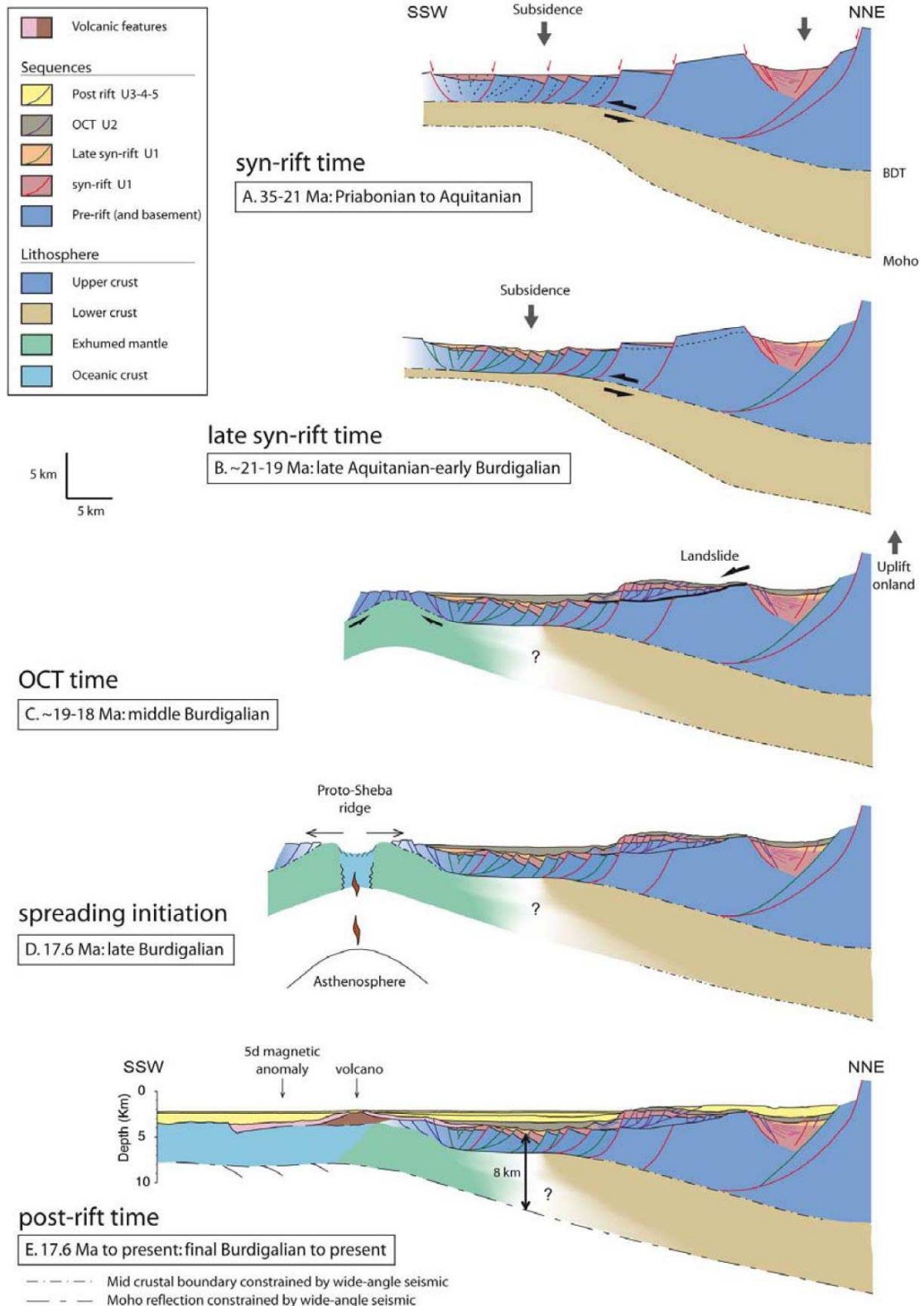


FIG. 2.19: Evolution structurale de la marge le long du segment Ashawq-Salalah d'après les interprétations d'un profil de sismique réflexion de Autin et al. (2010). A : Période syn-rift : d'importantes failles se forment, principalement enracinées à la transition cassante-ductile. B : Fin du syn-rift : amincissement continu de la croûte cassante qui conduit à la formation de failles de moins-en-moins espacées. C : Période de formation de la TOC : formation d'un glissement de terrain sous-marin, la TOC peut être formée de manteau exhumé dans la zone de rupture. D : Initiation de l'accrétion océanique. E : Période post-rift : mise en place d'un volcan.

La formation de ces marges et la nature même de la TOC restent encore discutées et une meilleure connaissance des structures profondes est requise pour apporter des éléments nouveaux pour la compréhension des processus de rifting et de formation des marges.

Les roches du craton arabe sont datées à 600 - 800 Ma, ce qui peut donner une idée de l'âge thermique du craton. Cependant, il a subi des événements tectoniques plus récents (collision d'Amar et rift de Najd, il y a 640 à 530 Ma, et une période de rifting au Mésozoïque) qui ont pu influencer sa structure thermique et provoquer sa réjuvenation.

L'épaisseur de croûte avant le rifting est probablement proche de l'épaisseur de croûte maximale du bouclier Arabe, c'est-à-dire au-moins 45 km.

Le rifting a débuté il y a approximativement 35 Ma et la rupture menant à la production de croûte océanique a eu lieu il y a au-moins 17,6 Ma.

L'ouverture oblique du golfe d'Aden est liée au mouvement des plaques (forces aux limites) et à la présence du point chaud Afar (forces de volume). L'ouverture est lente, les vitesses sont néanmoins plus élevées à l'Est qu'à l'Ouest (ouverture en ciseaux).

L'asymétrie observée au niveau des marges conjuguées reste à expliquer.

L'influence du point chaud Afar jusque dans la partie orientale du golfe d'Aden reste discutée.

Deuxième partie

Structure profonde de la marge Nord du golfe d'Aden oriental - Sismique réfraction

Les données : acquisition et traitement

3.1 La campagne Encens (Février-Mars 2006)

3.1.1 Présentation du projet et de ses objectifs

La campagne ENCENS s'est déroulée en Février-Mars 2006 (chef de mission : S. Leroy) sur la marge Nord du golfe d'Aden oriental. Nous allons présenter dans cette partie le projet, ses objectifs et la mise en œuvre de l'acquisition des données de cette campagne.

La réalisation de la campagne ENCENS s'est inscrit dans le cadre du programme GDR Marges (volet « marges jeunes » piloté par Sylvie Leroy).

L'intérêt du golfe d'Aden vient du fait qu'il s'agit d'un océan jeune qui n'a pas été affecté par un épisode tectonique ultérieur et qui n'a subi qu'une faible sédimentation post-rift. Les structures des marges du golfe sont donc plus facilement imageables en mer et observables à terre.

Le but de la campagne ENCENS était d'imager les structures profondes du golfe d'Aden en mer grâce à la bathymétrie, la gravimétrie, le magnétisme, la sismique réflexion et la sismique réfraction. Il s'agissait d'éclaircir plusieurs zones d'ombre, de préciser et comprendre la formation et l'évolution des marges continentales non-volcaniques du golfe d'Aden oriental :

- La segmentation de la marge par rapport à celle de la ride et de déterminer à quel point et comment la première contrôle la seconde.
- La structure et la nature de la transition océan-continent ainsi que les mécanismes de sa formation.
- Les structures issues du rifting, et éventuellement le régime de déformation lors du rifting.
- Les structures dues à l'héritage anté-rift, la réactivation de certaines d'entre-elles.

Une partie des données acquises en sismique réflexion a été exploitée dans le cadre de la thèse de Julia Autin et mon travail sur les données de la campagne porte sur la modélisation des données de sismique réfraction, en collaboration avec Stéphane Rouzo, Elia d'Acremont et Sylvie Leroy.

Cette campagne a permis l'acquisition d'une grande quantité de données géophysiques qui ont été utilisées directement dans ce travail (sismique réfraction, gravimétrie) ou dans d'autres travaux dont les résultats nous serviront ensuite à compléter nos travaux (sismique réflexion, magnétisme, gravimétrie). C'est pourquoi, nous présenterons, dans la suite de ce chapitre, la campagne dans sa totalité.

3.1.2 Mise en œuvre de l'acquisition : Le N/O l'Atalante et le Dhelkoot

L'Atalante, navire scientifique appartenant à l'Ifremer, a été utilisé pour toutes les acquisitions scientifiques (bathymétrie, gravimétrie, magnétisme, sismique multitraces ...) et pour les tirs de sismique réfraction (figure 3.1).

Le Dhelkoot, originalement un remorqueur de port, a été loué pour le largage et la récupération des OBS et comme navire « chien de garde » lors de l'acquisition de la sismique réflexion, ce qui n'a toutefois pas permis d'éviter quelques incidents avec des lignes de pêche dans la partie Est de la zone d'étude.



FIG. 3.1: Les navires utilisés pour la campagne ENCENS. A gauche, le N/O L'Atalante (Ifremer) et à droite, le Dhelkoot.

3.1.3 Les données acquises

La bathymétrie

- Le N/O l'Atalante est équipé de deux systèmes d'acquisition de la bathymétrie :
- *Le sondeur multifaisceaux EM 12 Dual* : Il fonctionne selon la technique dite des « faisceaux croisés ». Ce sondeur est adapté pour effectuer des levés bathymétriques de 100 m à 12 000 m de profondeur, sa fréquence acoustique étant de 12 kHz. Les données acquises sont corrigées à l'aide de profils « Sippicans » (bathythermosalinomètre à sonde perdue) qui nous renseignent sur les variations de la vitesse du son en fonction de la profondeur.
 - *Le sondeur bathymétrique monofaisceau 200 kHz* : Il détermine la profondeur à la verticale du navire. La résolution est faible ; il est surtout utilisé pour la navigation, la donnée étant immédiate.

La gravimétrie

Le gravimètre utilisé lors de la campagne était le KSS31, des données ont été acquises pendant toute la durée de la campagne. Il s'agit d'un gravimètre relatif ; c'est-à-dire qu'il ne mesure pas directement la valeur de la pesanteur, mais plutôt une différence de pesanteur entre deux points.

Des mesures de rattachement ont été effectuées afin de corriger la dérive de l'appareil.

Le magnétisme

Le magnétomètre utilisé est un magnétomètre à protons Seaspy. Il est installé en queue de la flûte sismique afin de s'éloigner des éléments métalliques du navire et surtout de l'appareillage d'acquisition de la sismique multitrace. L'acquisition se fait donc en parallèle à l'acquisition de la sismique réflexion. Sa sensibilité est de 0,015 nT pour des valeurs mesurées de -250 à 350 nT.

Le sondeur de sédiments 3,5 kHz

Des données issues d'un sondeur pénétrateur de sédiments 3,5 kHz ont été acquises tout au long de la campagne, permettant l'acquisition d'une image très haute résolution et faible pénétration (quelques mètres) de la partie la plus superficielle des sédiments marins selon des profils correspondants à la navigation du N/O l'Atalante.

La sismique réflexion multitraces (MCS)

72 profils de sismique réflexion multitraces (360 traces) ont été acquis lors de la campagne ENCENS (voir figure 3.2) :

- 5 profils (ENCR11 à ENCR15) acquis en même temps que la sismique réfraction, c'est à dire avec une source monobulle réfraction.
- 23 profils (ENC01 à ENC23) avec une source de type « monobulle réflexion ».
- 44 profils (ENC24 à ENC67) avec une source de type « réflexion streamer ».

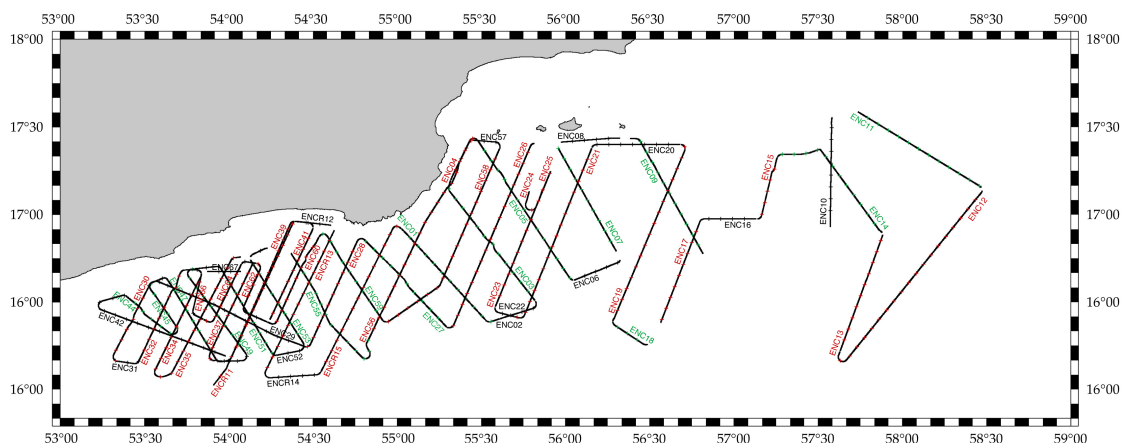


FIG. 3.2: Plan de position de la sismique réflexion lors de la campagne ENCENS.

La sismique réfraction

Le réseau de stations sismiques déployé lors de la campagne ENCENS comprenait 35 OBS et 21 sismomètres à terre (voir figure 3.3). Ces stations ont enregistré le signal sismique de près de 8000 tirs en mer d'une source monobulle réfraction (N/O l'Atalante). Les tirs de sismique réfraction ont été effectués le long de 10 profils majeurs passant au-dessus des positions de largage des OBS.

Les girations et transitions entre les lignes ont aussi été l'occasion de tirs qui permettent de grossir la base de tirs dans une configuration 3D (étude ultérieure, S. Rouzo).

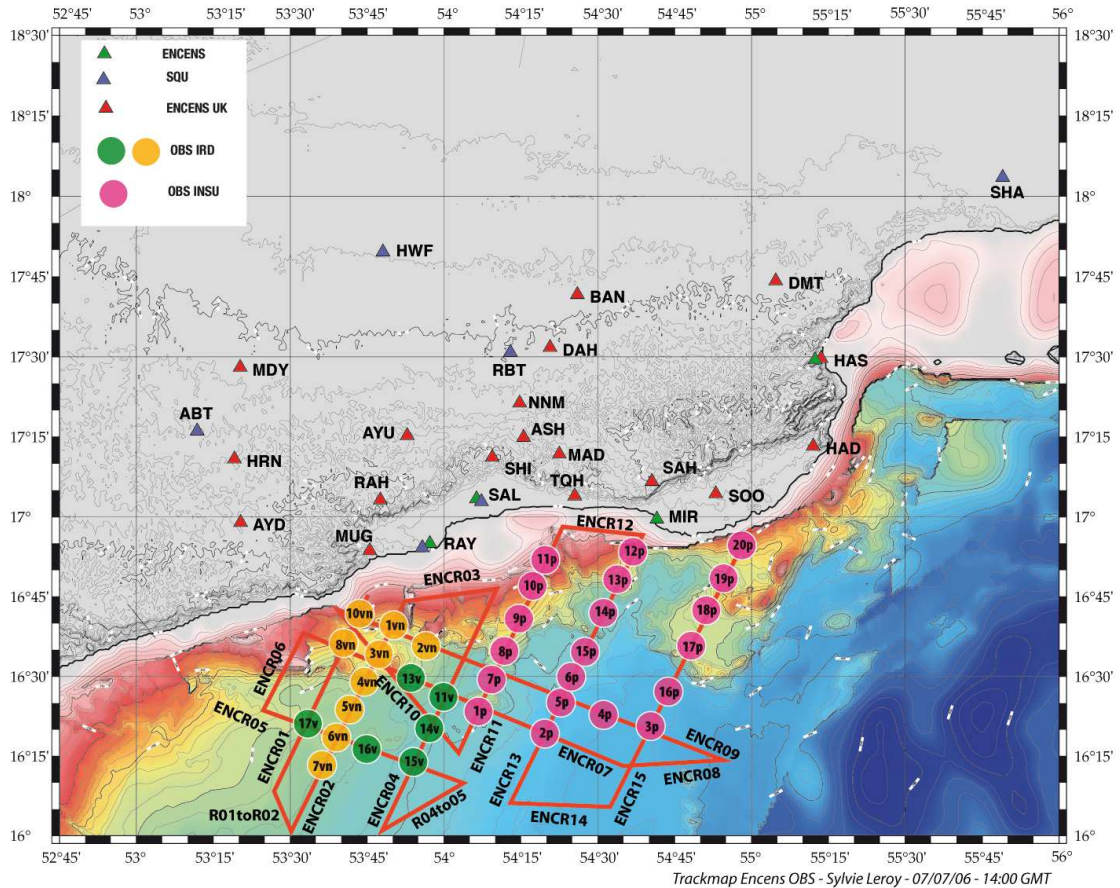


FIG. 3.3: Plan de position de la sismique réfraction lors de la campagne ENCENS.

Les récepteurs

Les OBS (Ocean Bottom Sismometers)

Le parc INSU a été sollicité pour cette campagne. Nous avons pu financer l'utilisation de 37 OBS (voir figure 3.4) de ce parc grâce au GDR Marges, l'INSU et Total.

L'IRD/Géosciences-Azur a mis à notre disposition 17 OBS de deux types (voir table 3.1). Des pannes techniques ont rendu impossible l'utilisation de deux de ces OBS.

L'INSU/IPG a mis à notre disposition 20 OBS (voir table 3.2).

Les caractéristiques de ces OBS étaient :

- Les « *UTIG* » (University of Texas Institute of Geophysics), aussi appelés les « vieux » car ils correspondent à l'ancienne génération d'OBS.
 - Capteurs : 3 géophones perpendiculaires les uns aux autres permettant d'enregistrer les mouvements du terrain dans les trois dimensions de l'espace, et 1 hydrophone. Les données sont alors enregistrées sur 4 canaux.
 - Poids avec/sans lest : 90 kg / 35 kg
 - Capacité de stockage des données : 2 Gb
 - Pas d'échantillonnage : 100, 125 ou 200 Hz
 - Profondeur maximum : 7000 m.
- Les « *hippocampes* », aussi appelés les « nouveaux ».
 - Capteurs : 3 géophones perpendiculaires les uns aux autres permettant d'enregistrer les mouvements du terrain dans les trois dimensions de l'espace, et 1 hydrophone. Les données sont alors enregistrées sur 4 canaux.

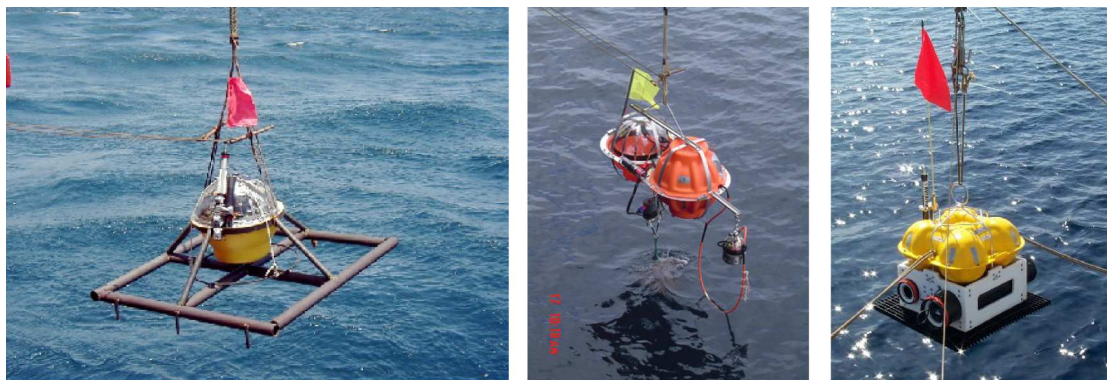


FIG. 3.4: Photographies des différents types d'OBS utilisés lors de la campagne ENCENS. De gauche à droite : un OBS de l'UTIG, un OBS de type « hippocampe » et un OBS de l'INSU.

- Poids avec/sans lest : 100 kg / 45 kg
- Capacité de stockage des données : 40 Gb
- Pas d'échantillonnage : 4 à 1000 Hz
- Profondeur maximum : 7000 m.
- Les « INSU » (Institut National des Sciences de l'Univers).
 - Capteurs : 1 géophone (vertical) et 1 hydrophone. Les données sont alors enregistrées sur 2 canaux.
 - Poids avec/sans lest : 110 kg / 72 kg
 - Capacité de stockage des données : 9 Gb
 - Pas d'échantillonnage : 16.125, 32.25, 62.5, 125, 250, 500 ou 1000 Hz
 - Profondeur maximum : 6000 m.

Les stations à terre

Parallèlement à la campagne ENCENS pilotée par les français (Leroy et al.), un projet sismologique (ENCENS-UK) piloté par la Grande-Bretagne (Royal Holloway, Univ. of London, Ebinger et al.) a permis le déploiement de 18 stations dans le Dhofar (Sud du Sultanat d'Oman).

Quatre types de sismomètres ont été déployés (voir table 3.3). Huit stations 6TD et dix stations 40 TD proviennent du projet ENCENS-UK. Deux stations ORION (RAY et SAL) de l'Université Sultan Qaboos (SQU, Sultanat d'Oman) et une station REFTEK prêtée par l'ENS ont été mises en place spécifiquement pour la campagne Encens, ainsi que la station MIR (40 TD). De plus, quatre stations permanentes de l'Université Sultan Qaboos devaient également enregistrer les tirs de la campagne, soit un total de 25 stations à terre.

Les caractéristiques de ces sismomètres étaient :

- Les « 6TD » :
 - Capteurs : 3 géophones perpendiculaires les uns aux autres
 - Poids : 2.7 kg
 - Capacité de stockage des données : 8 Gb
 - Pas d'échantillonnage : 1 à 200 Hz
- Les « 40TD » :
 - Capteurs : 3 géophones perpendiculaires les uns aux autres
 - Poids : 5 kg
 - Capacité de stockage des données : Mémoire externe
 - Pas d'échantillonnage : 1 à 200 Hz

TAB. 3.1: *Localisations et types des OBS de l'IRD utilisés lors de la campagne ENCENS.*

Nom de la station (nom du site)	Latitude/Longitude de déploiement	Altitude (m.)	Type de station
1vn	16.658/53.839	1671	Hippocampe
2vn	16.593/53.946	2076	Hippocampe
3vn	16.569/53.786	1595	Hippocampe
4vn	16.479/53.744	2216	Hippocampe
5vn	16.394/53.695	2212	Hippocampe
6vn	16.307/53.653	2149	Hippocampe
7vn	16.222/53.603	2253	Hippocampe
8vn	16.613/53.673	1444	Hippocampe
(9vn)	N/A	N/A	Hippocampe
10vn	16.692/53.730	585	Hippocampe
11v	16.436/53.999	2312	UTIG
(12v)	N/A	N/A	UTIG
13v	16.495/53.895	2073	UTIG
14v	16.333/53.956	2460	UTIG
15v	16.230/53.900	2470	UTIG
16v	16.266/53.751	2244	UTIG
17v	16.353/53.559	2036	UTIG

– La « REFTEK » HAS2 :

- Capteurs : 3 géophones perpendiculaires les uns aux autres
- Poids : 2.5 kg
- Capacité de stockage des données : Supérieure à 10 Gb
- Pas d'échantillonnage : 25 - 50 Hz

La source monobulle réfraction

Il s'agit d'une source basse fréquence (1 à 60 Hz, figure 3.6) immergée à 22-25 mètres et de type « monobulle » : la source est composée de 18 canons à air de volume variable dont les tirs sont déclenchés individuellement de façon à ce que le second pic de l'ondelette source vienne s'ajouter aux autres (figure 3.5 et 3.6). On obtient ainsi, avec un volume d'air cumulé modéré (8410 inch³, soit ~ 138 l), un signal puissant, riche en basses fréquences.

Ce signal est donc bien adapté à la sismique grand-angle, pour laquelle les temps de trajets sont longs. Notons cependant qu'une telle source, basse fréquence et à phase non-minimale, rend le traitement de la sismique réflexion multitrace plus complexe.

La cadence de tir est réglée par GPS différentiel sur une distance inter-tir de 150 m, soit d'un intervalle de tir d'environ 1 minute.

Une fois acquises, les données de sismique réfraction et de gravimétrie nécessitent un traitement approfondi que nous allons détailler dans la suite de ce chapitre.

TAB. 3.2: Localisations des OBS de l'INSU utilisés lors de la campagne ENCENS.

Nom de la station (nom du site)	Latitude/Longitude de déploiement	Altitude (m.)
1p	16.386/54.112	2455
2p	16.315/54.327	2694
3p	16.335/54.674	2885
4p	16.377/54.520	2813
5p	16.413/54.383	2678
6p	16.495/54.412	2595
7p	16.484/54.156	2453
8p	16.576/54.194	2348
9p	16.678/54.244	1446
10p	16.779/54.288	1187
11p	16.860/54.329	582
12p	16.887/54.611	1826
13p	16.802/54.561	1854
14p	16.694/54.523	2405
15p	16.572/54.461	2556
16p	16.451/54.723	2870
17p	16.591/54.808	1952
18p	16.703/54.852	1926
19p	16.804/54.908	2016
20p	16.905/54.971	1227

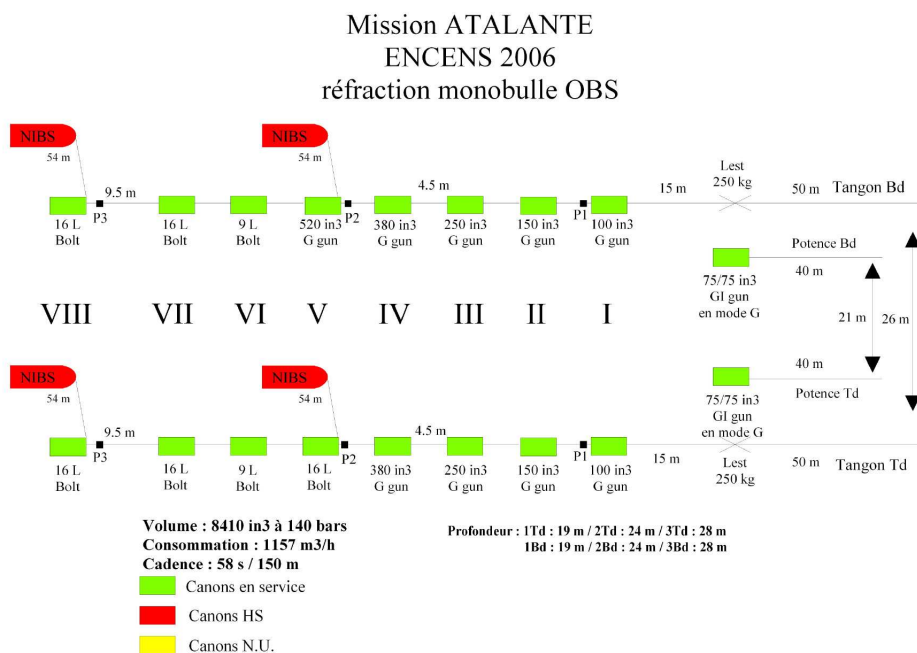
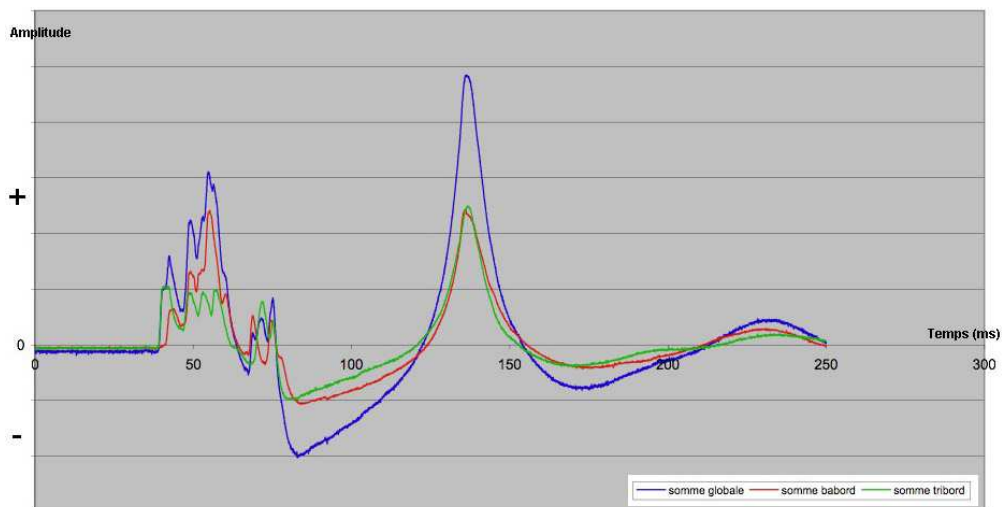


FIG. 3.5: Configuration de la source monobulle réfraction (Genavir - ENCENS)

TAB. 3.3: Localisations et types des stations sismiques à terre utilisées lors de la campagne *ENCENS*.

Nom de la station (nom du site)	Latitude/Longitude de déploiement	Altitude (m.)	Type de station
<i>Projet Encens-UK</i>			
ADH (ASHINAIB)	17.24/54.28	914	6TD
ASH (même site que ADH)	17.25/54.27	925	6TD
AYD (AYDIM)	16.99/53.36	45	40TD
AYU (AYUN)	17.26/53.89	864	6TD
BAN (WADI DARABAN)	17.69/54.44	455	40TD
DAH (DAHABUN)	17.53/54.35	542	40TD
DMT (DEMEET)	17.73/55.07	437	40TD
HAD (HADBEEN)	17.22/55.19	93	40TD
HAS (HASIK)	17.49/55.22	31	40TD
HAY (HAYRUN)	17.18/53.34	827	40TD
MAD (MADINAT AL HAQ)	17.20/54.38	829	6TD
MDY (MUDDAY)	17.46/53.36	574	40TD
MUG (MUGHSAIL)	16.90/53.77	42	40TD
NNM (NONAME)	17.36/54.25	688	6TD
RAH (RAYDAH)	17.06/53.81	1177	6TD
SAH (JABAL SAHMAN)	17.11/54.68	1180	6TD
SHI (SHIR)	17.19/54.17	552	6TD
SOO (SOOP)	17.08/54.88	145	6TD
TQH (TAQAH)	17.06/54.43	37	40TD
<i>Projet Encens</i>			
HAS2 (même site que HAS)	17.49/55.22	31	REFTEK
MIR (MIRBAT)	16.99/54.70	42	Sismo 40TD
SAL (SALALAH)	17.06/54.15	0	ORION
RAY (RAYSUT)	16.92/54.00	79	ORION

**FIG. 3.6:** Signature de la source monobulle réfraction (Genavir - *ENCENS*).

3.2 Traitement des données

La sismique réfraction permet de déterminer les vitesses de propagation des ondes mécaniques de la surface au manteau supérieur. Les variations de ces vitesses le long d'un profil de tir permet de contraindre la structure géologique à une échelle pluri-kilométrique. Ce n'est pas une méthode d'imagerie à proprement parler, mais elle complète les profils de MCS vers le bas.

Les sismiques réflexion et réfraction sont deux techniques complémentaires pour caractériser au mieux les structures crustales (travail en collaboration avec J. Aulin).

Dans ce chapitre, nous détaillons le traitement des données effectué pour modéliser la structure de vitesses le long des profils détaillés acquis lors de la campagne.

3.2.1 Principe d'une campagne de sismique réfraction

Principe de l'acquisition des données

La sismique réfraction permet de définir la structure en vitesses des milieux traversés par les ondes qui se sont propagées de la source au récepteur. L'explosion de la source produit des ondes sismiques qui se propagent dans l'eau puis se réfractent et/ou se réfléchissent dans la croûte terrestre selon différents trajets (figure 3.7) et avec des vitesses différentes en fonction des milieux traversés.

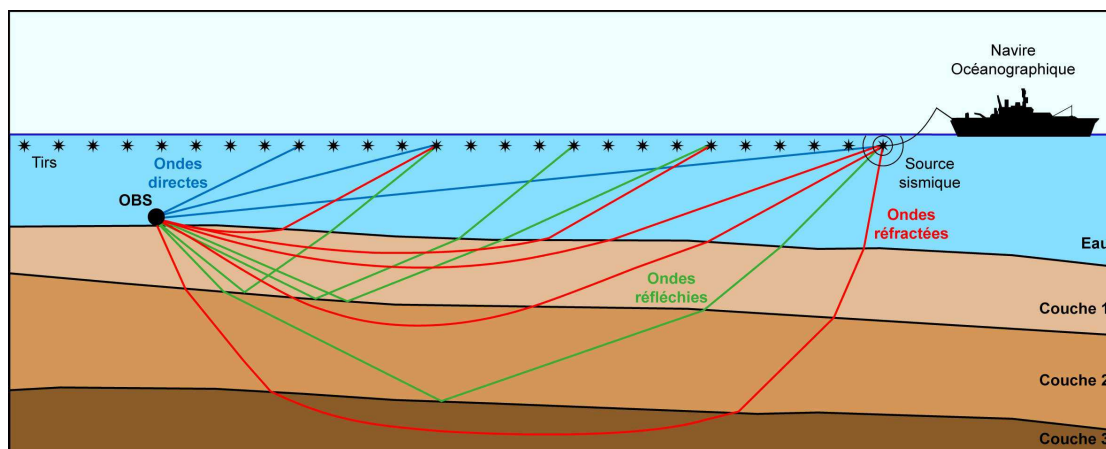


FIG. 3.7: Principe d'acquisition de la sismique réfraction et les différents types d'ondes enregistrées par le récepteur.

Les ondes sismiques sont émises par la source tractée par le navire océanographique. Ces ondes se propagent dans l'eau et les couches géologiques avant d'être enregistrées par le récepteur (OBS). La distance source-récepteur – et donc l'angle d'incidence du rai sismique par rapport aux interfaces – est variable, la sismique réfraction est aussi appelée sismique « grand-angle » (par opposition à la MCS aussi appelée sismique à incidence normale). Plus la distance source-récepteur est importante, plus les ondes sismiques enregistrées par le récepteur se sont propagées en profondeur.

La connaissance des temps d'arrivées et des distances parcourues permet de remonter à la vitesse de propagation de l'onde.

Propagation des ondes sismiques

L'onde sismique se propage par fronts d'ondes sphériques qui seront ici matérialisés par des rais sismique. Un rai correspond à une ligne imaginaire, perpendiculaire aux fronts d'ondes, le long de laquelle l'énergie sismique se propage.

On suppose que la propagation des ondes se fait dans le respect de la loi de Snell (figure 3.8 et équation 3.1) et la loi de réflexion (l'angle d'incidence à une interface est égal à l'angle de réflexion).

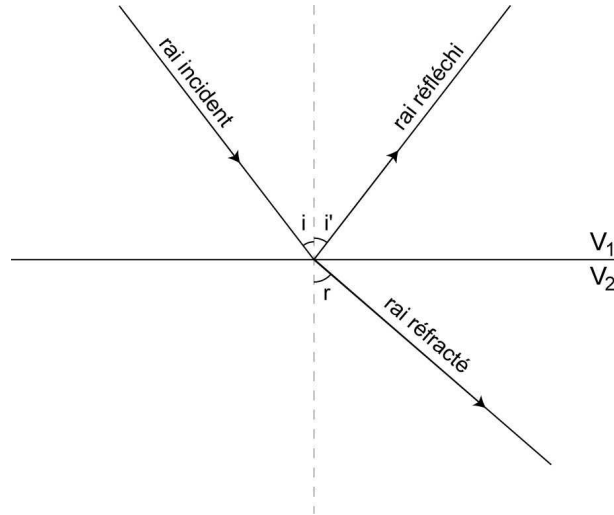


FIG. 3.8: La loi de Snell. i est l'angle de réflexion, i' est l'angle d'incidence, r est l'angle de réfraction, v_1 est la vitesse de propagation de l'onde dans la couche 1 et v_2 est la vitesse de propagation de l'onde dans la couche 2.

$$\frac{\sin(i)}{\sin(r)} = \frac{v_1}{v_2} \quad (3.1)$$

Pour chaque couche supposée de vitesse constante, le trajet du rai peut être caractérisé par un paramètre de rai p tel que :

$$p = \frac{\sin(i_i)}{v_i} \quad (3.2)$$

Où i_i est l'angle d'incidence et v_i est la vitesse de l'onde dans la couche. Il est constant en tout point du rai.

Dans le cas d'une couche géologique où les propriétés physiques dépendent de la profondeur, on peut supposer qu'elle correspond à une infinité de couches fines donnant un gradient de vitesses continu, et le trajet du rai devient une courbe continue (figure 3.9).

La profondeur maximale de pénétration du rai est alors fonction du gradient de vitesses et de l'angle de pénétration du rai dans la couche. On a, en notant z la profondeur maximale de pénétration du rai :

$$v_z = \frac{\sin(i_z)}{p} = \frac{1}{p} \quad (3.3)$$

$p = T/X$ avec T le temps d'arrivée et X la distance source-récepteur (Aki & Richards, 1980, pp. 663-664).

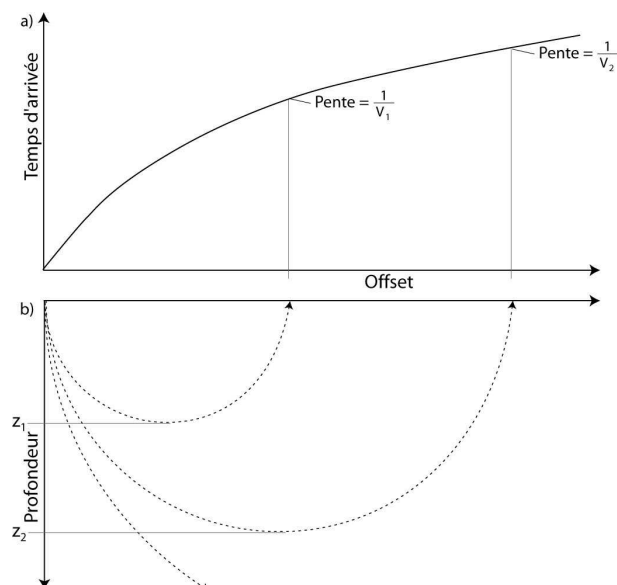


FIG. 3.9: a) Courbe des temps d'arrivées en fonction de l'offset ou « hodochrone ». b) Tracé de rais dans une couche géologique ayant un gradient vertical de vitesses. v_1 est la vitesse de l'onde à la profondeur z_1 et v_2 est la vitesse de l'onde à la profondeur z_2 .

Plus la vitesse de la couche traversée par les ondes est importante, plus la pente de l'hodochrone est faible. En général, les vitesses des ondes sismiques augmentent avec la profondeur, donc les pentes des hodochrones deviennent de plus en plus faibles avec la distance source-récepteur : aux grands offsets, les ondes voyagent essentiellement à l'horizontale.

Les données enregistrées par un récepteur sont des traces sismiques (fonction du temps) découpées lors du travail de préparation de données selon les lignes de tirs (cf. annexe A). Elles sont représentées en fonction de la distance source-récepteur (offset) ; le repère utilisé est donc un repère (x,t) qui permet de visualiser les arrivées comme des hodochrones. L'origine (0,0) correspond au tir (*shot gather* en MCS)

Afin de visualiser plus rapidement la vitesse d'une phase, on utilise une vitesse de réduction pour la visualisation des données

On applique la vitesse de réduction aux données selon la formule suivante :

$$t_r = t - \frac{x}{v_r} \quad (3.4)$$

avec t_r le temps réduit (s), t le temps réel (s), x l'offset (km) et v_r la vitesse de réduction (km/s).

Une onde se propageant dans une couche avec une vitesse apparente égale à la vitesse de réduction a ainsi un hodochrone horizontal.

La figure 3.10 montre un exemple de tracés de rais dans différentes couches d'un modèle simple avec des couches horizontales ayant toutes un gradient de vitesses positif. L'hodochrone des ondes directes est une parabole centrée sur l'offset 0 km et concave vers le bas dans la représentation que l'on a choisie ici (temps croissant vers le bas). Toujours dans cette représentation (figure 3.10), les hodochrones des ondes réfléchies sont concaves vers le bas et celles des ondes réfractées sont concaves vers le haut.

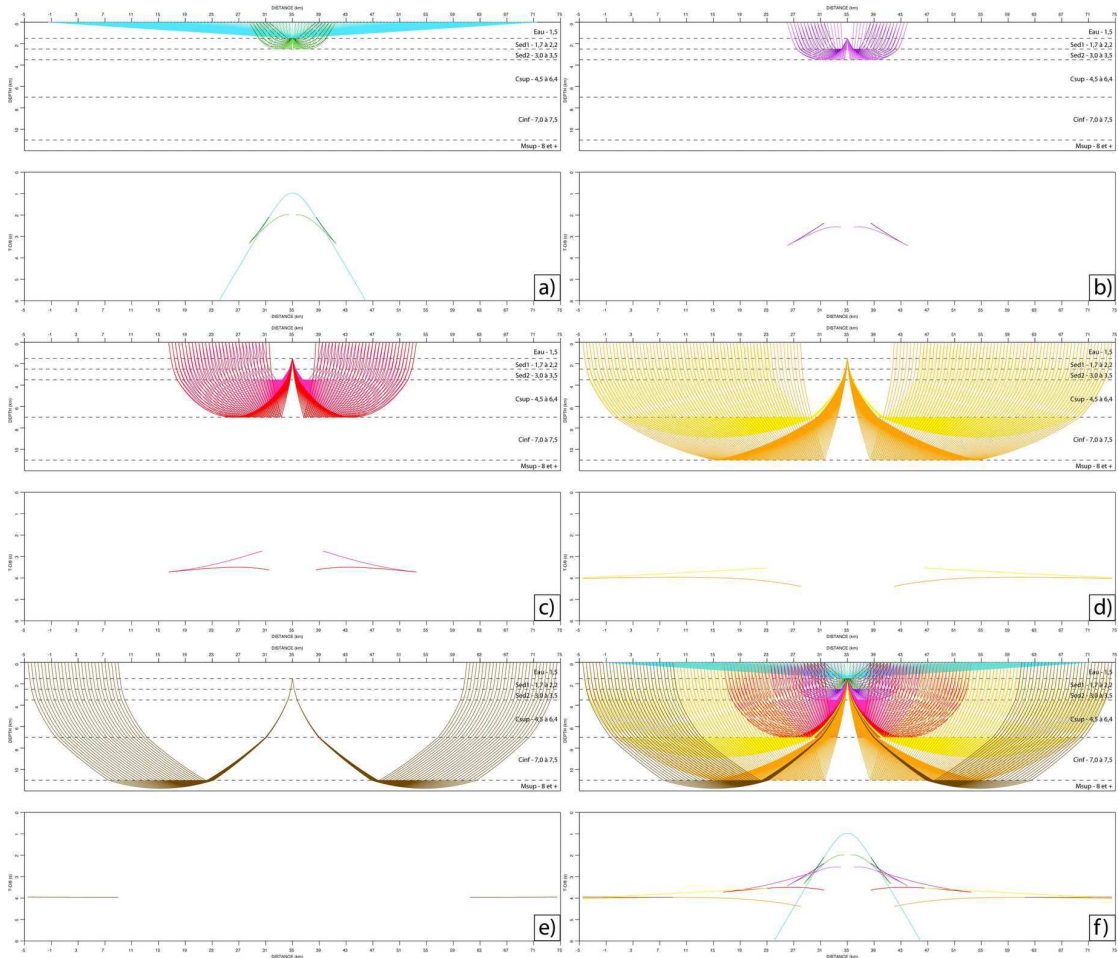


FIG. 3.10: Tracés de rais et hodochrones dans un modèle composé de couches horizontales ayant chacune un gradient de vitesses. Le modèle est composé d'une couche d'eau, de deux couches de sédiments : la première faiblement compactée et la seconde plus compactée, donc avec des vitesses plus fortes ; une croûte supérieure et une croûte inférieure ; puis du manteau supérieur où la vitesse des ondes P est généralement de 8 km/s. La vitesse de réduction appliquée à la visualisation des hodochrones est 8 km/s.

- a) Rais et temps d'arrivées pour les ondes directes propagées dans l'eau (turquoise), réfractées dans les sédiments supérieurs (vert foncé) et réfléchies au toit des sédiments compactés (vert clair).
- b) Rais et temps d'arrivées pour les ondes réfractées dans les sédiments compactés (violet) et réfléchies au toit du socle, ou de la croûte supérieure (mauve).
- c) Rais et temps d'arrivées pour les ondes réfractées dans la croûte supérieure (fuschia) et réfléchies sur l'interface entre la croûte supérieure et la croûte inférieure (rouge).
- d) Rais et temps d'arrivées pour les ondes réfractées dans la croûte inférieure (jaune) et réfléchies sur le Moho (orange).
- e) Rais et temps d'arrivées pour les ondes réfractées dans le manteau supérieur (marron). Les hodochrones sont bien horizontales.
- f) Compilation des rais et temps d'arrivées pour toutes les couches.

3.2.2 La visualisation des données (Yilmaz, 1987)

Les données de sismique enregistrées par les récepteurs sont constituées de plusieurs signaux dont celui issu de la géologie, que l'on souhaite obtenir comme impulsionnel, c'est-à-dire, sans les bruits provenant de l'acquisition. Les autres signaux proviennent de la signature de la source, du filtre d'enregistrement, des réflexions à la surface, de la réponse du récepteur, du bruit ambiant et de toutes les sortes de multiples et oscillations que l'onde peut produire. Il brouillent le signal et le rendent parfois très difficile à exploiter.

Les types de bruits rencontrés sont principalement de deux types : les bruits basse-fréquence qui sont traités avec un filtre passe-bande, et les bruits périodiques, qui sont traités par déconvolution.

Il est alors nécessaire de nettoyer ce signal afin d'en extraire – dans un cas idéal – uniquement le signal issu de la géologie. Il est aussi utile d'amplifier les données acquises à offsets élevés (application d'un gain sur les données) afin de compenser l'atténuation du signal avec la distance.

Le filtre passe-bande

Afin d'éliminer les bruits basses fréquences (onde de surface) et hautes fréquences (bruit ambiant) présents sur les données de sismique, il est nécessaire d'utiliser un filtre passe-bande.

Un filtre passe-bande est défini par un spectre d'amplitude (figure 3.11). L'amplitude du signal est donc fonction de sa fréquence.

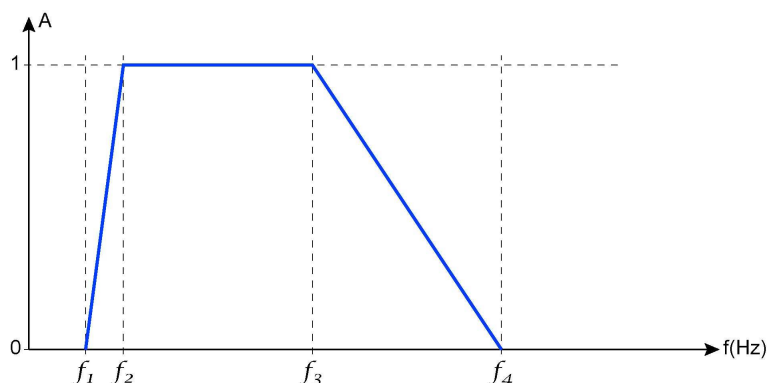


FIG. 3.11: Le spectre d'amplitude. f_1 et f_4 sont appelées « fréquences de coupure ». Les annotations f_1 , f_2 , f_3 et f_4 correspondent à celles utilisées dans le texte par la suite.

En pratique, on définit ce spectre d'amplitude par les 4 valeurs f_1 , f_2 , f_3 et f_4 que l'on choisit en fonction de fréquences que l'on veut éliminer du signal sismique. Il est recommandé d'utiliser des fréquences f_3 et f_4 assez différentes afin d'atténuer les hautes fréquences plutôt que de les éliminer et ainsi éviter les artéfacts.

Une bonne résolution temporelle est obtenue en utilisant un spectre d'amplitude large et un maximum de bruit est éliminé en utilisant un spectre étroit. Il s'agit donc de trouver une balance entre les deux pour obtenir le signal le mieux résolu.

Les données de certains OBS et de toutes les stations sismiques à terre nécessitent de l'utilisation d'un filtre passe-bande dans des assez basses fréquences (correspondant aux fréquences de la source sismique, paragraphe 3.1.3). Il permet d'exploiter les données trop bruitées (figure 3.12).

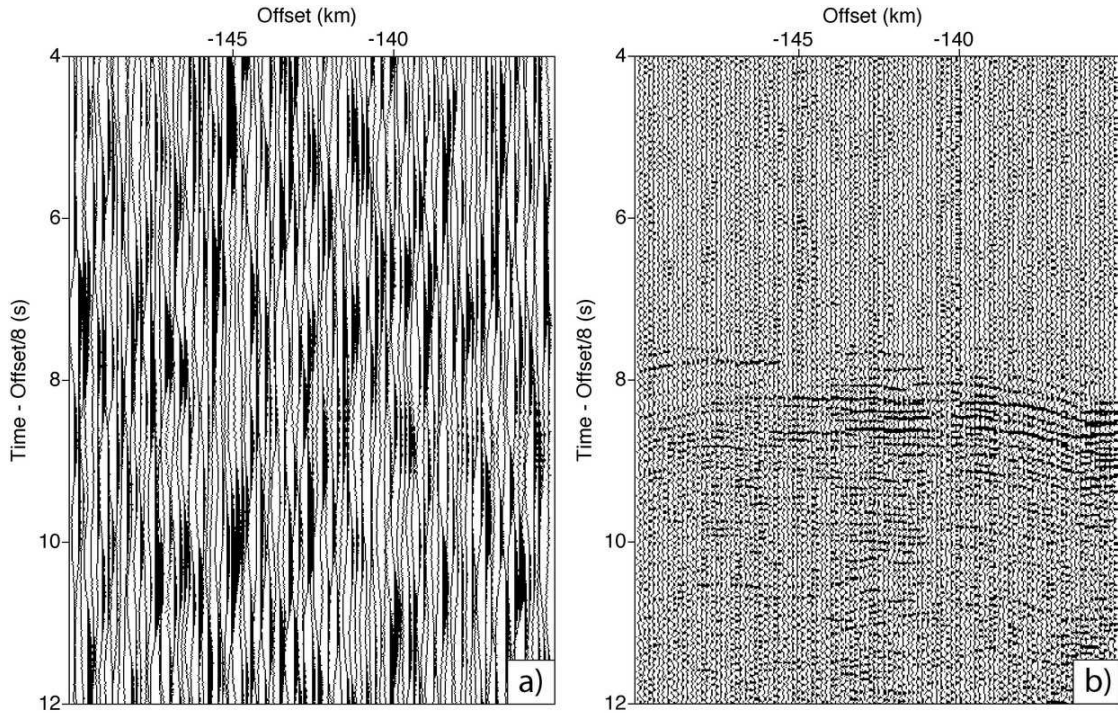


FIG. 3.12: Effet du filtre passe-bande sur les données. a) Données du sismomètre BAN sur la ligne 02 sans filtre appliqué. b) Mêmes données que a) filtrées avec un filtre passe-bande (f_1 , f_2 , f_3 et f_4 respectivement 3, 5, 15 et 25 Hz).

La déconvolution

La déconvolution est un processus qui améliore la résolution temporelle de la donnée sismique (figure 3.13). Elle est exécutée après un filtre passe-bande qui aura supprimé les bruits hautes et basses fréquences contaminant l'autocorrélation du signal.

Idéalement, la déconvolution doit compresser le signal et éliminer les multiples, ne laissant que le signal provenant de la géologie. Elle améliore ainsi la résolution et la clarté du signal.

On utilise ici la propriété de filtrage des événements périodiques par la déconvolution prédictive (*Wiener predictive error filtering*), le signal correspondant à la géologie étant considéré comme non-périodique.

Cependant, l'utilisation de la déconvolution s'appuie sur certaines hypothèses (Yilmaz, 1987, pp.108-109) qui ne peuvent pas toutes être satisfaites. En effet, on suppose que l'onde sismique est de phase minimum, ce qui n'est pas le cas en réalité. Cela implique un déphasage lors de la déconvolution qui provoque un décalage du signal dans le temps. Il permet toutefois de rendre les données lisibles, en présence d'un bruit fort et cohérent, porté par une fréquence dans la gamme des fréquences du signal. Ce décalage du signal sera absorbé par les incertitudes attribuées aux pointés lors de la modélisation.

Le gain

Les données sont atténuées avec la distance source-récepteur (divergence sphérique). En effet, la densité d'énergie d'un front d'onde se propageant dans un milieu homogène diminue proportionnellement à $1/r^2$, r étant le rayon du front d'onde. L'amplitude de l'onde étant proportionnelle à la racine carrée de la densité d'éner-

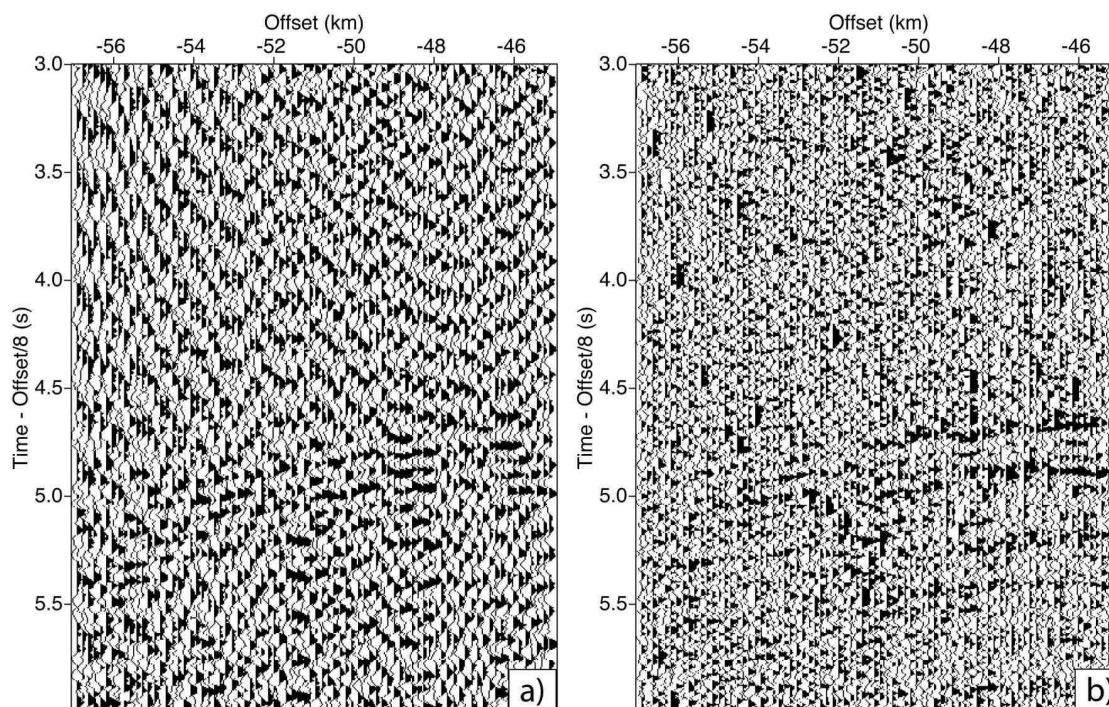


FIG. 3.13: *Effet de la déconvolution prédictive sur les données. a) Données filtrées de l'OBS 08 sur la ligne 01 non déconvoluées. b) Mêmes données que a) auxquelles une déconvolution prédictive a été appliquée.*

gie, elle diminue proportionnellement à $1/r$. En général, la vitesse augmente avec la profondeur, ce qui intensifie la divergence sphérique en fonction de la distance parcourue verticalement par le rai et donc de l'offset (les rais émergeant aux offsets les plus grands en premières arrivées sont généralement ceux qui ont pénétré les couches les plus profondes et plus rapides). On n'utilise pas de gain de type AGC (*Automatic Gain Control*) car cet outil d'imagerie ne respecte pas les amplitudes le long de la trace. Par exemple, il peut rendre certaines arrivées bien nettes (sans AGC) indiscernable d'arrivées plus atténuées, ce qu'il faut éviter en sismique réflexion (il est important de pouvoir distinguer les phases réfléchies qui sont plus tardives). On applique alors uniquement un gain sur les amplitudes en fonction de l'offset afin de pallier cette atténuation (figure 3.14).

3.2.3 La modélisation des données de sismique grand-angle (Zelt & Smith, 1992 et Zelt, 1999)

Le travail de modélisation des données de sismique grand-angle s'effectue en plusieurs étapes (figure 3.15).

Ce travail consiste à construire un modèle de vitesse de propagation des ondes P en fonction (1) des temps de propagation des rais sismiques, et (2) de la géométrie d'acquisition (position de la source et distance source-récepteur). Généralement, les premières arrivées (ondes compressives, dites P) permettent de différencier plusieurs phases sismiques, caractérisant une succession de couches \pm horizontales et de vitesse homogène.

Après avoir préparé les données (cf. annexe A) et effectué des pointés préliminaires sur ces données, on construit un modèle de vitesses permettant de rendre compte des données tout en satisfaisant la stratégie que l'on a adoptée.

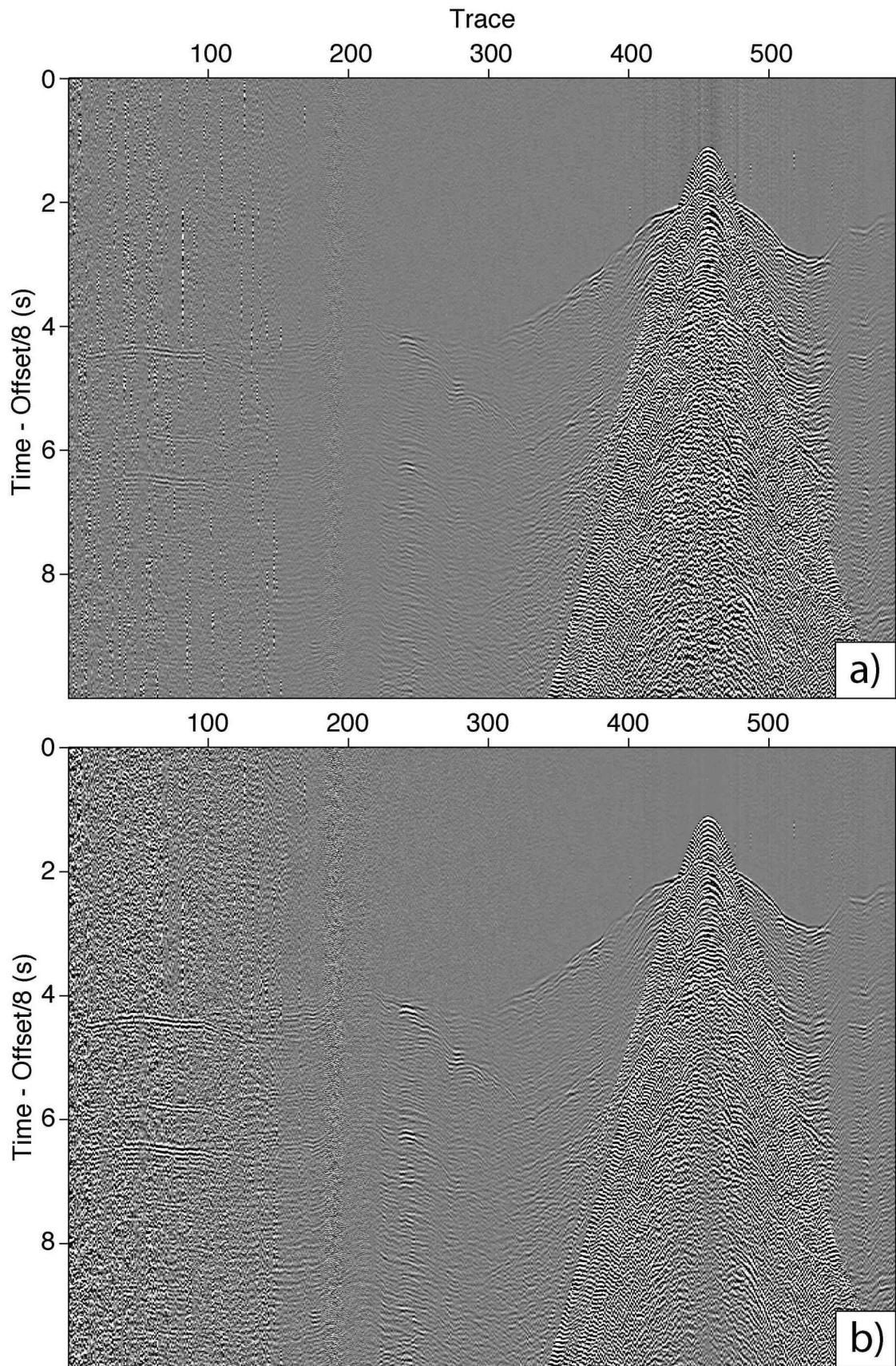


FIG. 3.14: *Effet du gain sur les données. a) Données de l'OBS 03 sur la ligne 02 sans gain. b) Mêmes données que a) avec un gain en fonction de l'offset.*

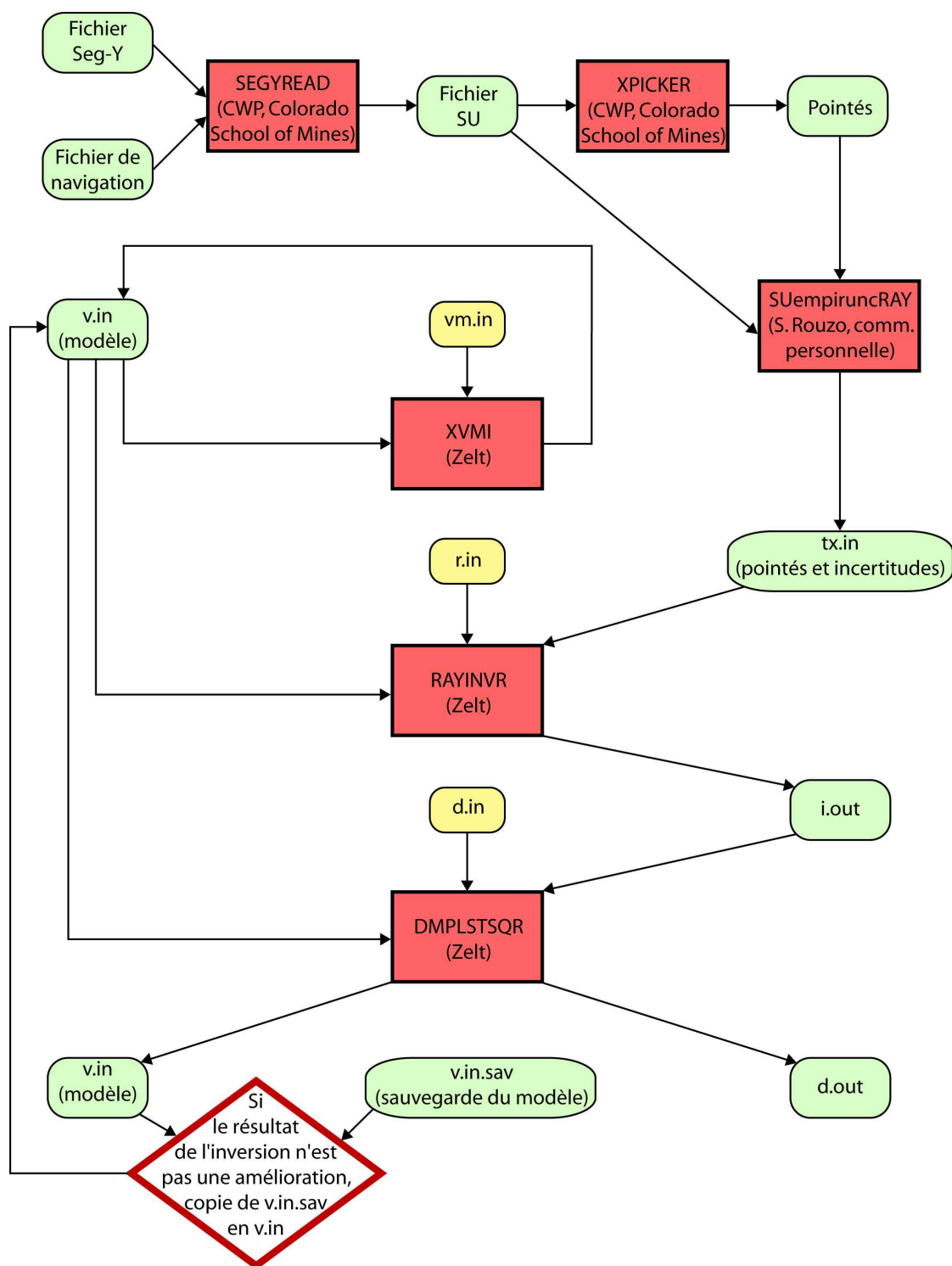


FIG. 3.15: Organigramme pour la modélisation des données de sismique réfraction. En rouge : les programmes, en vert : les fichiers contenant des données en entrée ou en sortie du programme, et en jaune : les fichiers de paramètres concernant l'exécution des programmes.

Les données exploitées pour le travail de modélisation sont les temps d'arrivées d'évènements enregistrés par les récepteurs. Différents types d'évènements sont utilisés sur une section sismique : l'onde directe, les réfléchies et les réfractées.

A l'échelle de notre étude (profils de l'ordre de 100 à 200 km de longueur), la courbure de la Terre est négligée. Elle est considérée comme une succession de couches planes de vitesses homogènes et d'épaisseurs variables.

Le choix de l'approche et de la stratégie de modélisation

Il existe *a priori* plusieurs modèles de vitesse qui satisfont aux observations.

L'approche utilisée pour la modélisation (« *minimum parameter* » (Zelt, 1999)) consiste à construire un modèle minimaliste, avec le moins de paramètres (nœuds définissant les vitesses et les interfaces) et d'informations *a priori* possible afin que le modèle reste ouvert à l'interprétation.

La stratégie utilisée pour la modélisation est appelée « couche par couche » (*layer-stripping*, Zelt, 1999) : après avoir identifié les phases sismiques relatives à la couche considérée, on modélise les vitesses et épaisseurs jusqu'à obtenir un bon ajustement des temps d'arrivées synthétiques sur les observés. On procède ainsi du haut vers le bas, des sédiments vers le manteau supérieur. Cet ajustement est satisfaisant lorsque le χ^2 associé est égal à 1 (Bevington, 1969). Le χ^2 , distance quadratique moyenne entre les temps observés et calculés, est défini selon la relation suivante :

$$\chi^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{t_{obs}(i) - t_{calc}(i)}{\sigma(i)} \right)^2 \quad (3.5)$$

avec N le nombre de pointés calculés, $t_{obs}(i)$ le temps d'arrivée pointé, $t_{calc}(i)$ le temps d'arrivée calculé (synthétique) et $\sigma(i)$ l'incertitude attribuée au pointé.

Les temps d'arrivées synthétiques sont calculés lors de l'exécution de Rayinvr (Zelt & Smith, 1992), qui effectue le tracé de rais dans le modèle de vitesses. Le principe du tracé de rais est une recherche des rais sismiques qui émergent aux abscisses des tirs pointés.

Si le χ^2 est supérieur à 1, le modèle n'explique les données que de manière incomplète ; s'il est inférieur à 1, il y a sur-interprétation des données, c'est-à-dire que trop de détails ont été introduits dans le modèle considérant le degré de précision associé aux données $\sigma(i)$. Dans ce cas, cela revient à privilégier une solution particulière au détriment de toutes les autres.

Le pointé et l'attribution des incertitudes correspondantes

Les pentes des évènements observés sur les sections sismiques sont liées aux vitesses des milieux dans lesquels les ondes se sont propagées (cf. paragraphe 3.2.1 et figure 3.9). On définit alors les phases principales par ces changements de vitesses.

Les phases sont pointées, des offsets les plus faibles aux plus grands, en faisant en sorte qu'elles soient les plus longues possibles (figure 3.16). En effet, dans une optique de simplicité du modèle, on doit tenter d'expliquer les données avec le moins de couches possible (et donc le moins de phases).

Le fait de pointer les ondes réfléchies (en secondes arrivées, plus difficiles à identifier) permet de guider la détermination des phases réfractées (premières arrivées, plus claires).

Chaque pointé est entaché d'une erreur, dont l'origine peut être diverse (précision du pointé, erreur d'interprétation de la phase, effets de déphasage lors de

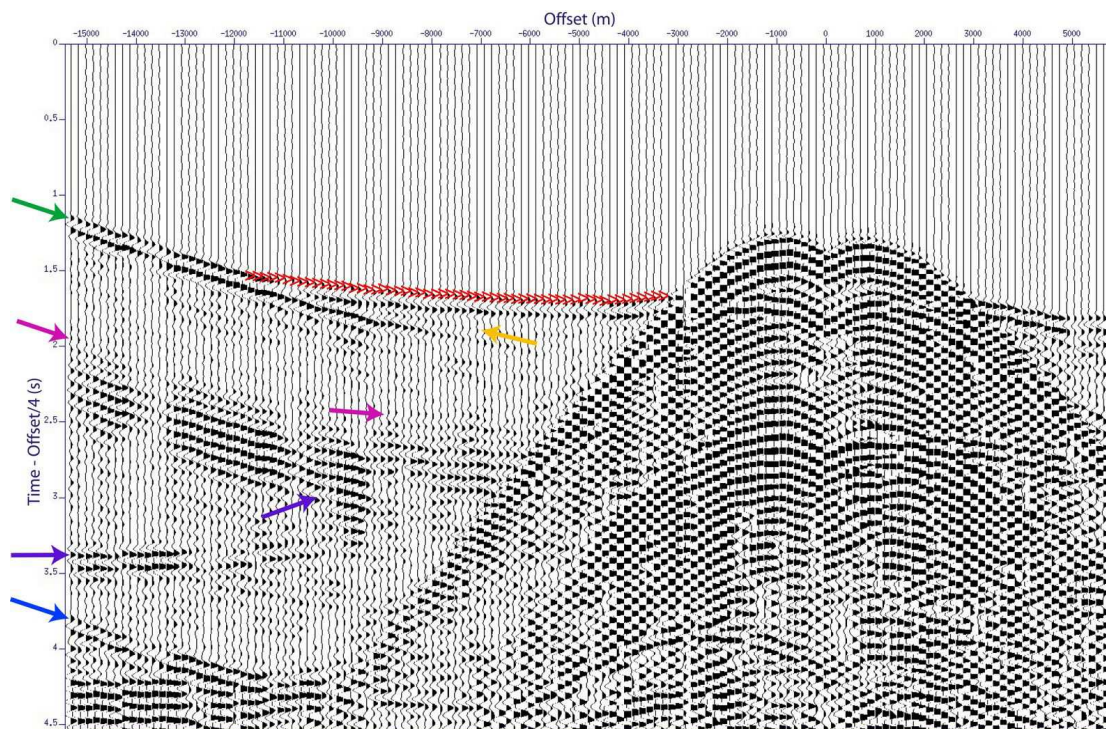


FIG. 3.16: Pointé d'une phase avec Xpicker (SU). Les données représentées ici sont extraites de l'OBS 17 sur la ligne 01. La vitesse de réduction appliquée est de 4 km/s, ce qui signifie que la vitesse apparente de la couche pointée (> rouges) est proche de 4 km/s (les pointés sont à peu près à l'horizontale). Un filtre passe-bande est appliqué afin de rendre le signal plus cohérent en réduisant le bruit. On a arrêté le pointé de la phase là où l'on peut voir clairement apparaître une nouvelle phase de vitesse apparente plus importante (flèche verte) avec une phase réfléchie associée (flèche jaune). On peut aussi observer sur cette section : un multiple (flèche bleue) et des ondes P converties en S (flèches violettes pour les converties en phase descendante, PSS, et flèches roses pour les converties en phase ascendante, PPS, annexe B.).

l'application d'un filtre et/ou d'une déconvolution, etc.). C'est pourquoi il est nécessaire de définir un intervalle dans lequel toute valeur est acceptable : l'incertitude sur le pointé.

Une incertitude est attribuée à chaque pointé grâce à une relation empirique qui relie le rapport signal sur bruit et l'incertitude (tableau 3.4, Zelt & Forsyth, 1994).

Construction du modèle de vitesses

La construction du modèle de vitesses s'effectue par modélisation directe (*forward modeling*). Elle est plus laborieuse que l'inversion (*inverse modeling*), mais elle permet à l'utilisateur d'aboutir à un modèle géologiquement justifiable. La modélisation directe est cependant une forme d'inversion « manuelle » des temps d'arrivées alors que l'inversion est automatique.

La première interface est la surface de l'eau (et éventuellement la topographie). La seconde interface est définie par la bathymétrie, elle délimite alors la première couche du modèle : l'eau (vitesse des ondes P = 1,5 km/s). La seconde couche du modèle est délimitée par les pointés du socle acoustique (J. Autin) et les vitesses

TAB. 3.4: Attribution des incertitudes (σ) sur les pointés proposée par Zelt & Forsyth (1994). Le rapport signal/bruit sur le pointé (r) est défini par la racine carrée de l'énergie de la tracé sismique dans une fenêtre de 250 ms de part-et-d'autre du pointé.

r	σ (ms)
> 10	20
> 4	35
> 2	50
> 1,75	75
> 1,5	100
$\geq 1,5$	125

attribuées à cette couche sont les vitesses d'intervalles obtenues à partir de l'analyse de vitesses sur les données de sismique réflexion coïncidentes (si disponibles). Ce socle acoustique correspond à un réflecteur très marqué qui délimite le plus souvent la base des sédiments post-rift ou syn-rift (selon les grabens). Le pointé d'une interface claire entre deux types de sédiments sur les données de sismique réflexion peut parfois être ajouté dans le modèle de vitesses si elle permet d'expliquer certaines arrivées.

Idéalement, on recherche la réfléchie grand-angle et la réfractée associées.

Une fois la partie supérieure du modèle effectué et les premières phases pointées et modélisées, la stratégie *layer-stripping* exige que l'on modélise la couche sous-jacente. Il s'agit alors de pointer les réfléchies (si possible) et les réfractées associées à cette nouvelle couche et de les modéliser (allers et retours entre tracé de rais et modification du modèle). Il est parfois nécessaire de revenir sur le choix d'une identification de phase, notamment en raison de fortes hétérogénéités latérales dans le modèle pouvant conduire à une mauvaise identification.

L'inversion (processus automatique) peut parfois être utilisée lorsque la structure du modèle est bien définie pour calculer les meilleures valeurs pour les nœuds de vitesses, c'est-à-dire pour affiner le χ^2 .

Au final, le modèle de vitesses doit être construit avec le moins de paramètres possibles (mises à part les interfaces du fond de l'eau et du socle acoustique), et le χ^2 calculé pour l'ensemble des arrivées doit être le plus proche possible de 1 (exemple figure 3.17).

Estimation des incertitudes afférentes au modèle de vitesses

Les statistiques

Il est important de toujours indiquer les statistiques associées à un modèle, au minimum le nombre de pointés (N) et le χ^2 afin de montrer au lecteur un degré de contrainte sommaire du modèle. Le mieux est de faire un tableau présentant les statistiques pour chaque phase avec les écarts quadratiques moyens entre les temps d'arrivées pointés et calculés (t_{rms} , en secondes) et éventuellement l'incertitude moyenne sur les pointés associée à chaque phase (σ_{moy}).

Ainsi, un N élevé garantit une certaine redondance de l'information et une χ^2 de 1 montre que cette information a été extraite.

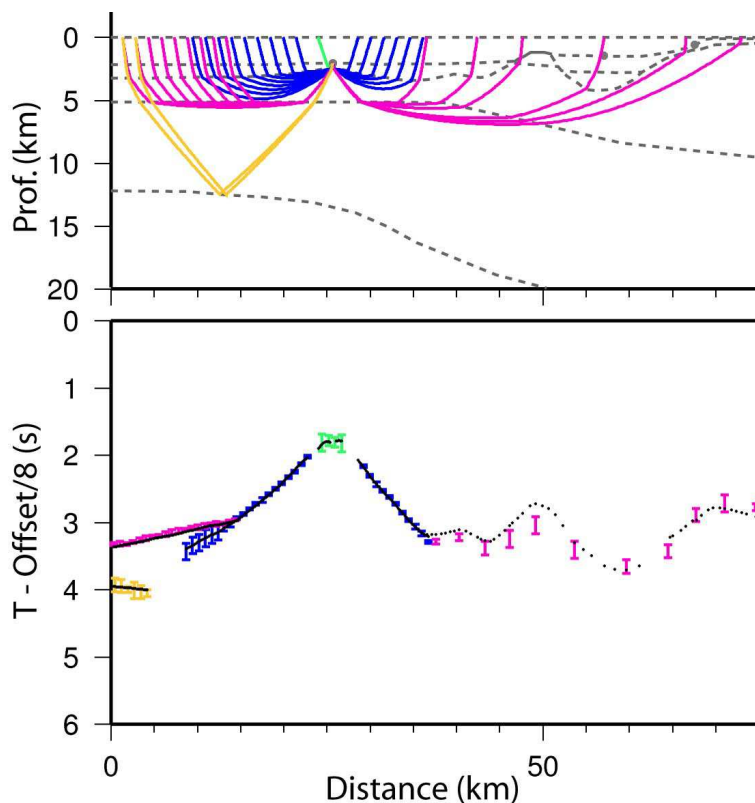


FIG. 3.17: *Tracé de rais de l'OBS 17 dans le modèle de la ligne 01 (en haut) dont les interfaces sont représentées par les lignes tiretées grises, et pointés observés et modélisés (en bas) représentés avec une vitesse de réduction de 8 km/s. Les différentes couleurs (rais et pointés) correspondent aux différentes phases identifiées : vert clair pour les ondes P réfléchies en base des sédiments, bleu foncé pour les réfléchées dans la croûte supérieure, fushia pour les réfléchées dans la croûte inférieure et orangé pour les réfléchées sur le Moho. Les hauteurs des pointés correspondent à leurs incertitudes variables attribuées selon (Zelt & Forsyth, 1994) et les points noir sont les valeurs modélisées ($N = 344$ et $\chi^2 = 1,504$).*

Tracé de rais

La présentation du tracé de rais dans le modèle de vitesses permet de visualiser la couverture des rais (exemples figures 3.10 et 3.17). En effet, le modèle est mieux contraint dans les zones où la couverture par les rais est dense. Et en particulier, une interface est bien contrainte là où se réfléchissent des rais sismiques.

Une bonne représentation du tracé de rais est de l'effectuer couche par couche (pour une couche : les rais qui s'y réfractent et les rais qui se réfléchissent à sa base) pour tous les OBS situés sur le profil, et de l'accompagner d'un diagramme représentant les temps d'arrivées synthétiques et observés (avec leurs incertitudes).

Incertitude sur un nœud de vitesses

Le programme F-test (C. Zelt) permet de quantifier la différence entre deux modèles en fonction de leur nombre de temps d'arrivées modélisés (N) et de leur χ^2 respectifs. On teste ainsi certains paramètres du modèle (profondeur du Moho, vitesses dans la croûte, etc.) en les modifiant petit à petit jusqu'à ce que le résultat de F-test soit positif (modèles de référence et modifié significativement différents).

Ce test est à effectuer sur les valeurs (vitesses, profondeurs, etc.) en positif et

en négatif pour estimer l'erreur absolue, il est donc long à mettre en œuvre. C'est pourquoi on ne l'effectue que sur les paramètres clés.

Résolution du modèle

La résolution du modèle est évaluée en inversant (automatiquement) les nœuds de vitesses du modèle. Le programme *Dmplstsqr* (C. Zelt) calcule l'erreur et la résolution pour chaque nœud inversé. Ces valeurs de résolution sont donc récupérées pour chaque nœud de vitesse afin d'évaluer où le modèle est bien contraint (résolution $> 0,5$) ou non. Il s'agit d'une sorte d'évaluation du nombre de rais qui contraignent la valeur d'un paramètre du modèle ; en effet, la résolution chute dans les régions du modèle peu couvertes par les rais. Cette résolution évalue aussi la pertinence de chaque paramètre individuellement. Réduire le nombre de paramètres en conservant un χ^2 de 1 augmente cette résolution.

Résolution liée au signal

La résolution correspond à la distance minimale nécessaire entre deux hétérogénéités pour pouvoir les distinguer l'une de l'autre (figure 3.18).

Ce type d'incertitude est lié au caractère ondulatoire du signal. En effet, l'onde sismique visible sur une section sismique a une certaine durée qui limite la résolution verticale du signal (définie comme le quart de la longueur d'onde dominante) (Yilmaz, 1987, équation 3.6).

$$R_v = \frac{\lambda}{4} = \frac{v_p}{4f} \quad (3.6)$$

avec R_v la résolution verticale (m), λ la longueur d'onde du signal (m), v_p la vitesse de l'onde P (m/s) et f la fréquence du signal (Hz). La longueur d'onde augmente avec la vitesse, et donc avec la profondeur. Ainsi, plus un objet est profond, moins il est résolu. La résolution horizontale (Yilmaz, 1987, équation 3.7) est définie comme l'intersection entre l'onde sphérique et le plan réflecteur à l'arrivée du front d'onde suivant distant d'un quart de longueur d'onde (première zone de Fresnel, figure 3.18).

$$R_h \approx \frac{v_p}{2} \sqrt{\frac{t}{f}} \quad (3.7)$$

avec R_h la résolution horizontale (m) et t le temps de trajet (s).

Appliquées aux ondes réfléchies de la sismique réfraction, les résolutions verticales et horizontales au Moho pourrait être respectivement de l'ordre de 500 et 2500 mètres.

3.2.4 Modélisation des données gravimétriques

Parce qu'il existe une relation relativement univoque entre la vitesse de propagation sismique et la densité, la modélisation gravimétrique permet la vérification des résultats de la sismique réfraction.

Dès 1957, Nafe & Drake proposent une relation paramétrique reliant les vitesses et les densités avec la profondeur basée sur le milieu sédimentaire (figure 3.19).

Il existe cependant plusieurs relations entre la vitesse des ondes P et la densité (figure 3.20). Elles sont applicables à différentes situations (roches sédimentaires, cristallines, etc.). La courbe noire en figure 3.20, issue de Ludwig *et al.* (1970), est applicable sur toute la gamme de vitesses de notre étude.

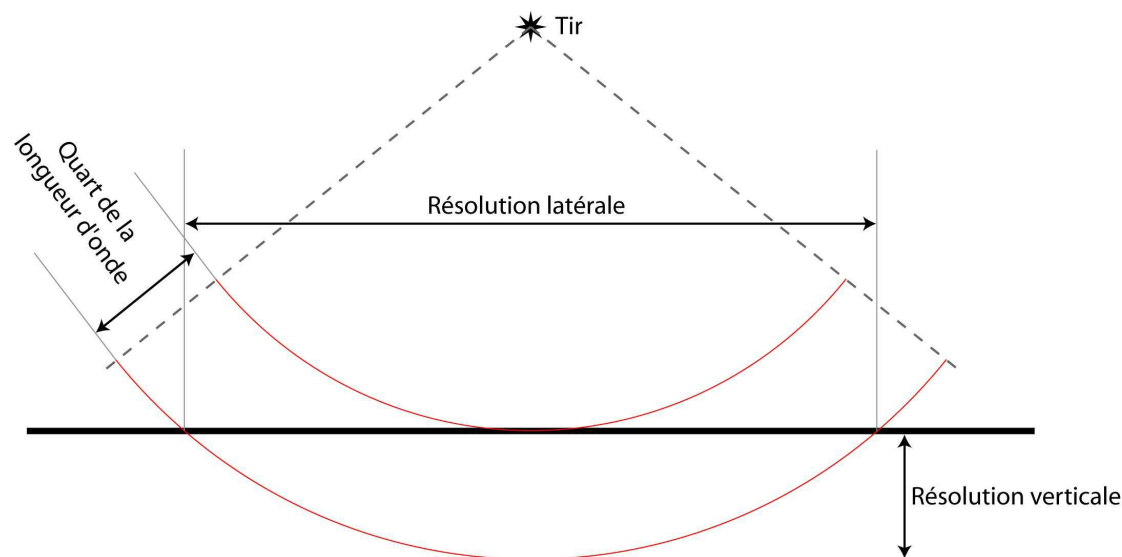


FIG. 3.18: Résolution latérale et horizontale à offset nul.

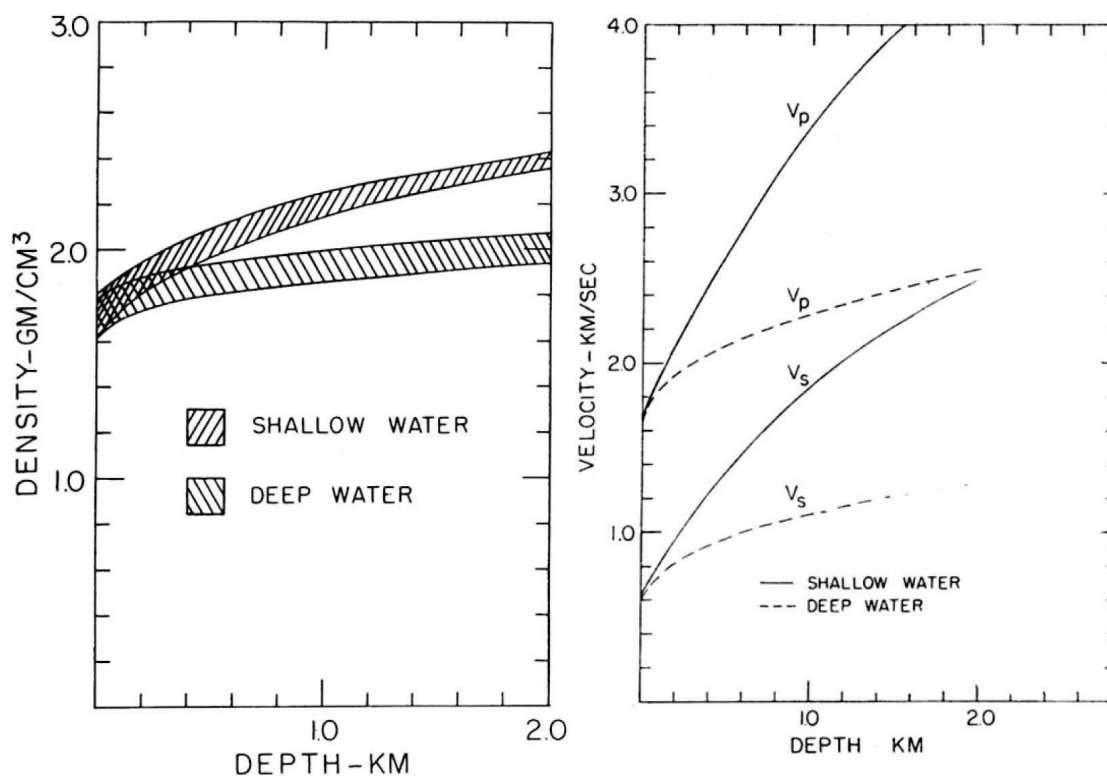


FIG. 3.19: Variations de la densité (à gauche) et de la vitesse des ondes P (à droite) avec la profondeur pour des sédiments peu profonds (colonne d'eau haute de moins de 200 m.) et fortement profonds (colonne d'eau de plus de 2500 m., Nafe & Drake, 1957). Les vitesses des ondes P sont issues de travaux de sismique réfraction et les vitesses des ondes S ont été calculées à partir des V_p grâce à une relation entre les vitesses et la porosité.

Cette relation utilisée lors de la conversion du modèle de vitesses en densités est décrite par :

$$\rho = -0.6997 + 2.2302v_p - 0.598v_p^2 + 0.07036v_p^3 - 0.0028311v_p^4 \quad (3.8)$$

Avec ρ la densité et v_p la vitesse des ondes P. Cette relation est valide pour des

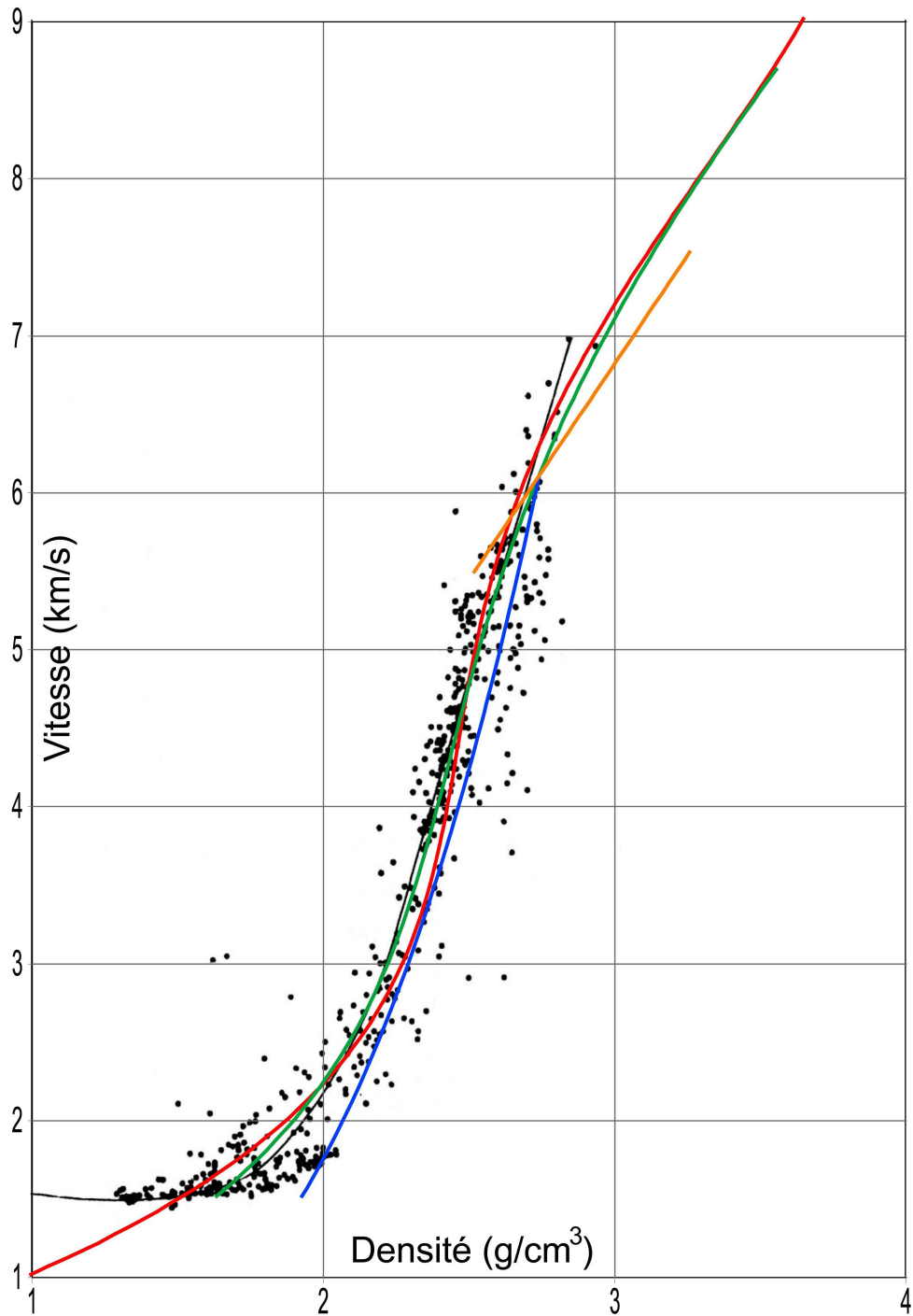


FIG. 3.20: Comparaison entre les relations vitesses des ondes P - densités. Les courbes sont présentées uniquement dans leur domaine de validité. En noir, données de vitesses des ondes P en fonction de la densité, extrait de Nafe & Drake (1961). La plupart des valeurs sous 2 km/s proviennent d'observations sur des sédiments océaniques, les autres points sont tirés de relations entre porosités et vitesses ou densités calculées à partir d'une compilation de données publiées (auteur cité dans Nafe & Drake (1961)). La courbe rouge correspond à la relation de Ludwig et al. (1970) (équation 3.8), la courbe verte correspond à la relation calculée par Brocher (2005) à partir des données de Ludwig et al. (1970), la courbe bleue correspond à la relation empirique de Gardner et al. (1974) pour les roches sédimentaires, et la droite orange correspond à la relation de Christensen & Mooney (1995) pour les roches cristallines (domaine continental).

vitesses comprises entre 1 et 9 km/s (Ludwig *et al.*, 1970).

Les nœuds de vitesse du modèle sont convertis en densités selon la loi paramétrique proposée en 1970 par Ludwig *et al.* (équation 3.8). Ce modèle de densité est ensuite converti (C. Zelt) en parallélépipèdes de densités constantes.

Le calcul des anomalies gravimétriques repose sur la méthode de Talwani *et al.* (1959). Chaque polygone du modèle de densité produit une anomalie de gravité. Le profil d'anomalies synthétiques est alors la somme de ces contributions élémentaires en tout point du profil. L'anomalie gravimétrique peut alors être calculée en chaque point, et être comparée aux données.

Les valeurs d'anomalies gravimétriques observées et synthétiques doivent être en accord. Si un écart de conversion $V_p - \rho$ est nécessaire à l'ajustement des anomalies, il doit être justifié et commenté géologiquement.

Ces connaissances permettent d'exploiter les données acquises lors de la campagne Encens. Nous exposerons dans le chapitre suivant les résultats et interprétations de la modélisation des vitesses des ondes P et des anomalies gravimétriques dans la partie Ouest de la zone d'étude (zone couverte par le réseau des OBS-IRD, figure 3.3).

Structure profonde de la marge Nord-orientale du golfe d'Aden

Ce chapitre est constitué de deux articles présentant les travaux effectués sur la marge Nord du golfe d'Aden oriental grâce aux données de sismique réfraction acquises lors de la campagne Encens pour l'article 1 et à l'ensemble des données géophysiques acquises lors des campagnes Encens-Sheba, Encens et Encens-Flux pour l'article 2.

4.1 Article 1 : La structure crustale de la marge Nord du golfe d'Aden orientale déterminée par la sismique réfraction (soumis à *Geophys. J. Int.*, mars 2010, en révision)

L'extension de la lithosphère continentale par des processus tectoniques et/ou magmatiques conduit à la rupture continentale, à la formation de marges conjuguées et à l'accrétion océanique. Les marges étirées sont classées en marges volcaniques ou non-volcaniques. La nature volcanique ou non-volcanique d'une marge est déterminée par la nature de la transition océan-continent, par la présence de magmatisme syn-rift et les épaisseurs crustales.

Le golfe d'Aden est un bassin océanique jeune séparant l'Arabie de la Somalie, dont l'accrétion a débuté il y a au-moins 17,6 Ma. Il est divisé en trois parties (occidentale, centrale et orientale) par une segmentation au premier ordre. La marge nord-orientale, située entre les zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra-Hadbeen, est elle-même segmentée au deuxième ordre (segments d'Ashawq-Salalah, de Taqah et de Mirbat). Notre étude est centrée sur le segment d'Ashawq-Salalah. La présence d'un volcan a été mise en évidence par une valeur de flux de chaleur élevée (environ 890 mW/m², Lucazeau *et al.*, 2009) et l'interprétation de la sismique réflexion (Autin *et al.*, 2010). Cette activité volcanique post-rift semble être reliée à une anomalie de fusion observée dans cette zone (Leroy *et al.*, 2010a; d'Acremont *et al.*, 2010).

La campagne Encens (Leroy *et al.*, Février-Mars 2006) a été en partie dédiée à l'acquisition de données de sismique réfraction et de gravimétrie sur la marge nord du golfe d'Aden oriental. Ces données nous ont permis de déterminer la structure profonde du segment de marge non-volcanique Ashawq-Salalah.

Les modèles de vitesse présentent la structure profonde du segment Ashawq-Salalah :

- Les sédiments sont modélisés en deux couches dont les vitesses varient de 1,6 à 2,5 km/s pour la couche la plus superficielle et atteignent 4,2 km/s dans les grabens les plus profonds. Leur épaisseur varie de 1 à 3 km. La base

des sédiments correspond au socle acoustique imagé par la sismique réflexion coïncidente (Autin *et al.*, 2010).

- La croûte est caractérisée par un fort contraste de vitesse avec les sédiments. La transition entre la croûte continentale et la croûte océanique se produit sur une distance d'environ 15 km. L'épaisseur de la croûte continentale est contrainte par des réflexions grand-angle jusqu'à environ 35 km de profondeur. La croûte océanique présente les structures en vitesse typiques des croûtes océaniques d'âge comparable (White *et al.*, 1992). Son épaisseur varie de près de 10 km au centre du segment à environ 5,5 km sur la zone d'accommodation entre de segment d'Ashawq-Salalah et le segment de Taqah.
- Un corps à vitesse et densité intermédiaires (7,6-7,8 km/s et 3,1 g/cm³) est imagé à l'interface entre la croûte et le manteau sous le domaine transitionnel. Son épaisseur atteint 5 km sous le volcan. le gradient vertical de vitesse est faible et les deux réflecteurs caractérisant le toit et la base de ce corps sont clairement imagés.
- Le manteau supérieur présente des vitesses et densités plus faibles (7,8-7,9 km/s et 3,10-3,25 g/cm³) que les valeur habituelles pour le manteau supérieur (8 km/s et 3,3 g/cm³).

Ces observations permettent de caractériser la structure profonde le long du segment d'Ashawq-Salalah :

- L'amincissement de la croûte continentale est abrupt (15-20 km d'amincissement sur une distance d'environ 50 à 100 km) ; le facteur d'amincissement varie entre 3,2 et 5,3, permettant à la croûte de devenir totalement cassante, l'eau peut ainsi percoler en profondeur et provoquer la serpentinisation du manteau supérieur.
- La transition océan-continent est étroite et présente une activité volcanique post-rift.
- La croûte océanique présente un épaissement important vers le centre du segment d'Ashawq-Salalah, ce qui implique une variation d'apport magmatique au niveau de la paléo-ride océanique.
- Un corps à vitesse et densité intermédiaires a été mis en évidence sous la marge. Il est interprété comme un corps mafique post-rift sous-plaqué ou intrudant la croûte inférieure. Son épaisseur, maximale à l'aplomb du volcan, permet de le relier à l'activité magmatique de la zone.

Ainsi, cette marge présente des traits caractéristiques des marges volcaniques (magmatisme) mais ils sont associés à une anomalie de fusion post-rift. De plus, le volcan et le corps mafique sont beaucoup moins importants que leurs équivalents le long des marges volcaniques. On en déduit que cette marge non-volcanique a été affectée par une anomalie de fusion qui a pu effacer les indices de serpentinisation (forts gradients verticaux de vitesses) que l'on observe fréquemment sur les marges non-volcaniques.

The crustal structure of the northeastern Gulf of Aden continental margin: insights from wide-angle seismic data

L. Watremez^{1*}, S. Leroy^{1,2}, S. Rouzo¹, E. d'Acremont¹, P. Unternehr³, C. Ebinger⁴,
F. Lucazeau⁵ and A. Al-Lazki⁶

¹ *ISTeP, UPMC Univ Paris 06, 75252 Paris Cedex 05, France*

² *ISTeP, CNRS - UMR 7193, France*

³ *Total, Exploration-Production, Geosciences, Paris La Defense 92078, France*

⁴ *Dept. Earth and Environmental Sciences, University of Rochester, U.S.A.*

⁵ *Geosciences Marines, IGP-CNRS, 4 place Jussieu, Paris Cedex 05 75252, France*

⁶ *University Sultan Qaboos, P.O. Box 50, Al-Khod, Muscat, PC123, Oman*

Accepted *date*. Received *date*; in original form *date*

SUMMARY

The wide-angle and gravity data of the Encens survey allow us to determine the deep crustal structure of the northeastern Gulf of Aden non-volcanic passive margin. The Gulf of Aden is a young oceanic basin that began to open at least 17.6 Ma ago. Its current geometry shows first and second order segmentation: our study focusses on the Ashawq-Salalah second-order segment, between Alula-Fartak and Socotra-Hadbeen fracture zones. Modelling of the WAS and gravity data (three profiles across and three along the margin) gives insights into the first and second order structures: (1) Continental thinning is abrupt (15-20 km thinning across 50-100 km distance). It is accommodated by several tilted blocks. (2) The ocean-continent transition (OCT) is narrow (15 km wide). The velocities modelling provide indications on its geometry: oceanic-type upper-crust (4.5 km/s) and continental-type lower crust (> 6.5 km/s). (3) The thickness of the oceanic crust decreases from West (10 km) to the East (5.5 km). This pattern is probably linked to a variation of magma supply along the nascent slow-spreading ridge axis. (4) A 5 km thick intermediate velocity body (7.6 to 7.8 km/s) at the crust-mantle interface below the thinned margin, the OCT and the oceanic crust. We interpret it as an underplated mafic body, or partly intruded mafic material emplaced during a “post-rift” event, according to the presence of a young volcano evidenced by heat-flow measurement (Encens-Flux survey) and multichannel seismic reflection (Encens survey). We propose that the non-volcanic passive margin is affected by post-rift volcanism suggesting that post-rift melting anomalies may influence the late evolution of non-volcanic passive margins.

Key words: Gulf of Aden – Non-volcanic Margin – Lower crustal body – Wide-angle Seismic – P-wave velocity – Gravity

1 INTRODUCTION

Continental break-up is an important process forming a new plate boundary. It proceeds by continental extension associated with magmatism and/or tectonic deformation and it leads to continental margins formation and oceanic spreading. Many fundamental questions remain unsolved about

* Corresponding author : louise.watremez@upmc.fr

the way the lithosphere evolves during the continental rifting and the effects of key parameters as crustal thickness, composition, extension rate and temperature on rift evolution.

Continental extension begins with extensional stresses applied to the lithosphere until it breaks apart, culminating in crustal rupture and the accretion of new oceanic lithosphere. Continental break-up is a complex process distributed in time and space (Péron-Pinvidic & Manatschal 2008). Realistic rheologies, inducing depth-dependent stretching and focussing the deformation, have been suggested to explain the evolution of the deformation during extension of the continental lithosphere (e.g. Brun & Beslier 1996; Davis & Kusznir 2004; Lavier & Manatschal 2006; Pérez-Gussinyé et al. 2003; Reston 2007; Huisman & Beaumont 2008).

Continental rifted margins are usually classified into volcanic and non-volcanic margins:

(1) Non-volcanic margins are characterized by a block-faulted basement, no clear evidence of magmatism during the rifting and a transition between the thinned continental crust and the oceanic crust (ocean-continent transition, OCT, e.g. Chian et al. 1995; Dean et al. 2000; Funck et al. 2003) of variable width (30 to 200 km) and ambiguous nature. A high seismic velocities structure can be observed in the OCT. On the West Iberia margin, drillings, dives and dredges have revealed serpentinized peridotites of a zone of exhumed continental mantle (Z.E.C.M.). The OCT have been interpreted as serpentinized peridotite in the Labrador sea (Chian et al. 1995) and the Newfoundland margins (Reid 1994). The limited magmatism of these non volcanic margins has been attributed to ultra-slow opening rates and cold mantle conditions (i.e. ragged oceanic crust).

(2) Volcanic margins are mostly characterized by seaward dipping reflectors (SDRs) related to tilted basalt floods (e.g. Mutter et al. 1982; Geoffroy 2005), a thick lower crust featuring a higher than normal velocity sometimes called underplating and a thick oceanic crust, (e.g. White & McKenzie 1989; Holbrook et al. 1994b). The very sharp transition between continental and oceanic domains occur below the SDRs (e.g. Mjelde et al. 2005, 2007) and some authors talk about a continent-ocean boundary (COB, e.g. Bauer et al. 2000; Hopper et al. 2003). Normal faults are observed on volcanic margins, but there is no well-organized tilted blocks (e.g. Veevers & Cotterill 1978; Menzies et al. 2002). The excess of melt leading to the large amount of effusive

and igneous material at the COB and early oceanic crust is primarily related to a high mantle temperature anomaly (Bown & White 1994; White & McKenzie 1989; Holbrook et al. 2001).

Thus, the volcanic or non-volcanic nature of a passive margin may be described by the OCT nature and crustal thicknesses. Multichannel seismic (MCS) provides a knowledge of the sedimentary cover and the basement structures. Wide angle seismic (WAS) and gravity data provide the crustal thicknesses and allow to indirect conclusions on the OCT nature. Thereby, geophysical observations at crustal scale are necessary to improve understanding of rifting processes and margins formation. MCS and WAS data have provided since several years crucial informations about the evolution of rifted margins, on crustal extension features such as block-faulted and low-angle detachment fault geometries (e.g. Horsefield et al. 1994; Chian et al. 1995; Funck et al. 2004; Lau et al. 2006; Greenroyd et al. 2008), geometry and distribution of magmatic material (e.g. Holbrook et al. 1994a,b; Hopper et al. 2003; Geoffroy 2005; Hirsch et al. 2009), the localization and suggested nature of the OCT. The accurate boundary location of the OCT and its nature are still discussed in areas where there is no samples.

Three second order segments are described between Alula-Fartak and Socotra-Hadbeen fracture zones (Fig. 1), with different geometries (Fig. 2). In this study, the WAS study focusses on the western second-order segment: Ashawq-Salalah segment. We present WAS and coincident MCS data that image structures formed during the rift leading to spreading evolution of the northeastern Gulf of Aden margin (see location map, Fig. 1). The velocity models show the great variability of the deep crustal structure of the Ashawq-Salalah segment up to the western edge of the Taqah one with velocity modeling complemented by the interpretation of the MCS joint profiles (Autin et al. 2010). In agreement with the MCS study, magmatism is evidenced below the OCT and oceanic crusts, suggesting a post-rift activity of the margin.

2 GEOLOGICAL SETTINGS OF THE GULF OF ADEN

The Gulf of Aden is a young oceanic basin which separates Arabia from Somalia (Fig. 1). It exhibits volcanic margins in the western part (Tard et al. 1991) related to the Afar hotspot activity and magma-poor margins in the eastern part (d'Acromont et al. 2005). The mean orientation of the

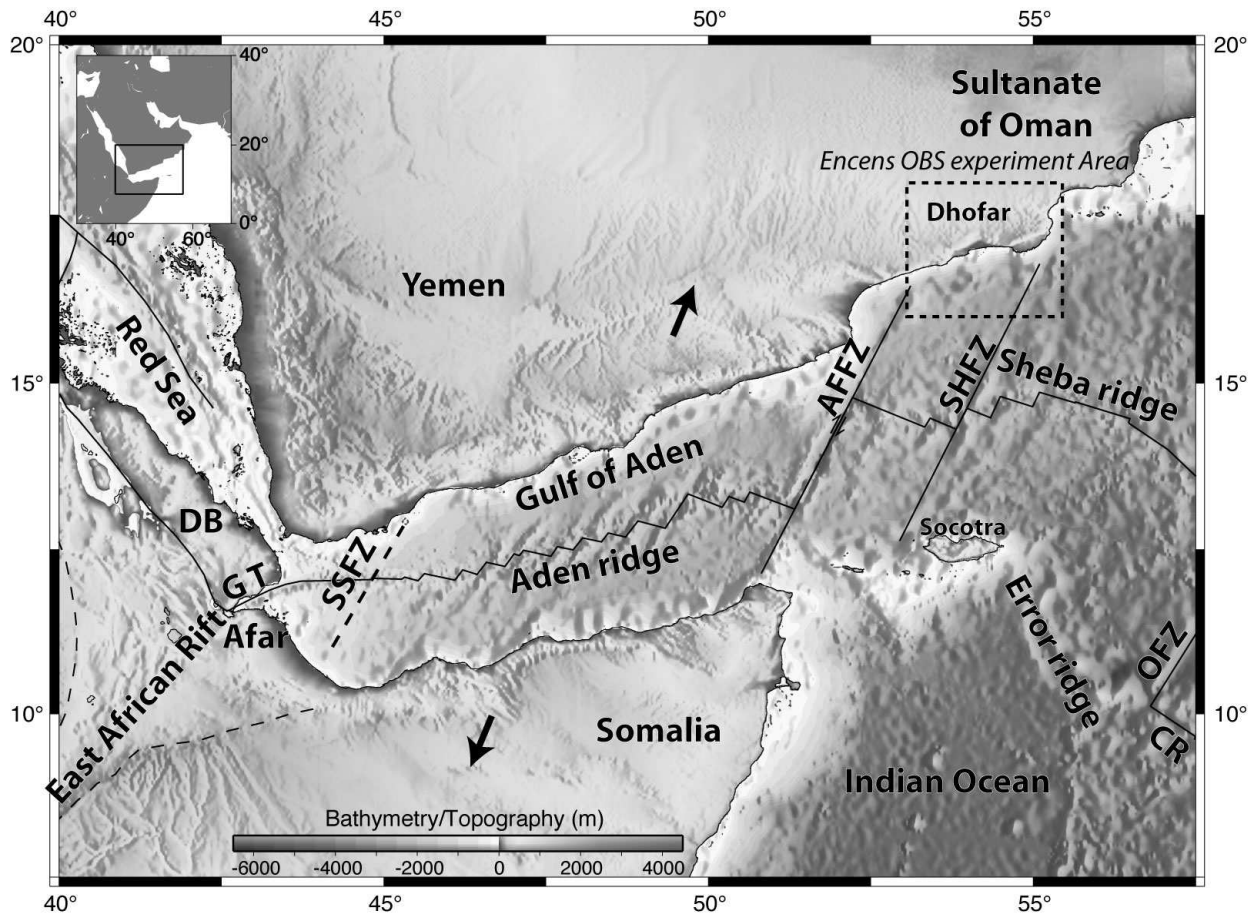


Figure 1. Location of the study area in the eastern Gulf of Aden. AFFZ: Alula Fartak fracture zone; CR: Carlsberg ridge; DB: Danakil Block; GT: Gulf of Tadjoura; OFZ: Owen fault zone; SHFZ: Socotra-Hadbeen fracture zone; SSFZ: Shukra el Sheik fracture zone. The direction of extension of the Gulf is highlighted by the black arrows, full extension velocity in the eastern part of the Gulf of Aden is about 2.34 cm/y (Jestin et al. 1994), and coastlines and oceanic spreading axis are underlined by continuous lines. Relief is compiled from SRTM topography data (Rodriguez et al. 2005) and Sandwell & Smith (1997) predicted bathymetry.

Gulf of Aden (N75°E), oblique to the direction of extension is N26°E induces a high segmentation of the margins.

Between the Gulf of Tadjoura and the Owen fracture zone, the spreading axis, named Sheba ridge then Aden ridge, is segmented by three main fracture zones, namely the Shukra-El-Sheik fracture zone, the Alula-Fartak and the Socotra-Hadbeen transform faults (Fig. 1). Spreading rates increase from West, close to the Shukra-el-Sheik discontinuity (1.6 cm/y, azimuth N025°E), to East between Alula-Fartak and Socotra-Hadbeen fracture zones (2.34, cm/y azimuth N027°E; Fournier et al. 2001; Vigny et al. 2006).

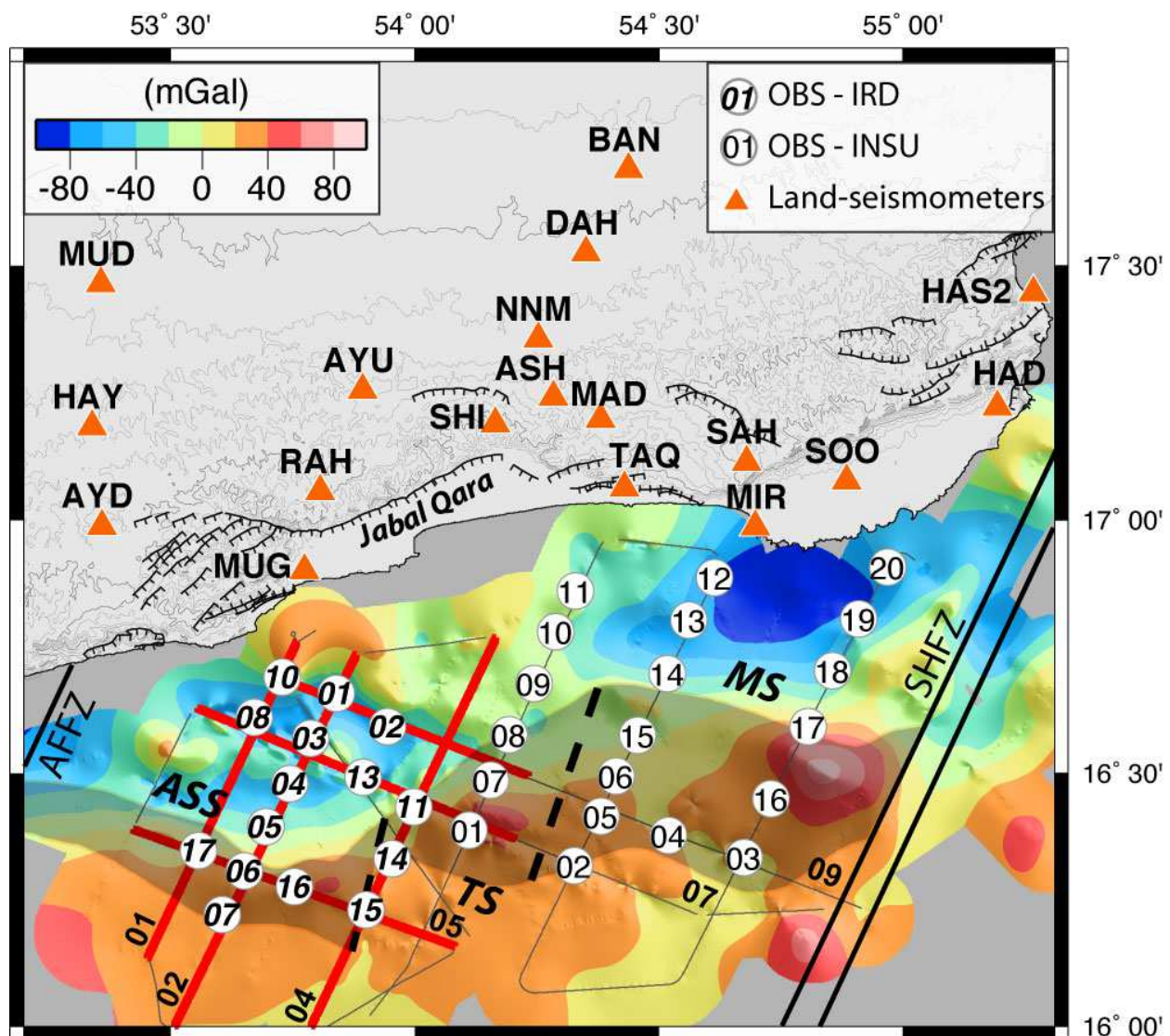


Figure 2. Free-air gravity anomaly map on the Oman margin with locations of OBS, land-stations and wide-angle seismic lines during the Encens experiment. Gravity data are 100 meters gridded from the Encens-Sheba and Encens experiments (Leroy et al. 2004, in review). Grey lines are wide-angle ship track; seismic lines shown in this study are located by red bold lines. AFFZ: Alula Fartak fracture zone; SHFZ: Socotra-Hadbeen fracture zone; ASS: Ashawq-Salalah segment; TS: Taqah segment; MS: Mirbat segment. Bold dashed lines are segments boundary. Location of the map is shown as a dashed rectangle on the regional map, Fig. 1. Shaded area is OCT inferred from the compilation of geophysical observations (for the Ashawq-Salalah segment; multi-channel/wide-angle seismics, magnetism and heat flow, Autin et al. 2010; Leroy et al. in review). OBS were provided by IRD and INSU institutions. IRD ones (thick numbers) were four components (geophone, vertical and two horizontals) and INSU were two components (geophone and vertical).

The rifting which starts 35 Ma ago (Roger et al. 1989; Bott et al. 1992; Watchorn et al. 1998), coincides with the climax of the Afar hotspot activity (Hofmann et al. 1997; Ebinger & Sleep 1998; Kenea et al. 2001) and the onset of the seafloor spreading occurred at least 17.6 Ma ago in the eastern part (Leroy et al. 2004; d'Acremont et al. 2006). Previous studies of the eastern Gulf of Aden, between Alula-Fartak and Socotra-Hadbeen fracture zones, show that the passive margins are non-volcanic (no SDRs are observed) and outcrops on-land (on Southern Oman in Dhofar and Socotra, Roger et al. 1989; d'Acremont et al. 2005; Bellahsen et al. 2006; Autin et al. 2010, Fig. 1).

The northeastern Gulf of Aden OCT inferred from seismic reflection data and magnetic and gravity data has been accurately re-mapped with the new dataset of MCS, WAS, gravity, magnetism and heat flow measurements recorded during the Encens and Encens-Flux cruises (Leroy et al. in review). The OCT is relatively narrow (< 15 km wide) in the Ashawq-Salalah segment (Autin et al. 2010) and widens toward the east in the Taqah (from 15 to 50 km) and Mirbat segment (50 km), and is characterized continentward by the last occurrence of syn-rift wedges of sediments, by a lowering of the free-air gravity anomaly continentward (Fig. 2), by generally a quiet magnetic zone with local anomalies, and by the oldest identified magnetic anomaly, oceanward. Autin et al. (2010) show that the formation of the OCT on this segment of the margin is the result of a long and complex interaction of tectono-metamorphic and magmatic events.

Crustal thicknesses of the Dhofar margin inferred offshore from gravity, and onshore from receiver function analysis, ranges from 36.6 km in the North and 25.6 km on the coastline to 16 km and less to 2 km in the deep part of the Northeastern Gulf of Aden (Leroy et al. 2004; d'Acremont et al. 2006; Tiberi et al. 2007). Crustal thinning is accommodated by several tilted blocks (d'Acremont et al. 2005; Autin et al. 2010; Leroy et al. in review) and onland, a thinning of about 11 km occurs in 30 km.

In the Ashawq-Salalah segment, a deep offshore volcano was discovered by a value of heat-flow as high as 890 mW/m² (Lucazeau et al. 2009) on the top of a volcano, imaged by MCS (Autin et al. 2010). The study of MCS profiles suggests that volcano is active after the continental break-up, during the post-rift (Autin et al. 2010) and at least until 100,000 years (Lucazeau et al.

2009). The late volcanic activity is proposed to be related to a melting anomaly observed in the western segment of the present-day Sheba ridge (d'Acremont et al. 2010) and explained by the channelized flow of Afar plume material along the Aden-Sheba ridges system (Leroy et al. 2010). These observations and the evidence of the presence of moltened upper-mantle beneath the Dhofar (Basuyau et al. 2010) tend to extend the influence of the Afar plume farther eastward into the Gulf of Aden than previously believed (e.g. Hébert et al. 2001).

3 DATA ACQUISITION AND MODELLING PROCEDURE

3.1 Encens cruise

One of the two part of the Encens cruise was dedicated to the WAS (Leroy et al., 2006). A total of 35 OBS and 21 land-seismometers recording ca. 8000 shots was deployed along six profiles parallel and perpendicular to the direction of opening (Fig. 2). Mean distance between OBS is 15 km (landstations records also contribute to receiver function analysis). OBS data are corrected for the clock drift during the deployment and positions are relocated to correct the possible drift during deployment through inversion of the direct waves arrival times.

The source consists in an array of airguns (a total volume of 138 l at immersion depth of 22 - 25 m) tuned so that the second pulse of each gun is synchronised, providing a powerful low-frequency source (“monobulle” source, Avedik et al. 1993). Shot interval is set to 150 meters using differential GPS positioning (approximately 1 minute at a speed of 5 knots).

The vertical component of the receivers is chosen for interpretation. Records are of very good quality (e.g. Fig. 3) and no particular processing is required except an offset-dependant gain. A few land-seismometers needed a gentle band-pass filtering to remove a low frequency noise. Distinct seismic events are identified at offsets up to 80 km (OBS) and 210 km (landstations).

3.2 Velocity modelling

The two-dimensional ray-tracing algorithm Rayinvr (Zelt & Smith 1992) is used to model the wide-angle seismic data. The model consists in a succession of layers of similar velocities (model parameters are velocity and interface nodes). Traveltimes of the P-waves are picked on records

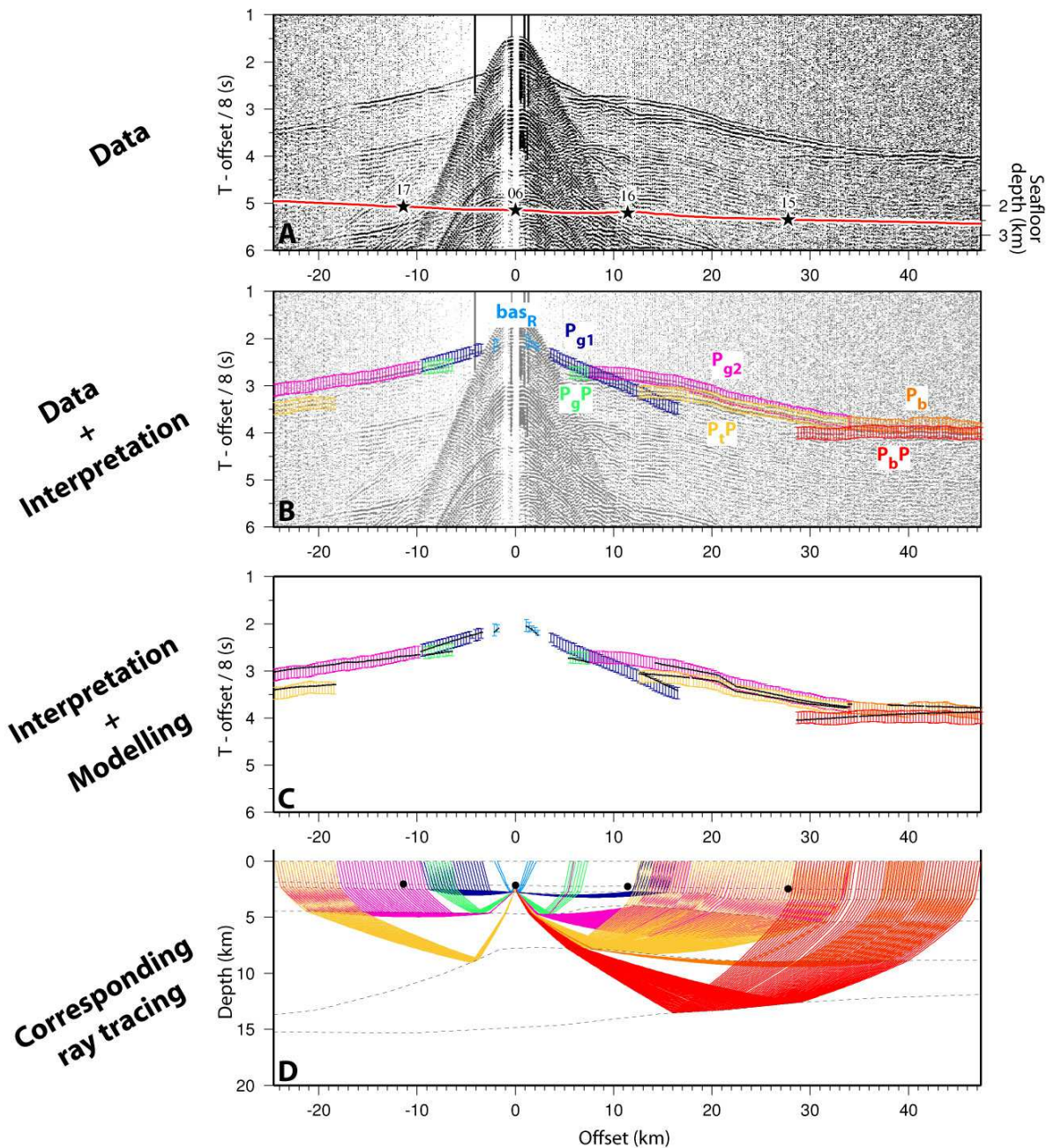


Figure 3. A) OBS 06 record of shots along ENCR05 profile. A reduction velocity of 8.0 km/s is applied. Red line corresponds to the bathymetry and black stars are OBS positions along the profile. Note the high amplitude wide-angle reflections. B) Picks with variable uncertainties over the seismic record; color code refers to interpreted phases (see table 1). C) Synthetic traveltimes from wide-angle modelling (black dots) superimposed to the picked traveltimes (same color code as in B)). And D) Corresponding ray tracing (same color code as in B)).

as a set of reflected and refracted phases constraining the different layers (see the correspondance between the seismic phases and the geological units and interfaces in Table 1 and Figure 3). A forward modelling method is adopted, following a top to bottom layer-stripping strategy (Zelt 1999). The velocity model is built layer after layer, with a trial and error approach, minimizing the time-gap between observed and synthetic travel-times. The distance between the model and the data is estimated through the misfit parameter χ^2 defined as :

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N \left(\frac{t_i^{syn} - t_i^{obs}}{\sigma_i} \right)^2 \quad (1)$$

with t_i^{syn} and t_i^{obs} the synthetic and observed traveltimes with associated uncertainty σ_i . The uncertainty is evaluated for each pick, depending on the signal to noise ratio, following the parametrization of Zelt & Forsyth (1994). A χ^2 close to 1 warrants that the data are well exploited, with no over-interpretation (Bevington 1969; Zelt 1999). The number of picks, RMS travel-time residuals and χ^2 are listed for each line in Table 2 and for each phases and whole-models in Table 3.

Reinterpretation of the data may be needed during the process. To achieve the simplest model that account for the data, modelling is carried out introducing as few parameters as possible (velocity and interface nodes). However, the sea bottom and, to a lesser extent, the top-basement interfaces were imaged by the coincident MCS profiles, they are thereby described by a larger number of interface nodes. Eventually, 10 phases are identified, constraining up to six units (Table 1).

The velocities of the most superficial structures are prescribed by the two-way travel times converted interfaces (mainly the acoustic basement) and the stack velocities inferred from MCS processing (Autin et al. 2010).

3.3 Gravity modelling

Gravity data were continuously acquired during the Encens cruise along MCS and/or WAS profiles using a relative gravimeter (KSS31) (Fig. 2, Leroy et al. in review).

Modelling of the free-air gravity anomaly provides a valuable control on the velocity structure. Gravity data were modelled using Loadmod gravity program (Zelt & Smith 1992). An empirical

Table 1. Glossary of seismic phases

Phase	Description
WW	Direct wave through the water
sed_{2R}	Intra-sediments reflection
sed_2	Refraction in the second sedimentary layer
bas_R	Reflection at the basement top
P_{g1}	Refraction in the upper-crust
P_gP	Intra-crustal reflection
P_{g2}	Refraction in the lower crust
P_mP/P_tP	Reflection on the Moho / at the top of an intermediate velocity body at the base of the crust
P_b	Refraction in the intermediate velocity body
P_bP	Reflection at the base of the intermediate velocity body
P_n	Refraction in the upper-mantle

velocity-density relationship is used to infer the density model from velocity distribution (Ludwig et al. 1970). The contribution to the anomaly of each block of constant density is estimated using the Talwani et al. (1959) method, assuming a 2.5D geometry.

4 RESULTS

4.1 Velocity

The interpretation and modelling of the WAS data lead to the velocity models shown in Figures 4 (across-margin lines, i.e. ENCR01, 02 and 04) and 5 (along-margin lines, i.e. ENCR05, 07, 09). Velocities are color-coded. Note that segments of velocity models interfaces constrained by wide-angle reflections are shown using a thicker black line, and surfaces effectively sampled by seismic rays are highlighted using brighter areas (Figs. 4 and 5).

The main features of the velocity models are summarized below, according to the major units.

4.1.1 Sedimentary layers

Although sediments have few imprint in the WAS records, 2 sedimentary layers limited by an interface are discriminated above the basement in the deepest basins. Typical velocities range from 1.6

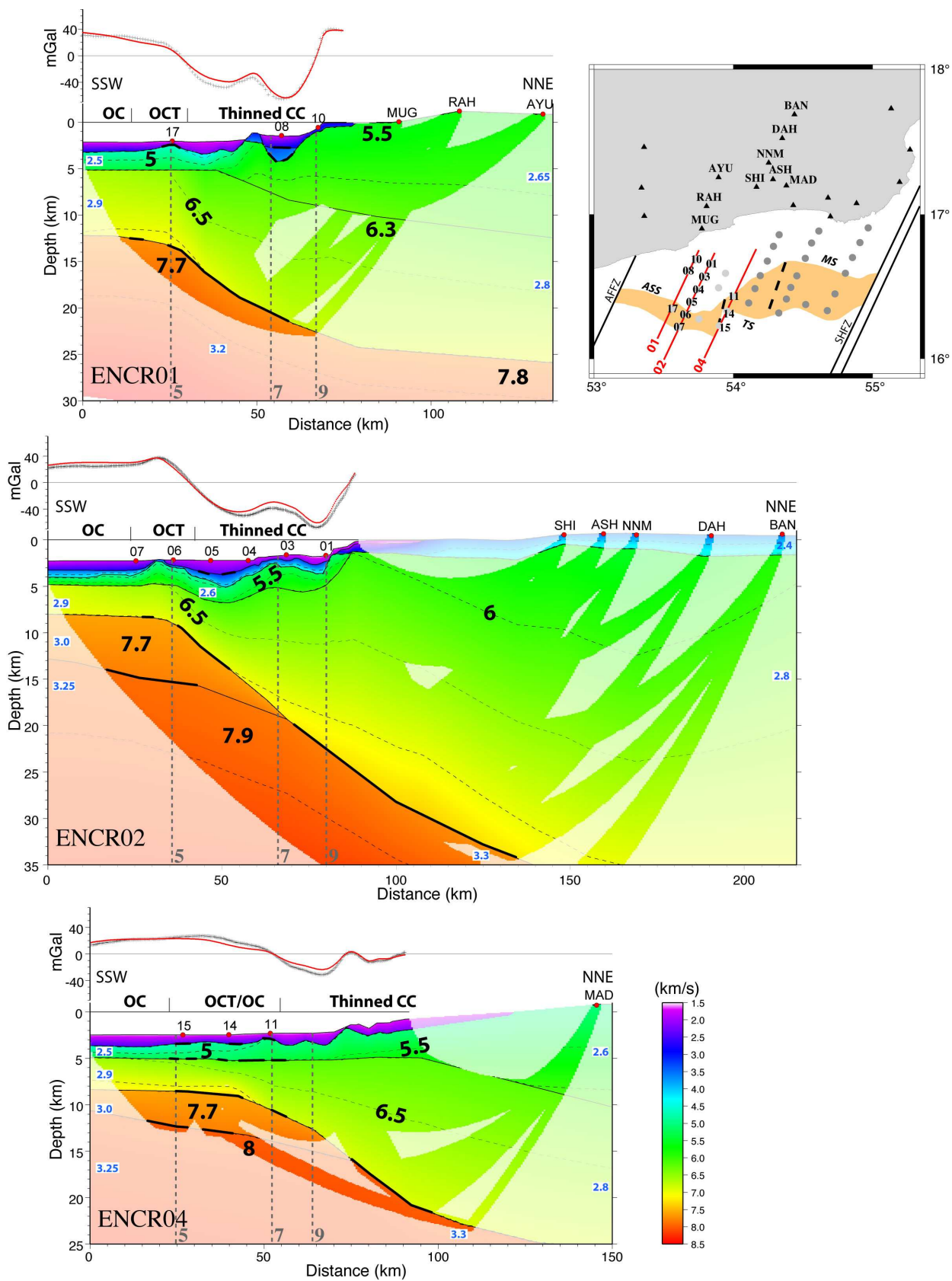


Figure 4. P-wave velocity models of across strike lines of the margin (ENCR01, ENCR02 and ENCR04 profiles). The mini-map shows the location of these 3 shots-lines. The upper panel is free-air gravity measured (black crosses) and modelled (red lines). In the lower panel, velocities are showed using a color scale. The colors are saturated in areas effectively crossed by seismic rays. Purple to blue colors are typical velocities for sediments, green to yellow layers are likely the crust (continental as well as oceanic). Orange layer (ENCR02, and 04) velocities are neither typical crustal velocities nor upper-mantle velocities), and orange to red colors are typical of the upper-mantle. Thin continuous black lines are model interfaces. Thick black segments are the portions of interface effectively hit by wide-angle reflections. Dashed lines are isovelocity lines every 1 km/s, up to 6 km/s, and every 0.5 km/s above. Black numbers within layers are representative velocity values. Blue values on white labels are layers densities. Gravity modelling provide extra constrains on the structures of the velocity models where there is no WAS coverage. OBS and landstations are shown by red circles at the surface. The instruments (OBS and landstations) are labelled only if used in the WAS modelling. Vertical grey dashed lines indicates intersections with other profiles. All models are presented at the same scale (vertical exaggeration : 2.67).

to 2.5 km/s in the upper sedimentary layer, and reach 4.2 km/s in the deep basins (ENCR02, Fig. 4). Velocities are uniform along the lines and from profile to profile. Sediments thickness varies from 1 to 2 km. It locally reaches 3 km in the deeper graben (ENCR01 at 57 km and ENCR02 at 52 and 78 km, Fig. 4). The upper layer relies mostly on syn-OCT and post-rift sediments whereas the lower layer, when observed using WAS data, relies on syn-rift sediments in the thinned continental domain (U1, ENCR01 and 02). The second sedimentary layer is the deep infill of basins; it is constrained by wide-angle reflections and refractions. Its top coincides with a major reflection in the MCS, the passage from syn-rift to syn-OCT / post-rift sediments (U1 and U2-5, Figs. 6 and 7).

The bottom of these syn-to-post rift sediments is the top of the acoustic basement imaged by MCS lines (Autin et al. 2010). Top of the acoustic basement imaged here corresponds to pre-rift / syn-rift interface in continental domain and L1 / L2 interface in oceanic domain.

4.1.2 Upper and lower acoustic basements

The top of the acoustic basement corresponds to a major velocity jump seen on all WAS records (from 4.2 to 5.5 km/s). The velocity below is significantly higher than the faster sediments. In the

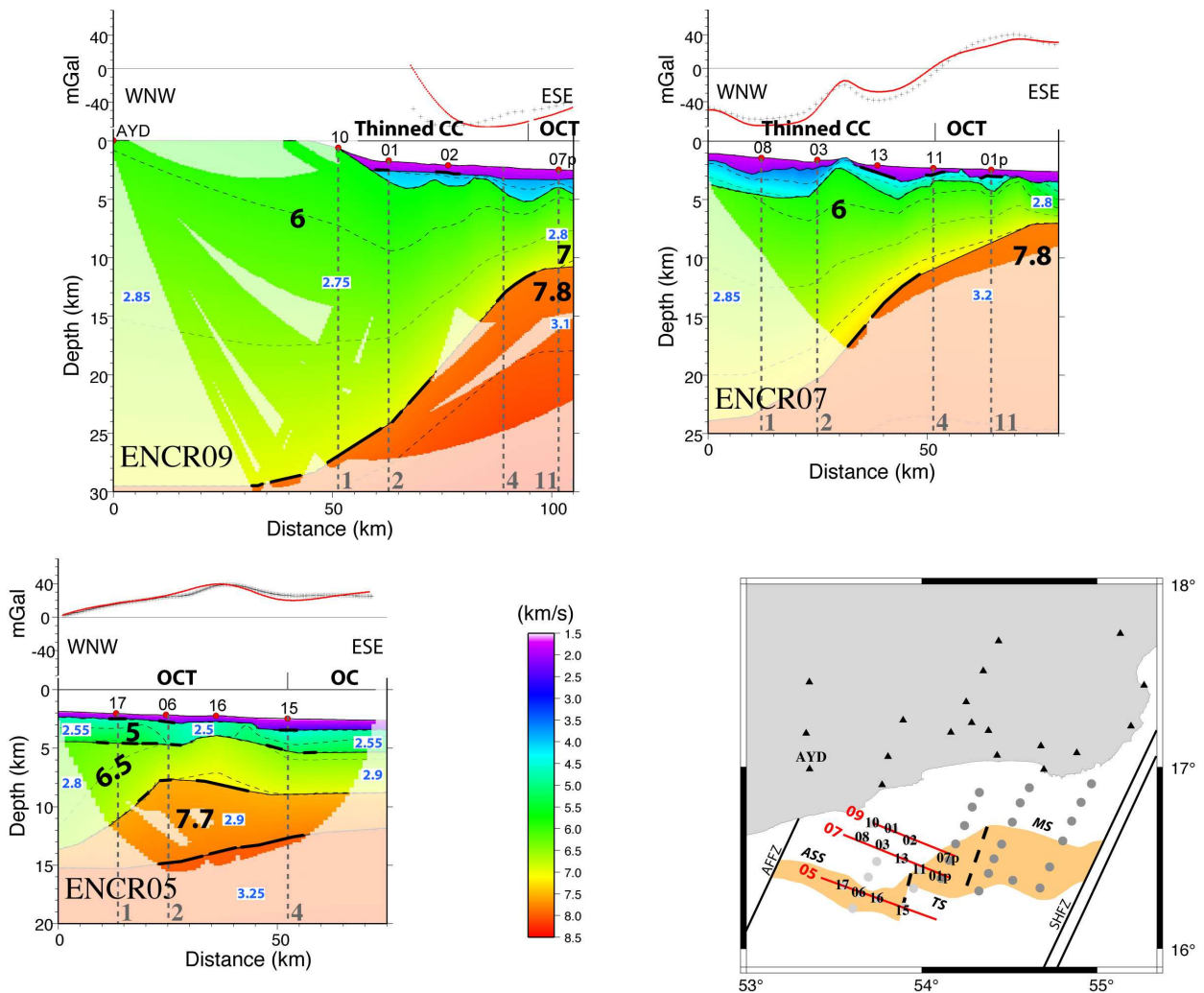


Figure 5. P-wave velocity models for along strike lines (ENCR05, ENCR07 and ENCR09 profiles). Same comments as in the caption of figure 4.

WAS, the middle crust interface shape the acoustic basement top. In the MCS, several structural highs shape the top of the crust, both in the continental slope and in the transitional domain (Fig. 6). The highs have a strong signature in the shape of all the refracted P_{g1} and P_{g2} phases (Fig. 8). The velocity of the volcano edifice (5.5 km/s) is slightly higher than the surrounding (5 km/s). Note that velocities observed in the volcano are compatible with common volcanic structures (e.g. Klingelhoefer et al. 2001; Lizarralde et al. 2002).

The transition between continental and oceanic crusts appears gradually on the velocity models. Along the continental slope, the velocity below the top of basement interface is commonly 5 to 5.5 km/s whereas it is not higher than 4.5 km/s oceanward (Fig. 4 and 5). This variation is cor-

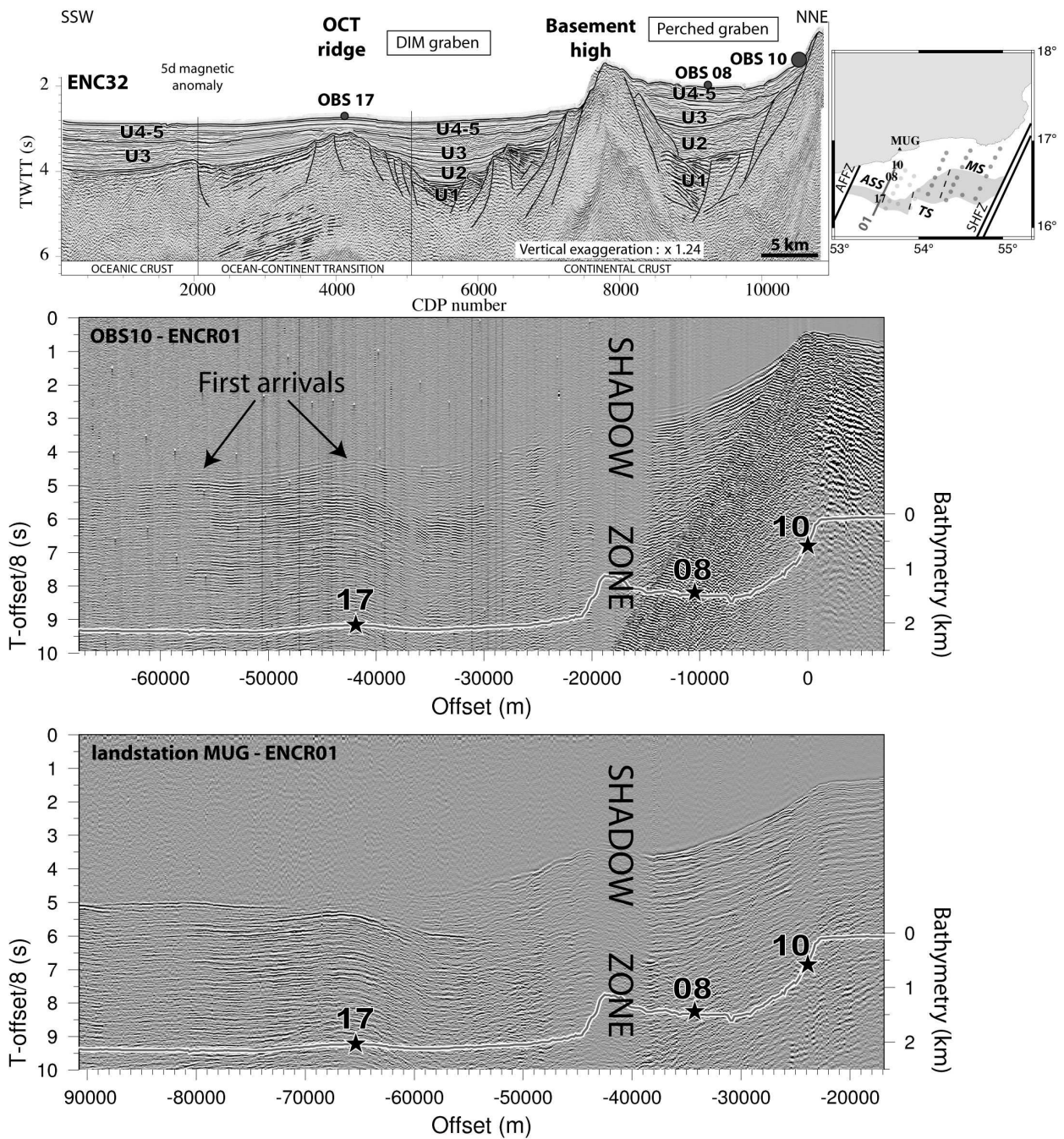


Figure 6. Comparison of MCS and wide-angle data along the coincident profile. Upper panel : ENC32 MCS profile and its interpretations. U1 are syn-rift sediments unit, U2 are syn-oct sediments unit and U3 and U4-5 are post rift-sediments units defined by Autin et al. (2010). Lower panels : wide-angle seismic coincident line ENCR01 recorded by OBS 10 (top) and landstation MUG (bottom). The map on the right-hand side shows the location of the profile, as well as the two stations for which records are shown below (orange area is the extent of the OCT, c.f. Fig. 2).

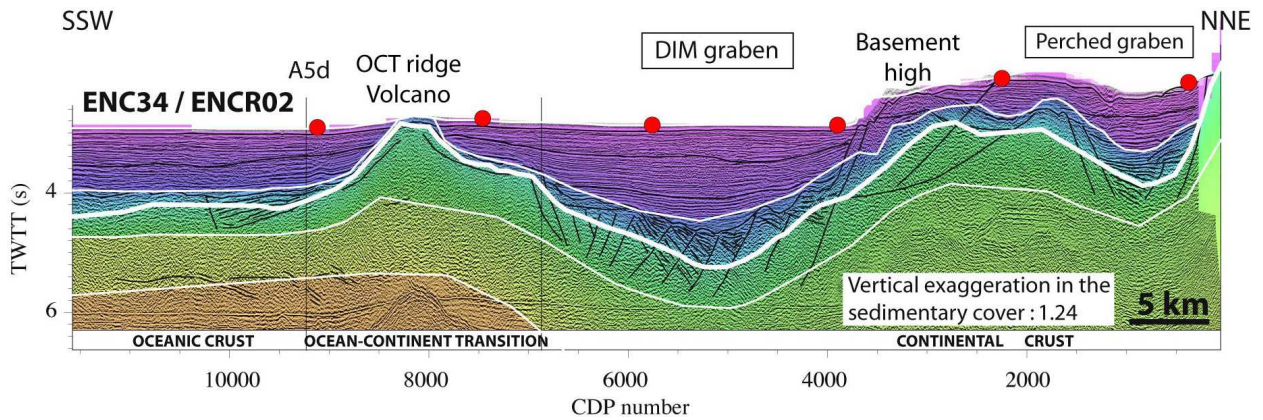


Figure 7. Comparison of ENC34 depth-migrated MCS (Autin et al. 2010) and wide-angle on the coincident ENCR02 profile. Black lines are line drawings of the seismic line ENC34 and white lines are ENCR02 model interfaces. The thickest white interface is the WAS top of basement. Color scale is the same as in figure 4.

related with the contrasted nature of the crust in the oceanic and continental domains (respectively assumed as oceanic layer 2 and pre-rift sediments). Locally in the transition zone, the upper-crust velocity can be even lower (c.f. ENCR01 at 34 km, Fig. 4). Reflected as well as refracted events differentiate a lower crust oceanward, in which the velocity is higher than 6 km/s (ENCR01, 02, 04 and 05). The velocity in the lower crust shows a bimodal distribution: the velocities are significantly higher in the oceanic and transitional domains (> 6.5 km/s) whereas the lower continental crust is characterised by lower velocities (~ 6 km/s). This oceanward velocity increase in the

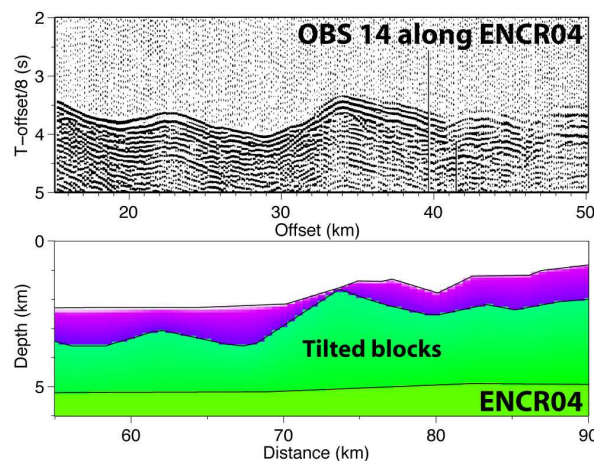


Figure 8. Upper panel shows a detail of the OBS 14 seismic record (reduction velocity of 8 km/s) along ENCR04 shot line and lower panel shows a detail of the coincident velocity model. Note the expression of the basement relief on the apparent velocities on the seismic section. Color scale is the same as figure 4.

deep crust appears to be relatively sharp for ENCR01 and 02 (over less than 20 km) and more progressive along ENCR04 (Fig. 4).

The depth of the interface between the upper and lower crusts is approximately 5 km in the oceanic domain; it is well constrained by wide-angle reflections on ENCR04 and 05 (Figs. 4 and 5). Continentward, these reflections and refractions vanish. The wide-angle seismic data do not support any velocity jump, differentiating a faster lower unit. Accordingly, the velocity is set continuous across this interface. This ghost interface is used to ascribe a stronger velocity gradient in the upper continental crust where fast events are observed at near-offset (Fig. 4, ENCR02 velocity model, below the continental slope). Wide-angle reflections constrain the thickness of the continental crust to 35 km (Fig. 4, ENCR02).

The oceanic crust is characterized by the typical velocity structures of layers 2 and 3 (White et al. 1992). Vertical gradient of upper oceanic crust is about 0.5 to 1 s^{-1} while lower oceanic crust one is only 0.1 to 0.2 s^{-1} , which is typical from oceanic layers 2 and 3 (0.65 s^{-1} for L2 and 0.18 s^{-1} for L3; White et al. 1992). The oceanic lower crust thickness is thinner along ENCR02 and 04 (3 to 3.5 km, half the thickness of ENCR01 oceanic lower crust).

4.1.3 Lower crustal intermediate velocity body

A striking feature of the deep velocity structure along ENCR02, 04 and 05 is the presence of a double reflector encapsulating a $7.6 - 7.8 \text{ km/s}$ body below the transitional domain. Figure 3 is the record of ENCR05 by OBS 06, showing the reflected and refracted phases constraining this intermediate velocity body. This double reflector and the seismic rays constraining it are shown in greater details in figures 9 and 10 and data are shown in figure 11. This body reaches a thickness of more than 5 km below the volcano. It is important to notice that the thicker oceanic crust found along ENCR01 is compatible with the presence of this intermediate body: no internal reflection is observed along this line, but the line is unfortunately not long enough oceanward to provide the proper offsets. The thickening of the crust and the intermediate body are indeed observed below OBS 17 on ENCR05, at the intersection with ENCR01 (Figs. 4 and 5). This suggests the presence of the intermediate body below the OCT and oceanic domains on the ENCR01 profile.

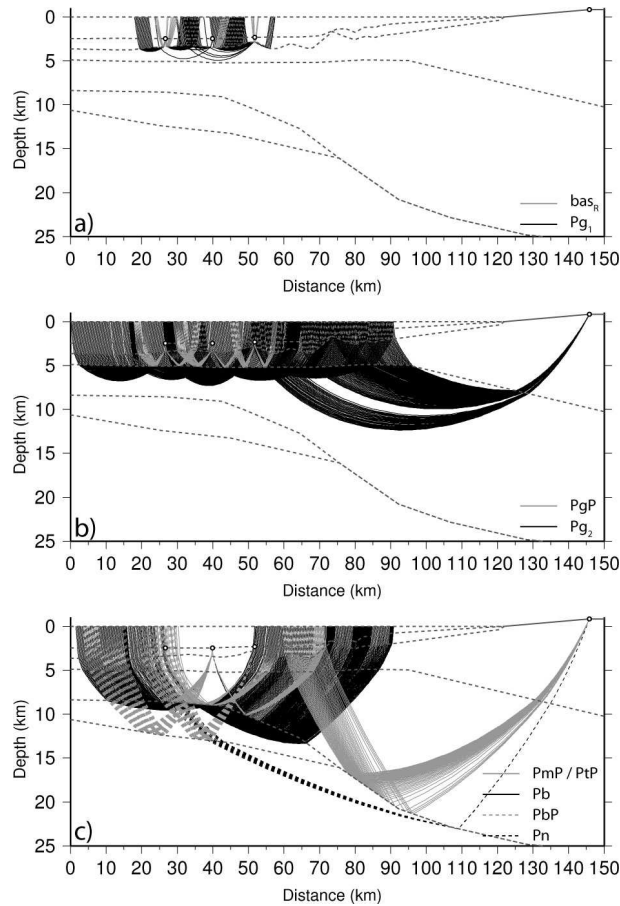


Figure 9. a) Ray coverage of the upper crust along ENCR04 (every second ray). b) Same as a) but for the lower crust. c) Same as a) but for the high-velocity lower crust or low-velocity upper mantle body and upper mantle layer.

4.1.4 Moho and upper mantle

Numerous P_mP phases constrain the base of the crust interface below the continental slope and the transitional domain (thick black segments of interfaces on figures 4 and 5). The layer below is characterised by velocities close to 8 km/s, suggesting that the mantle is reached. On profiles ENCR01, 02, 07 and 09, mantle velocities are uniformly low, with values ranging from 7.8 to 7.9 km/s. The relatively low values for the expected mantle are constrained by P_n phases expanding on a wide range of offsets and along independent directions.

4.2 Models resolution

The χ^2 parameter provides a first quantitative information on the ability of the velocity model to account for the interpretation of the travel times (tables 2 and 3).

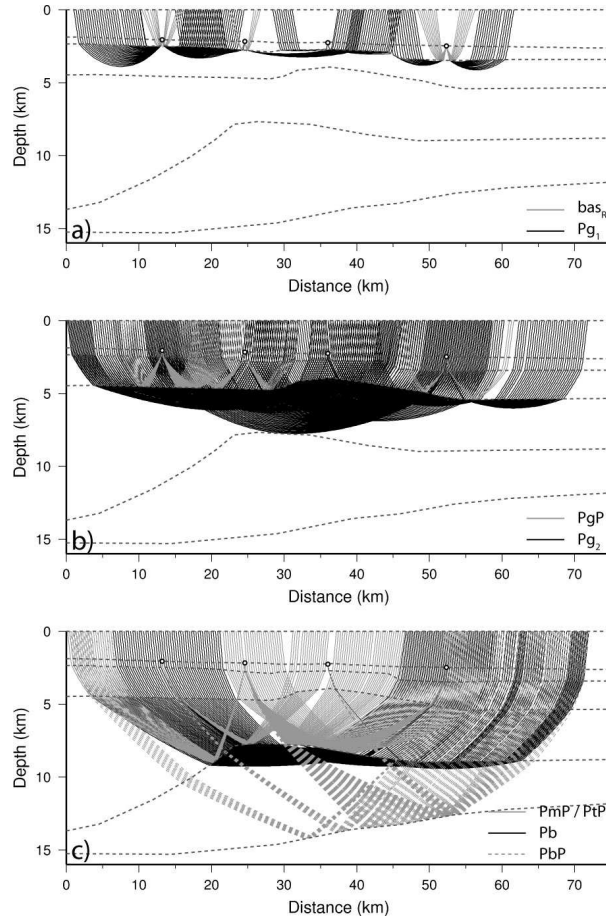


Figure 10. Same as Fig. 9 but for ENCRO5

Ray coverage highlights areas densely crossed by seismic rays and unconstrained areas (Figs. 9 and 10). One checks that the features of the velocity models are supported by numerous rays of different OBS, with different offsets, providing the appropriate redundancy. Further, the quality of the velocity model can be estimated using the resolution parameter (Zelt & Smith 1992). Figure

Table 2. Modelling statistics for each wide-angle seismic lines (N , traveltimes number)

Line	N	T_{rms} (s)	χ^2
ENCRO1	1978	0.137	1.703
ENCRO2	4964	0.123	1.358
ENCRO4	2493	0.063	2.509
ENCRO5	2638	0.045	0.876
ENCRO7	2796	0.102	1.195
ENCRO9	4173	0.123	3.504

[!h]

Table 3. Modelling statistics for each wide-angle seismic phase for each line (N , traveltimes number)

Lines across to the strike									
Phase	ENCR01			ENCR02			ENCR04		
	N	T_{rms} (s)	χ^2	N	T_{rms} (s)	χ^2	N	T_{rms} (s)	χ^2
<i>WW</i>	98	0.035	3.030	301	0.033	2.471	164	0.056	1.276
<i>sed_{2R}</i>	64	0.053	0.726	26	0.047	0.145			
<i>sed₂</i>	7	0.049	7.054	89	0.045	1.644			
<i>bas_R</i>	53	0.053	1.365				58	0.040	0.350
<i>P_{g1}</i>	557	0.167	2.046	658	0.050	0.368	235	0.037	1.963
<i>P_{gP}</i>							104	0.068	1.988
<i>P_{g2}</i>	481	0.109	1.440	1328	0.099	0.637	977	0.058	3.263
<i>P_{mP}/P_{tP}</i>	490	0.170	1.861	1096	0.209	2.804	176	0.067	0.584
<i>P_b</i>				585	0.079	0.489	604	0.076	3.315
<i>P_{bP}</i>				238	0.085	0.460	149	0.073	0.486
<i>P_n</i>	228	0.076	0.770	780	0.191	2.334	26	0.037	0.092
<i>All</i>	1978	0.137	1.703	5101	0.142	1.358	2493	0.063	2.509
Lines along the strike									
Phase	ENCR05			ENCR07			ENCR09		
	N	T_{rms} (s)	χ^2	N	T_{rms} (s)	χ^2	N	T_{rms} (s)	χ^2
<i>WW</i>	228	0.052	5.513	326	0.045	0.829	449	0.043	2.209
<i>bas_R</i>	82	0.036	0.252	165	0.070	1.013	149	0.048	0.704
<i>P_{g1}</i>	352	0.040	0.656	137	0.054	0.594	182	0.084	7.452
<i>P_{gP}</i>	115	0.044	0.278						
<i>P_{g2}</i>	981	0.037	0.514	1303	0.096	1.150	1986	0.112	4.158
<i>P_{mP}/P_{tP}</i>	274	0.044	0.243	136	0.197	3.915	267	0.114	1.726
<i>P_b</i>	403	0.049	0.358						
<i>P_{bP}</i>	203	0.067	0.313						
<i>P_n</i>				726	0.114	1.082	1140	0.168	3.042
<i>All</i>	2638	0.045	0.876	2469	0.107	1.245	4173	0.123	3.504

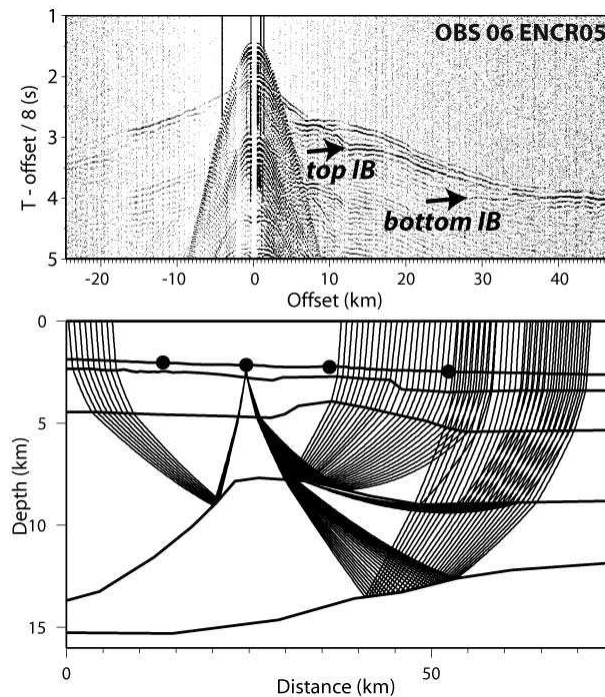


Figure 11. Upper panel: OBS 06 record section on ENCRO5 shot line. IB : intermediate velocity body reflections. Lower panel: Raytracing diagram for top of the intermediate body reflections, refractions in the intermediate body and reflections on the base of the intermediate body.

12 shows the diagonal value of the resolution matrix for all velocity nodes. It is an estimate of the number of rays constraining the considered velocity node; it is therefore dependant on node density. The resolution varies from 0 to 1; a value higher than 0.5 is considered as a good resolution. As post-rift sediments were picked on coincident MCS for all profiles except ENCRO7, resolution for this layer is arbitrarily set to 1. Crustal layers are generally well resolved, as well as the intermediate body (Fig. 12). With a total of 1592 rays refracted in the intermediate body and 590 rays reflected at its base, this structure is well constrained.

A low resolution is observed in the basement high along ENCRO1 (in Fig. 4 abscissa 54 km and over the basement high observed in MCS data, Fig. 6). Indeed, this basement high corresponds to a shadow zone in the WAS data, possibly resulting from a highly tectonized unit (Fig. 6) where seismic energy is diffracted. This shadow zone is only observed on this high of basement on ENCRO1, and not obvious on the eastward continuation of the high (ENCRO2 and 04). This may be due to the fact that the high of basement is covered by sediments on ENCRO2 and 04, and not in the profile ENCRO1. Seismic energy may be diffracted where the impedance contrast is too high.

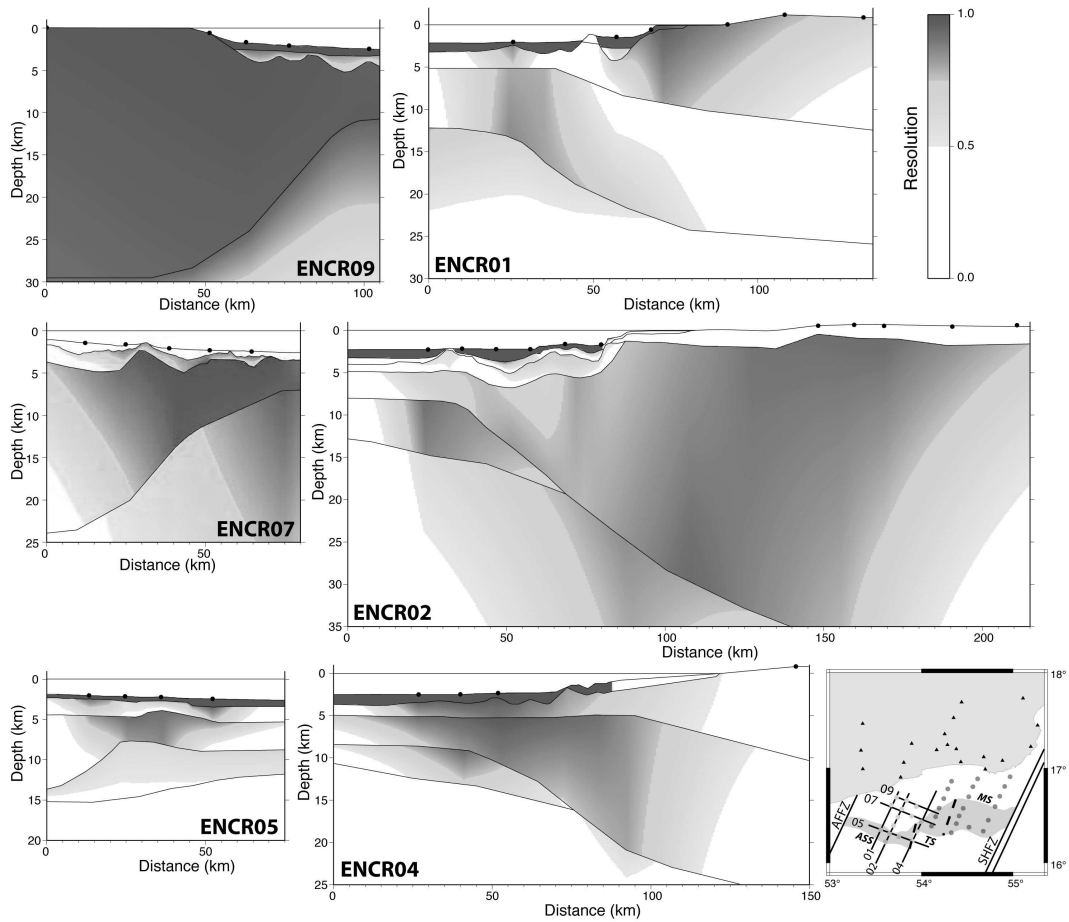


Figure 12. Resolution of velocity nodes for the six velocity models. Dark grey gradation areas are considered very well resolved (resolution between 0.75 and 1) and light grey areas (resolution between 0.5 and 0.75), well resolved. Circles correspond to OBS and land-seismometers positions.

The resolution in the crust along profiles ENCR07 and 09 is good thanks to the limited number of velocity nodes involved (more velocity nodes do not improve significantly the data fit).

The fit of the velocities and depth of interfaces at the intersection of cross-cutting profiles is almost always good. The misfit between interfaces is usually lower than 1 km.

4.3 Density distribution

With a misfit generally lower than 20 mGal, the observed and computed gravity anomalies are in reasonable agreement without any ad-hoc density adjustment in the crust. Local gravity highs closely match the basement highs, showing that the main source for the short wavelengths originates in the top of the basement topography, suggesting that the mere velocity-density conversion law of Ludwig et al. (1970) is appropriated in the crustal layers. Longer wavelengths mainly cor-

relate to the crust/mantle interface structure. The densities have been hand-edited below the crust to improve the fit to the longer wavelengths. An overall value of 3.10 - 3.25 g/cm³ gives the best fit, with a density as low as 2.90 - 3.00 g/cm³ in the intermediate velocity body (Figs. 4 and 5). Thus, both velocity and density in the mantle of the OCT area are found lower than the commonly observed values (respectively 8 km/s and 3.30 g/cm³). However, the modelling of gravity anomaly suggests that the mantle density tends to increase to 3.30 g/cm³ continentward, beyond the seismic lines.

5 DISCUSSION

5.1 The intermediate velocity / density body at the crust-mantle interface

Structures with velocities ranging from 7.2 to 8 km/s are frequently observed below passive continental margins, and are related to various geodynamical contexts. (1) On magma-poor rifted margins, this intermediate velocity layer can be more than 5 km thick and extend up to 200 km below the thinned continental crust and oceanic crust (Lau et al. 2006). Drilling demonstrated the partially serpentinized nature of continental and oceanic mantle, likely resulting from the fracturation and seawater percolation (e.g. Boillot et al. 1989; Cannat 1993; Beslier et al. 1996). Laboratory experiments show that 10% serpentinized mantle may result in a P-wave velocity as slow as 7.5 km/s (Horen et al. 1996). The entire crust becoming brittle for stretching factors ranging between 3 and 5, seawater may penetrate into depth along the faults and serpentinize the upper-mantle (Pérez-Gussinyé & Reston 2001). (2) On the opposite, volcanic margins commonly feature an intermediate velocity body. They are usually interpreted as underplating of mafic rocks trapped at the base of the crust, but no direct evidence of igneous materials could confirm this statement so far (e.g. Geoffroy 2005).

Table 4 gathers some physical characteristics of intermediate velocity structures observed on various margins. It suggests that the vertical velocity gradient may be relevant to discriminate between serpentinized upper-mantle versus mafic body. Gradients higher than 0.08 s⁻¹ are typical serpentine, while gradients lower than 0.05 s⁻¹ may characterize mafic body. Moreover, mafic bodies correlate with greatest thicknesses. According to the few examples shown in table 4, 5 to 6

Table 4. Comparison of intermediate velocity / density bodies characteristics and natures from various margins. Rows are sorted by decreasing gradients. *Th.* is for the the maximum intermediate body thickness, *Grad.* is the the vertical velocity gradient of the structure, *S.U.M.* is for serpentinized upper-mantle and *M.B.* is for mafic body. Note that higher velocity gradients are for serpentinized mantle. * indicates that P_mP reflections are observed at the base of the intermediate body.

References	Location	Line	V_P (km/s)	<i>Th.</i> (km)	<i>Grad.</i> (s^{-1})	Interpretation
Van Avendonk et al. (2009)	Newfoundland	Screech-II	5.3 - 8.1	5	0.560	S.U.M.
Lau et al. (2006)	Newfoundland	Screech-III	6.4 - 7.8	3	0.460	S.U.M.
Chian et al. (1995)	Labrador	90R1	6.4 - 7.7	5	0.260	S.U.M.*
Dean et al. (2000)	S.I.A.P.	IAM-9	7.3 - 7.9	3.5	0.171	S.U.M.
Reid (1994)	Newfoundland	Line 7	7.2 - 7.6	4	0.100	S.U.M.*
Funck et al. (2003)	Flemish Cap	Screech-I	7.6 - 8.0	5	0.080	S.U.M.
Funck et al. (2004)	Nova Scotia	Line 1	7.2 - 7.6	5	0.080	S.U.M.*
Barton & White (1997)	Edoras Bank	Cam 77	7.2 - 7.6	8	0.050	M.B.
Bauer et al. (2000)	Namibia	Transect 1	7.6 - 7.8	7	0.029	M.B.*
Hirsch et al. (2009)	SW Africa	Springbok	7.0 - 7.4	16	0.025	M.B.*
Holbrook et al. (1994a)	Virginia	Line 801	7.1 - 7.5	18	0.022	M.B.*
Minshull et al. (2008)	Arabian Basin	∅	7.4 - 7.6	11	0.018	M.B.*
Funck et al. (2008)	Faroe Islands	Line A	7.3 - 7.4	6	0.017	M.B.*
Morgan et al. (1989)	Hatton Bank	∅	7.3 - 7.4	14	0.007	M.B.

km could be the threshold value. The intermediate velocity body observed in the study area shows a maximum thickness of 5 km for velocities ranging from 7.6 to 7.8 km/s; it leads to a vertical velocity gradient of $0.04 s^{-1}$, which supports the mafic body hypothesis.

Furthermore, Minshull (2009) compiles the WAS studies on margins, he points out the differences in term of seismic velocity : the serpentinized mantle thickness is restricted to ca. 6 km by thermal conditions, whereas the underplates can be thicker. The seismic crust above the serpentinized mantle is slow and thin, while the crust above the underplate is generally thick and faster than the continental crust. Eventually, the underplated body is expected to exhibit a double reflector in the wide-angle records, related to the velocity jumps at the top and bottom of the mafic body (abrupt changes in the mineralogy). Minshull et al. (2008) also suggests that the double reflec-

tor should not be observed at partially serpentinized mantle margin because the velocity contrast at the crust-mantle interface is attenuated and the serpentinization rate is expected to decrease progressively downward, providing no abrupt change in the physical properties. However, a double reflector has been observed in some supposed serpentinized upper-mantle (Table 4). Velocity models along these profiles show a velocity jump at the base of these bodies, implying abrupt changes in mineralogies. This may result from the sealing of faults, due to the increase of volume associated to the serpentinization process (e.g. Schroeder et al. 2002).

In our study, a double reflector is clearly identified along several profiles, encapsulating the intermediate velocity body, featuring a low velocity gradient and a thickness of approximately 5 km. The double reflector together with the low velocity gradient, promotes the mafic body interpretation.

Three ways to produce igneous material at the base of the crust are possible: (1) high initial asthenospheric temperatures cause intrusions in the lower crust and volcanic activity at the surface during the thinning of the lithosphere (e.g. White et al. 1987; Morgan et al. 1989; Barton & White 1997; Funck et al. 2008), (2) magma ponding due to adiabatic decompression of asthenosphere beneath the stretched lithosphere, the material rises to the surface at the time of the final continental rapture (e.g. Keen 1987; Morgan et al. 1989), or (3) small scale convection cells induced by high temperature gradient and enhanced by the breakup process, adding igneous material to the oceanic crust (e.g. Mutter et al. 1988; Morgan et al. 1989; Holbrook et al. 1994a,b; Bauer et al. 2000).

The volcano at the intersection of ENCR02 and 05 is located above the thickest part of the intermediate velocity body. It is therefore sensible to relate the volcano to this structure. Autin et al. (2010) show that volcanics occur just after the emplacement of the OCT basement and the post-rift sediments. We show here wide-angle reflections both at the top and bottom of this structure beneath the OCT crust and the earliest oceanic domain. Thus, as in the Autin et al. (2010) paper, the extent of the intermediate body underneath the oceanic and transitional crusts suggests that its emplacement is late or goes on immediately after the onset of oceanic accretion.

A discussion often concerns whether the mafic body is trapped at the base of the crust for rheological or density reasons, or if it intrudes the lower crust as sills (Funck et al. 2008). The

observations of the post-rift sediments recorded by the MCS (Autin et al. 2010, see Fig. 7 for location) shows a post-rift magmatic activity, with a post-rift growth of an OCT ridge. Thus, the volcanic structure is early post-rift to post-rift, as corroborated by Lucazeau et al. (2009) and Autin et al. (2010). Ashawq-Salalah segment is close to the major Alula-Fartak fracture zone that separates thick continental crust in the West from the distal margins of the Ashawq-Salalah segment. Gregg et al. (2007) suggest that fracture zones along ridges may increase thermal anomalies by small-scale convection. Moreover, observations on bathymetry, gravity and magnetism suggest the presence of melting anomaly (Leroy et al. 2010) that shows typical characteristics of plume-ridge interaction (d'Acremont et al. 2010). In summary, the intermediate body may be interpreted as underplated body coming from a small-scale convection processes due to edge effect of the continental margin on Alula-Fartak fracture zone, or from channelling plume-ridge interaction (Leroy et al. 2010) as early as the beginning of seafloor spreading, or from both. Nevertheless, the body maximum thickness is approximately 5 km, which is lower than the thicknesses of underplated bodies observed along volcanic margins (Table 4). Furthermore, this underplated magma may partly intrude the lower crust (e.g. Geoffroy 2005).

5.2 Thinning of the continental crust

Thinning of the continental crust from 35 to approximately 8 km is accommodated by three or four tilted blocks bounded by normal faults, featuring syn-rift, fan-like deposits within the continental slope (d'Acremont et al. 2005). These tilted blocks are imaged on MCS sections (Autin et al. 2010), WAS and gravity data offshore (Fig. 8 and 7) and observed onshore (Fig. 2).

Most of the thinning occurs over 50 to 100 km (ENCR01 and ENCR02, respectively, Fig. 13). A margin is defined as *hard* when the thinning occurs on less than 150 km (Davison 1997; Reston 2009). As the conjugate margin is twice larger and asymmetric (Leroy et al. 2004; d'Acremont et al. 2005, 2006), we may propose that the conjugate is *soft*, implying an asymmetry in the deep structure, and thus (1) an asymmetric rifting process leading to mantle exhumation (simple shear, Wernicke 1985; Boillot & Froitzheim 2001), or (2) a migration of the rifting location due to slow rifting (Kusznir & Park 1987; Bassi 1995). Table 5 shows the thinning values for some volcanic

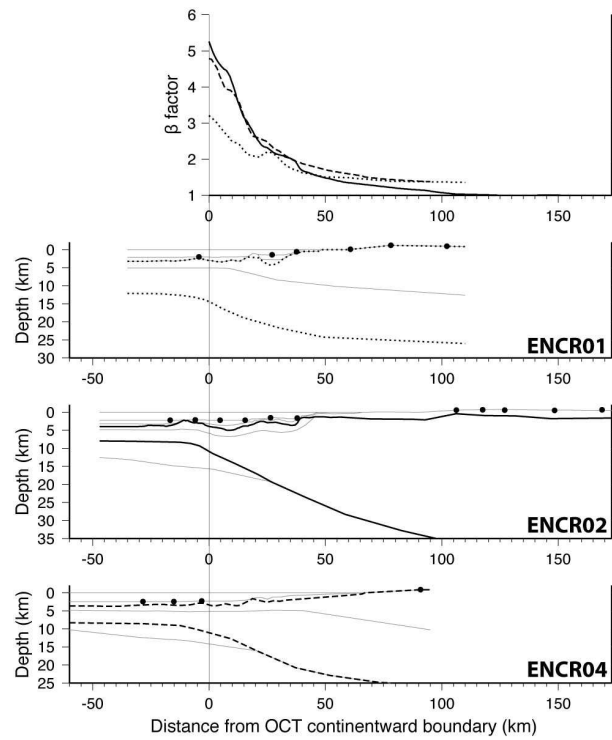


Figure 13. Top panel shows β factors calculated as the ratio max_{CC}/CTh with CTh the final crustal thickness and max_{CC} the maximum crustal thickness inferred by receiver functions (36.6 km, Tiberi et al. 2007). Curves are β factors excluding the intermediate velocity/density body of the crust thickness. The three lower panels are models interfaces. Bold interfaces are used for estimating crustal thickness. Dotted lines correspond to ENCR01, continuous lines to ENCR02 and dashed lines to ENCR04. This code is the same for the whole figure. The "0" distance value is constrained by the continentward OCT boundary (Autin et al. 2010; Leroy et al. in review).

and non-volcanic passive margins. The higher thinning values for non-volcanic passive margins may be explained by the fact that (1) rifting processes are hotter along volcanic margins, implying that less thinning is needed to break the continental lithosphere (Hopper & Buck 1996; Buck 2004), and (2) some igneous material is brought to the base of the crust, leading to a thickening of the crust and a lower apparent thinning value.

Mean thinnings of profiles ENCR01, 02 and 04 range between 0.200 and 0.264 km/km. Crustal thinning is thereby particularly abrupt which is characteristic of magma-poor margins (table 5).

The thinning factor is calculated from the Tiberi et al. (2007) maximum onland crustal thickness value (36.6 km) and the crustal thicknesses calculated from WAS. Crustal thicknesses are the differences between the top of the acoustic basement and the base of the crust, intermediate body

Table 5. Comparison of thinning from various margins. Mean thinning is calculated from the difference between maximum and minimum thicknesses divided by the distance needed for the thinning. Rows are sorted by decreasing mean thinning. *N.V.* and *V.* is for non-volcanic and volcanic margins, respectively. Note that higher mean thinnings are for non-volcanic margins.

References	Location	Line	Mean thinning (km/km)	Margin type
Lau et al. (2006)	Newfoundland	Screech-III	0.411	N.V.
Reid (1994)	Newfoundland	Line 7	0.371	N.V.
Afilhado et al. (2008)	West Iberia	IAM-5	0.320	N.V.
Funck et al. (2003)	Flemish Cap	Screech-I	0.290	N.V.
Bullock & Minshull (2005)	Goban Spur	WAM	0,260	N.V.
Dean et al. (2000)	S.I.A.P.	IAM-9	0.263	N.V.
Klingelhoef et al. (2009)	SW Morocco	Dakhla North profile	0.190	N.V.
Contrucci et al. (2004)	NW Morocco	Sismar profile 4	0.186	N.V.
Funck et al. (2004)	Nova Scotia	Line 1	0.183	N.V.
Raum et al. (2002)	Vøring Basin	Transect1	0.150	V.
Morgan et al. (1989)	Hatton Bank	Ø	0.138	V.
Bauer et al. (2000)	Namibia	Transect 1	0.103	V.
Hopper et al. (2003)	SE Greenland	Sigma-III	0,090	V.
Barton & White (1997)	Edoras Bank	Cam 77	0.075	V.
Hirsch et al. (2009)	SW Africa	Springbok	0.053	V.

excluded (as it is a post-rift structure, added after the thinning process). The maximum thinning factors (at the OCT boundary) are 3.2 for ENCR01 (minimum value as the intermediate body is not defined on this profile), 5.3 for ENCR02 and 4.8 for ENCR04. These later values are maximum values, as the intermediate body may partly intrude the lower crust. Thinning values along this margin range from 3.2 to 5.3, allowing the crust to become totally brittle and thus serpentinization to reach the upper-mantle (Pérez-Gussinyé & Reston 2001).

Mean thinning values indicate a magma-poor margin context with potentially serpentinized upper-mantle. Autin et al. (2010) propose that the late volcanic activity may have erased the evidences of serpentinization that could explain why we observe no evidence of serpentinized upper-mantle on the data (no S-reflector on the MCS, no high velocity gradient on WAS).

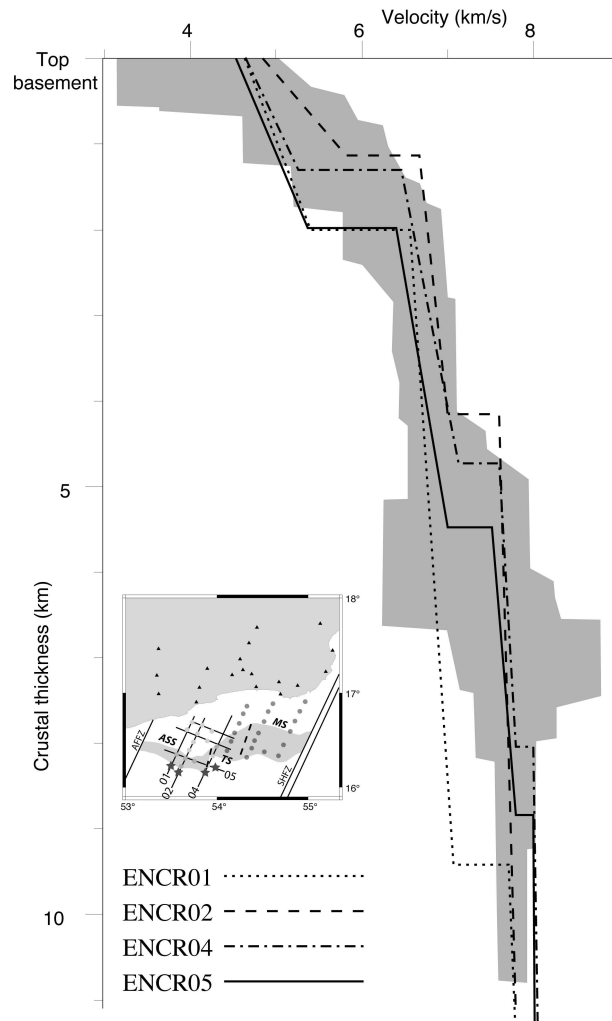


Figure 14. Velocity-depth profiles in the oceanic domain for ENCR01, 02, 04 and 05. As a comparison, the grey envelop marks the region enclosed by the highest and lowest values from the velocity-depth plots for a Pacific oceanic crust of about the same age (White et al. 1992, Fig. 5, Step 3-15 Ma). Velocity-depth profiles location is shown by red stars on the simplified trackmap.

5.3 Thickness of the oceanic crust

Figure 14 shows representative vertical velocity profiles across the oceanic crust for ENCR01 to 05. Velocity values and gradients are typical of oceanic layers 2 and 3.

Along the 3 across margin profiles, the thickness of the oceanic crust, intermediate body excluded, varies from 10 km maximum in the West (center of the Ashawq-Salalah segment, ENCR01) to less than 5.5 km on the East (in the Ashawq-Salalah segment and close to the Ashawq-Salalah / Taqah segment boundary, ENCR02 and 04) over a distance of ca. 10 km (ENCR05). The

thickness variation affects both the lower crust and the upper crust, but most of the increase is accounted by the lower crust.

Previous WAS studies including data from worldwide normal oceanic crust (away from fracture zones or hotspot influences) show a mean thickness of 7.1 ± 0.8 km and extreme values of about 5.0 and 8.5 km for slow spreading rates (lower than 20 mm/y, White et al. 1992; Bown & White 1994). The oceanic crust mean thickness is about 10.3 ± 1.7 km where upper mantle is hotter than normal and it can reach values higher than 20 km where the ridge interacts with a hotspot (White et al. 1992). The oceanic crust produced at volcanic passive margin is significantly thicker than 7 km (e.g. Morgan et al. 1989; Eldohlm & Grue 1994; Barton & White 1997; Bauer et al. 2000). At smaller scale, the crust produced at the mid-oceanic ridges shows variable thickness. In the vicinity of ridge axis discontinuities, the oceanic crust is thinner, whereas the centre of segments usually shows the thickest crust (Rommevaux et al. 1994). Actually, the lower the spreading rate, the higher the variation of the crustal thickness (Salisbury & Christensen 1978; Bown & White 1994).

The 10 km thick crust of ENCR01 could result from the formation of oceanic crust along a volcanic margin but a fraction of its thickness may be due to the presence of the thin underplated intermediate body. The decrease in the crustal thickness from west to east may be related (1) to the presence of a second-order discontinuity of the paleo-spreading axis in the vicinity of ENCR04 profile (Leroy et al. in review) and/or (2) to the melting anomaly observed apart from the present-day spreading axis, showing thicker-than-normal crust and off-axis volcanic activity in this ridge segment (d'Acremont et al. 2010). That could be related to plume-ridge interaction from the Afar plume along Aden-Sheba ridges system (Leroy et al. 2010).

5.4 Nature of the transitional crust

Comparison of all profiles shows that both continental and oceanic domains are homogeneous along strike. These contrasted domains are separated by a transitional domain also identified through MCS, gravity and magnetism (Autin et al. 2010; Leroy et al. in review). The velocity models of the transitional domain feature (1) a blocky top-basement interface, similar to the one

along the continental slope, and (2) a crustal velocity higher than in the continental domain. Actually, the velocities in the transition domain appear to be quite similar to the oceanic velocities, and the two layers of the oceanic crust extend continentward until the continental crust is reached. The oceanward boundary of the OCT simply coincides with slick-to-rough transition of the top-basement, corresponding to the oldest seafloor spreading magnetic anomaly and to a “flat” free-air gravity anomaly (Figs. 4 and 5). However, the continental transition occurs through a strong horizontal velocity gradient, coincident with the abrupt deepening of the base of the crust. The velocity increase associated to the end of the thinning of the crust is a margin feature of all across strike profiles.

Thus, the OCT described in this study is a 15 km narrow stripe which compares better with the OCT width along volcanic margins (e.g. Barton & White 1997; Mjelde et al. 2007). However, the surface evidences of a high magmatic supply are subdued, compared to proven volcanic margins (oceanic crust thickness is lower than on volcanic margins and no SDR sequence is observed). Moreover, the continentward tip of the SDR wedge usually coincides with the further extent of the continental crust (Eldohlm & Grue 1994; Planke et al. 1999; Bauer et al. 2000) whereas along ENCR02 profile the thin volcano-sedimentary edifice rather locates at the transition from the OCT and the oceanic domain (Fig. 7). As the thinning of the continental crust is large enough to cause mantle serpentinization and as WAS data show no high velocity gradient in the OCT which may be a proof for upper-mantle serpentinization, we propose that the OCT may be partly serpentinized mantle that was modified by later thermal event.

5.5 Low velocity/density upper-mantle

Low velocity/density upper-mantle is commonly observed on passive margins (P-wave velocities from 7.7 to 8 km/s and densities of 3.2; Pérez-Gussinyé et al. 2003; Fernández et al. 2004; Bullock & Minshull 2005; Lau et al. 2006). Mantle serpentinisation (Lau et al. 2006) or the presence of a thermal anomaly (Fernández et al. 2004) may explain these values. Lucazeau et al. (2008) showed that the eastern Gulf of Aden sustains a post-rift thermal anomaly persisting up to now: high heat-flow values are measured in adjoining segment of this margin by small-scale convection occurring

during and after the rifting beneath the continental slope. The low velocity/density mantle observed here is in agreement with the presence of the post-rift thermal anomaly and consistent with the presence of the mafic body.

6 CONCLUSIONS

Modelling of the wide-angle data along the Ashawq-Salalah segment, northeastern Gulf of Aden, constrain the crustal structure of the margin, from continental to oceanic domain.

Our main observations are:

(1) The thinning of the continental crust occurs over distances ranging from 50 to 100 km and thinning varies from 3.2 to 5.3. Such values suggest that the crust becomes entirely brittle and possibly mantle serpentinization accordingly with Autin et al. (2010).

(2) The oceanic crust, intermediate body excluded, shows a drastic thickening along the margin possibly related to a variable magma supply along the slow spreading ridge and at the ridge centre, due to the paleo-ridge segmentation.

(3) A narrow OCT domain, approximately 15 km wide, exhibiting a post-rift volcanic activity, separates the thinned continental domain from the oceanic one.

(4) An intermediate velocity body at the base of the OCT and oceanic crusts, featuring a clear double reflector and a low vertical velocity gradient, interpreted as a post-rift mafic body probably related to the volcanic activity of the Ashawq-Salalah segment.

Thus, this margin shows some characteristic features observed on volcanic margins (volcano, mafic body) but these features seems to be post-rift events. Indeed, the volcano is located in the OCT, the mafic body double reflections are observed below the oceanic crust and its thickness is really lower than mafic body thicknesses observed at volcanic margins. So, the emplacement of this body is probably a post-rift event on a margin affected by few post-rift magmatism.

We conclude that this non-volcanic passive margin, characterised by a post-rift mafic body at the base of the crust and a volcano, is affected by a post-rift thermal anomaly. This thermal anomaly may have erased the WAS observation of serpentinization that could be observed on non-volcanic passive margins.

ACKNOWLEDGMENTS

This project was funded by the GDRMarges; “Actions Marges” and ANR YOCMAL projects. The data were acquired thanks to GDRMarges, INSU and Total funds. We deeply thank the officers and crew of R/V L’Atalante (Ifremer/Genavir) and the Géosciences-Azur “OBS-Team” : Yann Hello, Olivier Desprez and Alain Anglade for their implication in the wide-angle seismic data acquisition. We would like to thank Royal Holloway University of London, NERC/SEIS-UK and Sultan Qaboos University (Sultanate of Oman) who lent the landstations for the Encens cruise. We are grateful for Dr Hilal Al-Azri, Dr Salim Al Busaidi, and Sami Zubedi for logistical support in Oman. Seismic-Unix (Stockwell, 1999) and OBSTOOL (Christeson, 1995) were used to process the wide-angle seismic data. The GMT software package (Wessel & Smith, 1995) was used to produce the figures of this paper.

REFERENCES

- Afilhado, A., Matias, L., Shiobara, H., Hirn, A., Mendes-Victor, L., & Shimamura, H., 2008. From unthinned continent to ocean: The deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38 N, *Tectonophysics*, **458**(1-4), 9–50.
- Autin, J., Leroy, S., d’Acremont, E., Beslier, M.-O., Ribodetti, A., Bellahsen, N., Razin, P., & Robin, C., 2010. Continental break-up history of a deep magma-poor margin from seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman), *Geophys. J. Int.*, **180**, 501–519.
- Avedik, F., Renard, V., Allenou, J., & Morvan, B., 1993. Single bubble air-gun array for deep exploration, *Geophysics*, **58**, 366.
- Barton, A. & White, R., 1997. Crustal structure of Edoras Bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, **102**(B2), 3109–3129.
- Bassi, G., 1995. Relative importance of strain rate and rheology for the mode of continental extension, *Geophys. J. Int.*, **122**(1), 195–210.
- Basuyau, C., Tiberi, C., Leroy, S., Stuart, G., Al-Lazki, A. I., Al-Toubi, K., & Ebinger, C., 2010. Evidence of partial melting beneath a continental margin : case of Dhofar, in the Northern Gulf of Aden (Sultanate of Oman), *Geophys. J. Int.*, **180**, 520–534.
- Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, R., Hinz, K., Fechner, N., Gohl, K., Schulze, A., Trumbull, R., & Weber, K., 2000. Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies, *J. Geophys. Res.*, **105**(B 11), 25829–25853.

- Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acremont, E., Leroy, S., & Daniel, J.-M., 2006. Fault reactivation and rift localization: the northeastern Gulf of Aden margin., *Tectonics*, **25**, 14 p.
- Beslier, M., Cornen, G., & Girardeau, J., 1996. Tectono-metamorphic evolution of peridotites from the ocean/continent transition of the Iberia Abyssal Plain margin, *Proceedings of ODP*, **149**, 397–412.
- Bevington, P., 1969. Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences, *McGraw-Hill, New York*, **13**, 985–993.
- Boillot, G. & Froitzheim, N., 2001. Non-volcanic rifted margins, continental break-up and the onset of sea-floor spreading: some outstanding questions, *Geological Society London Special Publications*, **187**(1), 9–30.
- Boillot, G., Fraud, G., Recq, M., & Girardeau, J., 1989. Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins., *Nature*, **341**, 523–525.
- Bott, W. F., Smith, B. A., Oakes, G., Sikander, A. H., & Ibrahim, A. I., 1992. The tectonic framework and regional hydrocarbon, prospectivity of the Gulf of Aden, *J. Petrol. Geol.*, **15**, 211–243.
- Bown, J. & White, R., 1994. Variation with spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry, *Earth and planetary science letters*, **121**(3-4), 435–449.
- Brun, J. & Beslier, M., 1996. Mantle exhumation at passive margins, *Earth and Planetary Science Letters*, **142**(1-2), 161–173.
- Buck, W., 2004. *Rheology and Deformation of the Lithosphere at continental margins*, vol. 62, chap. Consequences of athenospheric variability on continental rifting, pp. 1–30, Columbia University Press.
- Bullock, A. & Minshull, T., 2005. From continental extension to seafloor spreading: crustal structure of the Goban Spur rifted margin, southwest of the UK, *Geophys. J. Int.*, **163**(2), 527–546.
- Cannat, M., 1993. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges., *J. Geophys. Res.*, **98**(B3), 4163–4172.
- Chian, D., Loudon, K., & Reid, I., 1995. Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of nonvolcanic continental margins, *J. Geophys. Res.*, **100**(B12), 24239–24254.
- Contrucci, I., Klingelhofer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M., Sahabi, M., Malod, J., & Rehault, J., 2004. The crustal structure of the NW Moroccan continental margin from wide-angle and reflection seismic data, *Geophys. J. Int.*, **159**(1), 117–128.
- Davis, M. & Kusznir, N., 2004. Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins, *Proceedings of NSF Rifted Margins Theoretical Institute. Columbia University Press, New York*, pp. 92–136.
- Davison, I., 1997. Wide and narrow margins of the Brazilian South Atlantic, *Journal of the Geological Society*, **154**(3), 471–476.
- Dean, S., Minshull, T., Whitmarsh, R., & Loudon, K., 2000. Deep structure of the ocean-continent transi-

- tion in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles- The IAM-9 transect at 40 deg 20 min N, *J. Geophys. Res.*, **105**(B3), 5859–5885.
- d’Acremont, E., Leroy, S., Beslier Marie, O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M., & Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data., *Geophys. J. Int.*, **160**(3), 869–890.
- d’Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Patriat, P., Beslier Marie, O., Bellahsen, N., Fournier, M., & Gente, P., 2006. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden; insights from magnetic and gravity data (Encens-Sheba MD117 cruise), *Geophys. J. Int.*, **165**(3), 786–803.
- d’Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Gente, P., & Autin, J., 2010. Volcanism, jump and propagation on the Sheba Ridge, eastern Gulf of Aden: Segmentation evolution and implications for accretion processes, *Geophys. J. Int.*, **180**, 535–551.
- Ebinger, C. & Sleep, N., 1998. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume, *Nature*, **395**(6704), 788.
- Eldohlm, O. & Grue, K., 1994. North Atlantic volcanic margins: dimensions and production rates, *J. Geophys. Res.*, **99**(B 2), 2955–2968.
- Fernández, M., Torne, M., Garcia-Castellanos, D., Vergés, J., Wheeler, W., & Karpuz, R., 2004. Deep structure of the Vøring Margin: the transition from a continental shield to a young oceanic lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, **221**(1-4), 131–144.
- Fournier, M., Patriat, P., & Leroy, S., 2001. Reappraisal of the Arabia–India–Somalia triple junction kinematics, *Earth and Planetary Science Letters*, **189**(3-4), 103–114.
- Funck, T., Hopper John, R., Larsen Hans, C., Loudon Keith, E., Tucholke Brian, E., & Holbrook, W. S., 2003. Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap; seismic refraction results., *J. Geophys. Res.*, **108**(B11), 20 pages.
- Funck, T., Jackson, H., Loudon, K., Dehler, S., & Wu, Y., 2004. Crustal structure of the northern Nova Scotia rifted continental margin (eastern Canada), *J. Geophys. Res.*, **109**(B9), B09102.
- Funck, T., Andersen, M., Neish, J., & Dahl-Jensen, T., 2008. A refraction seismic transect from the Faroe Islands to the Hatton-Rockall Basin, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **113**(B12), B12405.
- Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margins, *Comptes rendus-Géoscience*, **337**(16), 1395–1408.
- Greenroyd, C., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A., & Hobbs, R., 2008. Demerara Plateau-the structure and evolution of a transform passive margin, *Geophys. J. Int.*, **172**(2), 549–564.
- Gregg, P., Lin, J., Behn, M., & Montési, L., 2007. Spreading rate dependence of gravity anomalies along oceanic transform faults, *Nature*, **448**(7150), 183–187.
- Hébert, H., Deplus, C., Audin, L., Khanbari, K., & Huchon, P., 2001. Lithospheric structure of a nascent spreading ridge inferred from gravity data- The western Gulf of Aden, *J. Geophys. Res.*, **106**(B11), 26345–26364.

- Hirsch, K., Bauer, K., & Scheck-Wenderoth, M., 2009. Deep structure of the western South African passive margin: Results of a combined approach of seismic, gravity and isostatic investigations, *Tectonophysics*, **470**(1-2), 57–70.
- Hofmann, C., Courtillot, V., Feraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., & Pik, R., 1997. Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change, *Nature*, **389**(6653), 838–841.
- Holbrook, W., Purdy, G., Sheridan, R., Glover III, L., Talwani, M., Ewing, J., & Hutchinson, D., 1994a. Seismic structure of the US Mid-Atlantic continental margin, *J. Geophys. Res.*, **99**(17), 871–17.
- Holbrook, W., Reiter, E., Purdy, G., Sawyer, D., Stoffa, P., Austin, J., Oh, J., & Makris, J., 1994b. Deep structure of the US Atlantic continental margin, offshore South Carolina, from coincident ocean bottom and multichannel seismic data, *J. Geophys. Res.*, **99**(B5), 9155–9178.
- Holbrook, W., Larsen, H., Korenaga, J., Dahl-Jensen, T., Reid, I., Kelemen, P., Hopper, J., Kent, G., Lizarralde, D., Bernstein, S., et al., 2001. Mantle thermal structure and active upwelling during continental breakup in the North Atlantic, *Earth and Planetary Science Letters*, **190**(3-4), 251–266.
- Hopper, J. & Buck, W., 1996. The effect of lower crustal flow on continental extension and passive margin formation, *J. Geophys. Res.*, **101**, 20–20.
- Hopper, J., Dahl-Jensen, T., Holbrook, W., Larsen, H., Lizarralde, D., Korenaga, J., Kent, G., & Kelemen, P., 2003. Structure of the SE Greenland margin from seismic reflection and refraction data: Implications for nascent spreading center subsidence and asymmetric crustal accretion during North Atlantic opening, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2269.
- Horen, H., Zamora, M., & Dubuisson, G., 1996. Seismic wave velocities and anisotropy in serpentinized periodotites from Xigaze ophiolite: abundance of serpentine in slow spreading ridge, *Geophysical research letters*, **23**(1), 9–12.
- Horsefield, S., Whitmarsh, K., White, R., & Sibuet, J., 1994. Crustal structure of the Goban Spur rifted continental margin, Ne Atlantic, *Geophys. J. Int.*, **119**(1), 1–19.
- Huisman, R. & Beaumont, C., 2008. Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension, *Geology*, **36**(2), 163.
- Jestin, F., Huchon, P., & Gaulier, J., 1994. The Somalia plate and the East African Rift System: present-day kinematics, *Geophys. J. Int.*, **116**(3), 637–654.
- Keen, C., 1987. Some important consequences of lithospheric extension, *Geological Society London Special Publications*, **28**(1), 67.
- Kenea, N., Ebinger, C., & Rex, D., 2001. Late Oligocene volcanism and extension in the southern Red Sea hills, *Sudan: Journal of the Geological Society of London*, **158**, 285–294.
- Klingelhoefer, F., Minshull, T., Blackman, D., Harben, P., & Childers, V., 2001. Crustal structure of Ascension Island from wide-angle seismic data: implications for the formation of near-ridge volcanic

- islands, *Earth and Planetary Science Letters*, **190**(1-2), 41–56.
- Klingelhoefer, F., Labails, C., Cosquer, E., Rouzo, S., Géli, L., Aslanian, D., Olivet, J., Sahabi, M., Nouzé, H., & Unternehr, P., 2009. Crustal structure of the SW-Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the DAKHLA experiment) Part A: Wide-angle seismic models, *Tectonophysics*, **468**(1-4), 63–82.
- Kusznir, N. & Park, R., 1987. The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness, *Geological Society London Special Publications*, **28**(1), 35.
- Lau, K., Louden, K., Funck, T., Tucholke, B., Holbrook, W., Hopper, J., & Larsen, H., 2006. Crustal structure across the Grand Banks–Newfoundland Basin Continental Margin–I. Results from a seismic refraction profile, *Geophys. J. Int.*, **167**(1), 127–156.
- Lavier, L. & Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins., *Nature*, **440**(7082), 324–8.
- Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., d’Acremont, E., Patriat, P., Beslier Marie, O., Bellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al Kathiri, A., Merkouriev, S., Fleury Jean, M., Ruellan Pierre, Y., Lepvrier, C., & Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden; a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin., *Terra Nova*, **16**(4), 185–192.
- Leroy, S., d’Acremont, E., Tiberi, C., Basuyau, C., Autin, J., Lucazeau, F., & Sloan, H., 2010. Recent off-axis volcanism in the eastern Gulf of Aden: implications for plume-ridge interaction, *Earth and Planetary Science Letters*, **293**, 140–153.
- Leroy, S., Lucazeau, F., d’Acremont, E., Watremez, L., Autin, J., Rouzo, S., Bellahsen, N., Ebinger, C., Beslier, M.-O., Tiberi, C., Perrot, J., Razin, P., Stuart, G., Al Lazki, A., Al-Toubi, K., Bache, F., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., Huchon, P., Unternehr, P., & Khanbari, K., in review. Contrasted styles of margins in the eastern Gulf of Aden, *Gcubed*.
- Lizarralde, D., Holbrook, W., McGeary, S., Bangs, N., & Diebold, J., 2002. Crustal construction of a volcanic arc, wide-angle seismic results from the western Alaska Peninsula, *J. Geophys. Res.*, **107**(B 8), 4–21.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., d’Acremont, E., Watremez, L., Düsünur, D., Tuchais, P., Huchon, P., Bellahsen, N., & Al-Toubi, K., 2008. Persistent thermal activity at the Eastern Gulf of Aden after continental break-up, *Nature Geosciences*, **1**, 854–858.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Autin, J., Bonneville, A., Goutorbe, B., Watremez, L., d’Acremont, E., Düsünur, D., Rolandone, F., & Huchon, P., 2009. Post-rift volcanism and high heat-flow at the Ocean-Continent Transition of the Gulf of Aden, *Terra Nova*, **21**, 285–292.
- Ludwig, W., Nafe, J., & Drake, C., 1970. Seismic refraction, *The Sea*, **4**(Part 1), 53–84.
- Menzies, M., Klempere, S., Ebinger, C., & Baker, J., 2002. Characteristics of volcanic rifted margins,

- Volcanic Rifted Margins*, **362**, 1–14.
- Minshull, T., 2009. Geophysical characterisation of the ocean–continent transition at magma-poor rifted margins, *Comptes rendus-Géoscience*, **341**(5), 382–393.
- Minshull, T., Lane, C., Collier, J., & Whitmarsh, R., 2008. The relationship between rifting and magmatism in the northeastern Arabian Sea, *Nature Geosciences*, **1**(7), 463–467.
- Mjelde, R., Raum, T., Myhren, B., Shimamura, H., Murai, Y., Takanami, T., Karpuz, R., & Naess, U., 2005. Continent-ocean transition on the Vøring Plateau, NE Atlantic, derived from densely sampled ocean bottom seismometer data., *J. Geophys. Res.*, **110**(B05), 19 pages.
- Mjelde, R., Raum, T., Murai, Y., & Takanami, T., 2007. Continent-ocean-transitions: Review, and a new tectono-magmatic model of the Vøring Plateau, NE Atlantic., *J. Geodyn.*, **43**(3), 374–392.
- Morgan, J., Barton, P., & White, R., 1989. The Hatton Bank continental margin. III: Structure from wide-angle OBS and multichannel seismic refraction profiles, *Geophys. J. Int.*, **98**(2), 367–384.
- Mutter, J., Talwani, M., & Stoffa, P., 1982. Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by “subaerial sea-floor spreading”, *Geology*, **10**(7), 353–357.
- Mutter, J., Buck, W., & Zehnder, C., 1988. Convective partial melting, 1. A model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading, *J. Geophys. Res.*, **93**, 1031–1048.
- Pérez-Gussinyé, M. & Reston, T., 2001. Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins: Onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup, *J. Geophys. Res.*, **106**(B3), 3961–3976.
- Pérez-Gussinyé, M., Ranero, C., Reston, T., & Sawyer, D., 2003. Mechanisms of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2245.
- Péron-Pinvidic, G. & Manatschal, G., 2008. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view, *International Journal of Earth Sciences*, pp. 1–17.
- Planke, S., Alvestad, E., & Eldholm, O., 1999. Seismic characteristics of basaltic extrusive and intrusive rocks, *The Leading Edge*, **18**(3), 342–348.
- Raum, T., Mjelde, R., Digranes, P., Shimamura, H., Shiobara, H., Kodaira, S., Haatvedt, G., Sørenes, N., & Thorbjørnsen, T., 2002. Crustal structure of the southern part of the Vøring Basin, mid-Norway margin, from wide-angle seismic and gravity data, *Tectonophysics*, **355**(1-4), 99–126.
- Reid, I., 1994. Crustal structure of a nonvolcanic rifted margin east of Newfoundland, *J. Geophys. Res.*, **99**(B8), 15161.
- Reston, T., 2007. Extension discrepancy at North Atlantic nonvolcanic rifted margins: Depth-dependent stretching or unrecognized faulting?, *Geology*, **35**(4), 367.
- Reston, T., 2009. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis, *Tectonophysics*, **468**(1-4), 6–27.
- Rodriguez, E., Morris, C., Belz, J., Chapin, E., Martin, J., Daffer, W., & Hensley, S., 2005. An assessment

- of the SRTM topographic products, Tech. rep., Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California.
- Roger, J., Platel, J., & Cavelier, C., 1989. Données nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire géologique du Dhofar (Sultanat d'Oman), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **2**, 265–277.
- Rommevaux, C., Deplus, C., Patriat, P., & Sempere, J., 1994. Three-dimensional gravity study of the Mid-Atlantic Ridge: Evolution of the segmentation between 28 deg and 29 deg N during the last 10 my, *J. Geophys. Res.*, **99**(B2), 3015–3029.
- Salisbury, M. & Christensen, N., 1978. The seismic velocity structure of a traverse through the Bay of Islands ophiolite complex, Newfoundland, an exposure of oceanic crust and upper mantle, *J. geophys. Res.*, **83**, 805–817.
- Sandwell, D. & Smith, W., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, **102**(10), 039–10.
- Schroeder, T., John, B., & Frost, B., 2002. Geologic implications of seawater circulation through peridotite exposed at slow-spreading mid-ocean ridges, *Geology*, **30**(4), 367.
- Talwani, M., Lamar Worzel, J., & Landisman, M., 1959. Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, **64**, 49–59.
- Tard, F., Masse, P., Walgenwitz, F., & Gruneisen, P., 1991. The volcanic passive margin in the vicinity of Aden, Yemen, *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf Aquitaine, Boussens*, **15**, 1–9.
- Tiberi, C., Leroy, S., d'Acremont, E., Bellahsen, N., Ebinger, C., Al Lazki, A., & Pointu, A., 2007. Crustal geometry of the northeastern Gulf of Aden passive margin; localization of the deformation inferred from receiver function analysis, *Geophys. J. Int.*, **168**(3), 1247–1260.
- Van Avendonk, H., Lavier, L., Shillington, D., & Manatschal, G., 2009. Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland, *Tectonophysics*, **468**(1-4), 131–148.
- Veevers, J. & Cotterill, D., 1978. Western margin of Australia: Evolution of a rifted arch system, *Geological Society of America Bulletin*, **89**(3), 337.
- Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J., Khanbari, K., & Asfaw, L., 2006. Confirmation of Arabia slow plate motion by new GPS data in Yemen, *J. Geophys. Res.*, **111**(B2), B02402.
- Watchorn, F., Nichols, G., & Bosence, D., 1998. *Rift-related sedimentation and stratigraphy, southern Yemen (Gulf of Aden)*, London, Chapman & Hall.
- Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **22**(1), 108–125.
- White, R. & McKenzie, D., 1989. Magmatism at Rifts zones: the generation of volcanic continental margin and flood basalts, *J. Geophys. Res.*, **94**(1), 7685–7730.
- White, R., Spence, G., Fowler, S., McKenzie, D., Westbrook, G., & Bowen, A., 1987. Magmatism at rifted

continental margins, *Nature(London)*, **330**(6147), 439–444.

White, R., McKenzie, D., & O’Nions, R., 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions, *J. Geophys. Res.*, **97**(B13), 19683–19715.

Zelt, C. & Forsyth, D., 1994. Modeling wide-angle seismic data for crustal structure: Southeastern Grenville Province, *J. Geophys. Res.*, **99**(B6), 11687–11704.

Zelt, C. A., 1999. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data, *Geophys. J. Int.*, **139**, 183–204.

Zelt, C. A. & Smith, R. B., 1992. Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, **108**, 16–34.

This paper has been produced using the Blackwell Scientific Publications GJI L^AT_EX2e class file.

Nous avons donc mis en évidence que le segment Ashawq-Salalah est une marge étirée non-volcanique, présentant des caractères magmatiques (corps mafique en base de croûte, volcan à la transition océan-continent). Cette marge semble être affectée par une anomalie de fusion post-rift.

4.2 Article 2 : Variations du style de rifting dans le golfe d'Aden oriental : campagnes de sismique réfraction, sismique réflexion et flux de chaleur (publié chez G-Cubed, juillet 2010)

L'objet de ce papier est de montrer et d'interpréter la variation des structures le long de la marge Nord du golfe d'Aden oriental.

La campagne Encens a permis l'acquisition de données de sismique réfraction et de sismique réflexion, et la campagne Encens-Flux, l'acquisition de données de flux de chaleur sur la totalité de la marge Nord entre les zones de fractures d'Alula-Fartak (à l'Ouest) et de Socotra-Hadbeen (à l'Est).

La modélisation des données de sismique réfraction et l'exploitation des données de sismique réflexion permettent d'imager les structures profondes et de mettre en évidence la variabilité des structures le long de la marge Nord du golfe d'Aden oriental, et notamment la transition océan-continent dont la largeur et la nature évolue le long de la marge. La marge est ainsi divisée, d'Ouest en Est, en trois segments de second ordre : Ashawq-Salalah, Taqah et Mirbat.

On présente ici la structure de ces trois segments grâce aux résultats de l'observation conjointe des modèles de vitesse des ondes P, des anomalies magnétiques et gravimétriques, de la sismique réflexion et du flux de chaleur. Cette étude permet alors de définir la localisation et la nature de la transition océan-continent le long des différents segments.

Le segment d'Ashawq-Salalah a une longueur de 94 km le long de la marge. Sa transition océan-continent est étroite (15 km) et elle présente des indices de magmatisme post-rift.

Le segment de Taqah a une longueur de 36 km et sa transition océan-continent est plus large que le long du segment Ashawq-Salalah (35 km). De plus elle ne présente aucun indice de magmatisme, mais des vitesses d'ondes P caractéristiques du manteau serpentinisé (augmentation régulière de la vitesse avec la profondeur de 5 à 7,9 km/s).

Le segment de Mirbat a une longueur de 65 km et sa transition océan-continent est plus large que celle des segments précédents (50 km). Elle présente également des indices de serpentinsation du manteau supérieur exhumé par une faille et un lambeau de croûte continentale supérieure détaché du reste de la marge, témoignant d'un amincissement extrême de la marge.

La transition océan-continent est étroite et marquée par du volcanisme post-rift sur le segment Ashawq-Salalah. Les transitions océan-continent des segments de Taqah et de Mirbat deviennent plus larges vers l'Est. Ceci est expliqué par le fait que l'anomalie de fusion découverte dans le domaine océanique et qui pourrait être due à un flux chenalisé de matériel mantellique provenant du point chaud Afar, se propageant le long de la ride d'Aden jusqu'à la zone transformante d'Alula-Fartak.

Ainsi, les marges du golfe d'Aden oriental présentent une forte variabilité qui serait le résultat de la combinaison de différents facteurs contrôlant la formation des marges tels la rhéologie, l'ouverture oblique du golfe provoquant une forte segmentation, les faibles taux d'extension variant d'Ouest en Est, et le magmatisme ponctuel post-rift.



Contrasted styles of rifting in the eastern Gulf of Aden: A combined wide-angle, multichannel seismic, and heat flow survey

Sylvie Leroy

ISTeP, UMR 7193, UPMC, Université Paris 06, CNRS, F-75005 Paris, France (sylvie.leroy@upmc.fr)

Francis Lucazeau

Géosciences Marines, UMR 7097, IPGP, Case 89, 4 place Jussieu, F-75252 Paris CEDEX 05, France

**Elia d'Acremont, Louise Watremez, Julia Autin, Stéphane Rouzo, Nicolas Bellahsen, and
Christel Tiberi**

ISTeP, UMR 7193, UPMC, Université Paris 06, CNRS, F-75005 Paris, France

Cynthia Ebinger

Department of Earth and Environmental Sciences, University of Rochester, Rochester, New York 14627, USA

Marie-Odile Beslier

Géosciences Azur, UMR 6526, BP 48, F-06235 Villefranche sur Mer CEDEX, France

Julie Perrot

Domaines Océaniques, IUEM, CNRS, Place Nicolas Copernic, F-29280 Plouzané, France

Philippe Razin

EGID, University of Bordeaux III, 1 allée Daguin, F-33607 Pessac CEDEX, France

Frédérique Rolandone

ISTeP, UMR 7193, UPMC, Université Paris 06, CNRS, F-75005 Paris, France

Heather Sloan

Department of Environmental, Geographic, and Geological Sciences, Lehman College, City University of New York, Bronx, New York 10468, USA

Graham Stuart

School of Earth and Environment, University of Leeds, 15-19 Hyde Terrace, Leeds LS2 9JT, UK

Ali Al Lazki and Khalfan Al-Toubi

College of Science and Earthquake Monitoring Center, Sultan Qaboos University, PC 120 Al Khod, Sultanate of Oman

François Bache

ISTeP, UMR 7193, UPMC, Université Paris 06, CNRS, F-75005 Paris, France

Alain Bonneville and Bruno Goutorbe

Géosciences Marines, UMR 7097, IPGP, Case 89, 4 place Jussieu, F-75252 Paris CEDEX 05, France

Philippe Huchon

ISTeP, UMR 7193, UPMC, Université Paris 06, CNRS, F-75005 Paris, France

Patrick Unternehr

TOTAL, Tour Coupole, 2, Place de la Coupole, F-92078 Paris La Défense CEDEX, France

Khaled Khanbari

Department of Environmental and Earth Sciences, Sana'a University, Sana'a, Republic of Yemen

[1] Continental rifts and passive continental margins show fundamental along-axis segmentation patterns that have been attributed to one or a number of different processes: extensional fault geometry, variable stretching along strike, preexisting lithospheric compositional and structural heterogeneities, oblique rifting, and the presence or absence of eruptive volcanic centers. The length and width scales of the rift stage fault-bounded basin systems change during the late evolution of the new plate boundary, and the role of magmatism may increase as rifting progresses to continental rupture. Along obliquely spreading ridges, first-order mid-ocean ridge geometries originate during the synrift stage, indicating an intimate relationship between magma production and transform fault spacing and location. The Gulf of Aden rift is a young ocean basin in which the earliest synrift to breakup structures are well exposed onshore and covered by thin sediment layers offshore. This obliquely spreading rift is considered magma-poor and has several large-offset transforms that originated during late stage rifting and control the first-order axial segmentation of the spreading ridge. Widely spaced geophysical transects of passive margins that produce only isolated 2-D images of crust and uppermost mantle structure are inadequate for evaluation of competing rift evolution models. Using closely spaced new geophysical and geological observations from the Gulf of Aden we show that rift sectors between transforms have a large internal variability over short distances (~10 km): the ocean-continent transition (OCT) evolves from a narrow magmatic transition to wider zones where continental mantle is probably exhumed. We suggest that this small-scale variability may be explained (1) by the distribution of volcanism and (2) by the along-strike differences in time-averaged extension rate of the oblique rift system. The volcanism may be associated with (1) the long-offset Alula-Fartak Fracture Zone, which may enhance magma production on its younger side, or (2) channeled flow from the Afar plume material along the newly formed OCT and the spreading ridge. Oblique extension and/or hot spot interactions may thereby have a significant control on the styles of rifting and continental breakup and on the evolution of many magma-poor margins.

Components: 7800 words, 5 figures, 1 table.

Keywords: magma-poor rifted margins; oblique rifting; mantle exhumation; Gulf of Aden.

Index Terms: 8105 Tectonophysics: Continental margins: divergent (1212); 8106 Tectonophysics: Continental margins: transform (8031); 8159 Tectonophysics: Rheology: crust and lithosphere (8031).

Received 17 November 2009; **Revised** 19 April 2010; **Accepted** 19 May 2010; **Published** 8 July 2010.

Leroy, S., et al. (2010), Contrasted styles of rifting in the eastern Gulf of Aden: A combined wide-angle, multichannel seismic, and heat flow survey, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q07004, doi:10.1029/2009GC002963.

1. Introduction

[2] Continental rifting leading to plate rupture is achieved through lithospheric crust and mantle thinning in a direction parallel to the plate opening; the resulting margin architecture constrains crust and mantle processes [e.g., Buck, 2004]. Variability of crust and mantle structures along the strike of

the rift also influence processes, further restricting acceptable models: where the production of melt is large (volcanic margins), the transition from continent to ocean is narrow and substantial amounts of magma are added to the lower crust; where melt production is small (magma-poor margins), the transition can extend over hundreds of kilometers with possible exhumation of the continental mantle

along low-angle detachment faults [Hopper and Buck, 1996; Buck *et al.*, 1999]. Along-axis mid-ocean ridge segmentation may be related to one or several processes such as extensional fault geometry, variable rate of extension along strike, structural inheritance and presence or absence of volcanism [e.g., Ebinger *et al.*, 1987; Dunbar and Sawyer, 1989; Hopper *et al.*, 1992; Brun, 1999; Buck *et al.*, 1999; Lizarralde *et al.*, 2007; Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009]. The geometry of the fault-bounded systems may change during rifting, and the influence of magmatism may differ when it occurs before or after the continental breakup [White, 1992; Yamasaki and Gernigon, 2009]. Zones that accommodate deformation between extensional basins of obliquely spreading rift systems during late synrift stages could be precursors of the first-order transform faults that appear along the OCT during or soon after continental rupture [Corti *et al.*, 2003; d'Acremont *et al.*, 2005]. It has also been proposed that transform fault configuration may not be inherited from earlier structures at all [Taylor *et al.* 2009]. Finally, long-offset transform fault and fracture zone geometry at obliquely spreading ridges may affect melt supply to axial segments from the onset of seafloor spreading following rifting [Hoofft *et al.*, 2000] and possibly control magma flow in plume-ridge interactions [Georgen *et al.*, 2001].

[3] Lateral structure of rifted margins can be highly variable, but is poorly constrained due to the wide spacing between geophysical transects (more than 100 km). This was the case for the Gulf of Aden where previously sparse studies consisted of seafloor bathymetry, limited gravity transects and seismic profiles that gave the impression that there was a lack of east-west structural variation. In this paper, we focus on the structure of the northern margin of the Gulf of Aden between the Alula-Fartak Fracture Zone (AFFZ) and the Socotra Hadbeen Fracture Zone (SHFZ). Each of these sections of the margin corresponds to a first-order ridge segment. This study of this first-order segment of the rifted margin is based on new detailed geological and geophysical observations and analysis, including seismic velocity models from wide-angle data, colocated with multichannel seismic (MCS) profiles and high-resolution heat flow measurements. Because of its recent formation and the absence of salt deposits, the Gulf of Aden provides ideal conditions to study the processes of rifting and continental breakup with seismic imaging techniques. This part of the margin reveals a complexity unexpected at this scale. Our analysis reveals significant change in the width and character of the OCT over a lateral dis-

tance of only 10 km. From 15 km wide with postbreakup magmatism, the OCT broadens to 50 km with low-angle detachment faults and little or no magmatism.

2. Tectonic Setting

[4] The Gulf of Aden is an active oblique rift system with young margins [d'Acremont *et al.*, 2005] along the Arabia-Somalia plate boundary connects to the Indian Ocean to the east and to the Red Sea to the west (Figure 1). Extension began at 35 Ma [Roger *et al.*, 1989; Watchorn *et al.*, 1998] following the closure of the Neo-Tethys Ocean and the development of the Afar plume [Bellahsen *et al.*, 2003]. Earliest rift structures strike N110°E, ca. 40° from the strike of late synrift structures and from the strike of the Gulf [d'Acremont *et al.*, 2005; Bellahsen *et al.*, 2006] (Figure 1). Seafloor spreading followed at 17.6 Ma in the eastern part of the Gulf [Leroy *et al.*, 2004; d'Acremont *et al.*, 2006] as far west as the Shukra-El Sheik transform fault (SSTf) [Leroy *et al.*, 2010] (Figure 1). Finally, the rift propagated toward the Afar plume [Audin *et al.*, 2001]. The along-axis segmentation, controlled by continental margin structure during the early stage of rifting, was replaced during the late rifting stage by a new geometry of shorter axial segments [d'Acremont *et al.*, 2010]. This late stage segmentation persisted through the onset of seafloor spreading and continues to evolve along the present-day spreading ridge [Leroy *et al.*, 2004; d'Acremont *et al.*, 2006, 2010]. The high degree of margin segmentation is attributable to oblique rifting. As a consequence of margin segmentation, the nascent OCT of the study area is located along the eastern side of the Mesozoic Jeza-Qamar basin, which was reactivated during the opening of the Gulf of Aden (Figure 1 [Bellahsen *et al.*, 2006; d'Acremont *et al.*, 2006]).

3. Data Acquisition

[5] A combined onshore-offshore survey was carried out in 2006 along the southern part of Oman in order to image the deep structures of the eastern Gulf of Aden margin (Figure 1). We have collected a large amount of geological and geophysical data in the study area, including multibeam bathymetry, gravity, magnetism and heat flow in addition to the multichannel and wide-angle seismic studies. Thirty-five Ocean Bottom Seismometers (OBS) deployed at 10–15 km intervals and 19 broadband seismometers onshore in Oman recorded the air gun shots

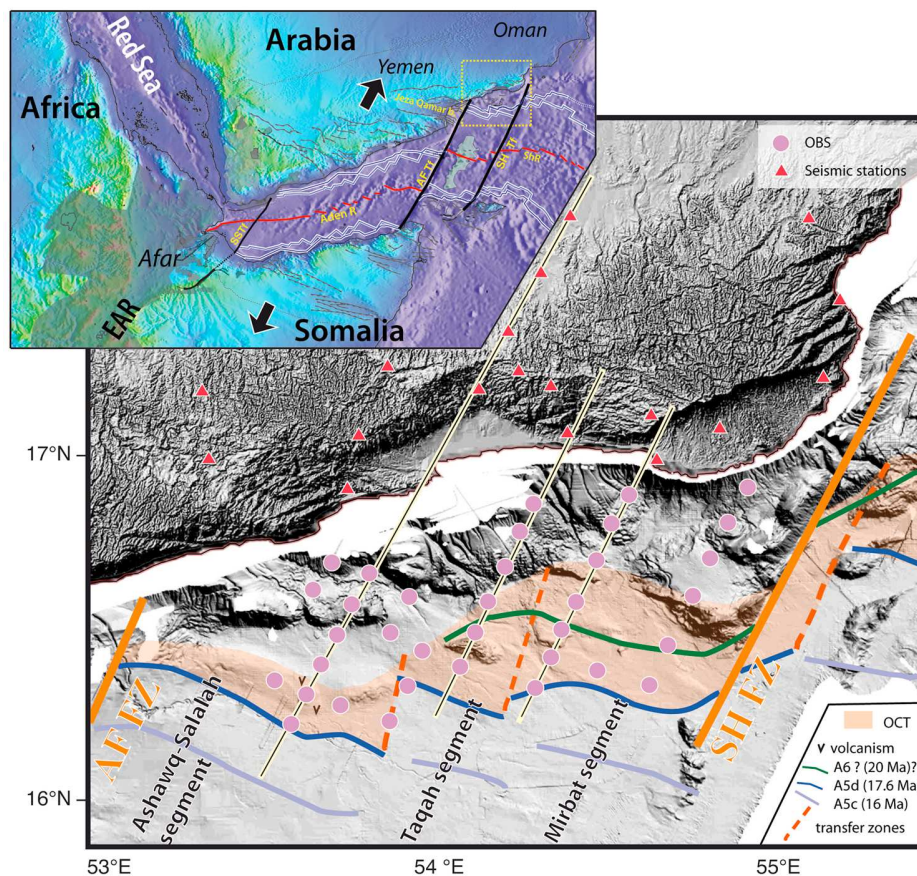


Figure 1. Map of the Encens experiment in the northeastern Gulf of Aden. (top) Gray shading denotes the Afar-related volcanism. SSTf, Shukra el Sheik transform fault; AFTf, Alula Fartak transform fault; Aden R, Aden ridge; ShR, Sheba ridge; Jeza Qamar b., inherited Jeza Qamar basin. The red line indicates the active oceanic ridge, and blue indicates the spreading axis at Chron 5c (16 Ma) and in the east of AFFZ; the dark blue line indicates Chron 5d (17.6 Ma) [Leroy *et al.*, 2010]. The black arrows show relative plate motions. (bottom) Shaded bathymetric map from multibeam soundings recorded during the Encens cruise. The Ashawq-Salalah, Taqah, and Mirbat segments are separated by dashed lines (accommodation zones). Purple dots and red triangles are seismic instrument locations of the overall experiment, and the three yellow and black lines are locations of the three seismic transects presented here. Salmon-colored shading indicates the extent of the ocean-continent transition (OCT) data coverage. AFFZ, Alula Fartak fracture zone; SHFZ, Socotra Hadbeen fracture zone.

up to 150 km inland (Figure 1). Source and receiver placement allowed for acquisition of excellent quality data along the margin between the AFFZ and SHFZ. We focus in this paper on one first-order segment of the margin.

4. Margin Structure

[6] Our results reveal fundamental differences in the crust and upper mantle structure of the second-order Ashawq-Salalah, Taqah, and Mirbat segments over short distance (Figure 1 and Table 1). We identified three second-order segments within the first-order AFFZ-SHFZ segment. The structure of these

second-order segments is interpreted in the following subsections from the P wave velocity, magnetic, gravity, MCS and heat flow data (Figures 2 to 4 and auxiliary material).¹ Based upon these interpretations, we define the location of the OCT as the domain in the distal margin where (1) the crust has neither geophysical nor geological characteristics of classical continental crust or of classical oceanic crust, (2) syn-OCT sediments are observed rather than typical synrift wedges, and (3) no oceanic magnetic anomalies are clearly identifiable. The tran-

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2009GC002963.

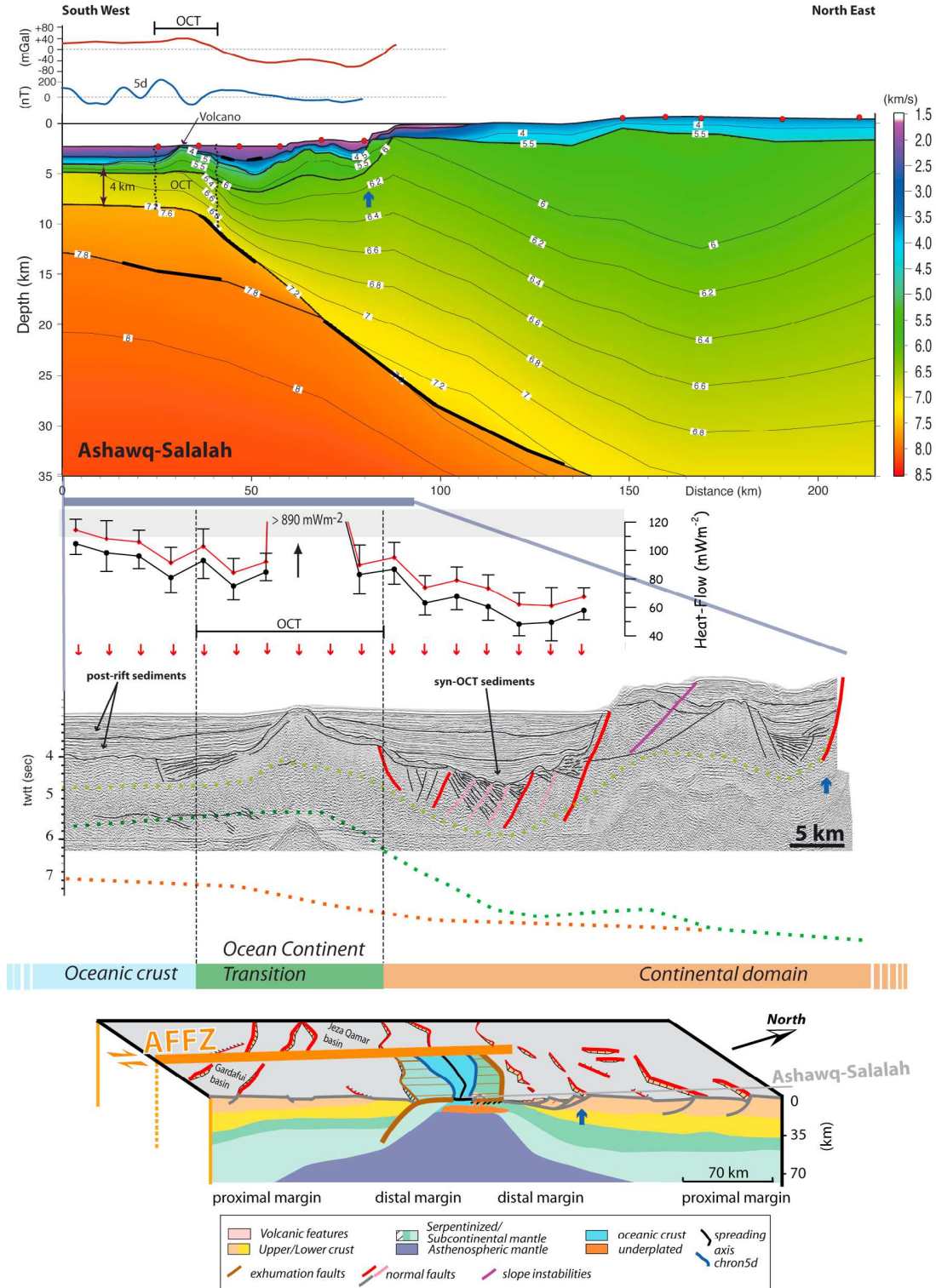


Figure 2

sition from continental domain also corresponds to an increase in the seismic velocities from 6 to 7.6 km s⁻¹ for the lower crust, in the surface heat flow from 40 to 120 mWm⁻², and in the free-air gravity anomaly from -40 to 40 mGals (Figures 2–4 and auxiliary material). The OCT, which includes a zone of exhumed continental mantle (ZECM [Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009]) is considered as the locus of change in crustal character between classical continental and oceanic. The formation of the OCT occurred when the continental crust broke up leaving behind no lower and/or upper continental crust. It extends from this point to the location where oceanic crust formed at the onset of seafloor spreading.

4.1. Western Segment: Ashawq-Salalah

[7] The Ashawq-Salalah subsegment has a length of 94 km (along margin, Figure 1). The OCT in this second-order segment is very narrow (15 km across margin); its 13 km thick crust is composed of two main parts separated by an internal reflector at ~7.5 km depth (Figure 2 and auxiliary material). The upper part is 5.5 km thick (P wave velocity of 4 to 7.2 km s⁻¹) and the lower, 7.5 km thick, has high P wave velocity ranging from 7.6 to 7.8 km s⁻¹. The mantle beneath the crust of the OCT and oceanic crust has slow P wave velocity (7.8 to 7.9 km s⁻¹; Figure 2). The oceanic crust has a total thickness of 9 km, with an internal reflector at 4 km. Although a clearly identifiable oceanic magnetic anomaly exists to the south of the OCT (the 5d anomaly [d'Acremont et al., 2006, 2010]), the oceanic crust does not have a typical low-velocity gradient (Figure 2 and auxiliary material). There is evidence of volcanic activity after continental

breakup. A volcano has been identified on the seafloor within the OCT based on morphology, thick seismic reflection patterns typical of volcanic flows [Autin et al., 2010] with the associated crustal velocities ranging from 5 to 6 km s⁻¹, and by an extremely high heat flow (~900 mWm⁻²). These observations suggest the persistence of activity until recent times (~100,000 yr) [Lucazeau et al., 2009] (Figure 2). Dipping thick deep reflectors are also observed in the oceanic crust (Figure 2) and have been related to magmatism [Autin et al., 2010]. Deformation of this margin segment is characterized in the north by large-offset normal faults dipping seaward that define two rifted basins and in the south by closely spaced normal faults (5 km) that thinned the continental crust during late stage rifting (Figures 2 and 5) [Autin et al., 2010].

4.2. Central Segment: Taqah

[8] In the 36 km long Taqah subsegment, the characteristic of the margin changes significantly: there is no evidence of postbreakup extrusive magmatism, the OCT is wider (35 km) with thinner crust (8 km) where the internal reflector observed in the other two segments is not present (Figures 1 and 3). Lower crustal velocities contrast with the high velocities observed in the Ashawq-Salalah adjoining segment. A mussel-shaped topographic high emerges from the morphology in the OCT (Figure 1). P wave velocities increase within this high with a continuous gradient from 5 km s⁻¹ at the seafloor to 7.9 km s⁻¹ at the base of the crust, a characteristic typical of serpentinized rocks [Christensen, 1972; Dean et al., 2000; Minshull, 2009]. Similar features at other margins have been related to

Figure 2. The Ashawq-Salalah segment of the Encens experiment. (top) Model of seismic velocity structure. Velocity contours are color coded and labeled in units of km s⁻¹. Red circles are the instrument locations. OCT indicates the interpreted ocean-continent transition located in between the vertical dashed lines. Models are determined using a combined forward/inverse traveltimes modeling approach (see auxiliary material). Examples of data are presented in the auxiliary material (Chi2 = 1.358; Nrays = 5101; thick solid lines are the reflection points). The crustal seismic models are shown with marine magnetic anomalies (blue line) from shipboard data with interpreted chrons and the free-air gravity anomaly (red line), both acquired jointly during the experiment. (middle) Deep seismic reflection and heat flow profiles and interpretation. Red arrows show the locations of the heat flow measurements in the seismic profile. The black circles are uncorrected heat flow, and red circles are corrected for sedimentation, topography, and refraction. Error bars represent a 68% confidence interval. The seismic profile is presented with interpretation of faults (faults active during early synrift are shown in red, faults active during late synrift are shown in pink [Autin et al., 2010], and faults associated with active landslides are shown in purple) and of the main sedimentary units. Blue arrow indicates the location of the major fault imaged and reported on the model in Figure 2 (top). The colored dotted lines are derived from the velocity models converted in two-way traveltimes corresponding to main interfaces below the acoustic basement. (bottom) Schematic representation of the segment reconstructed with the southern conjugate margin [d'Acremont et al., 2006], showing the margin style prior to seafloor spreading along the Ashawq-Salalah profile near the Alula Fartak Fracture zone (AFFZ). The 3-D block diagram shows the location of the AFFZ in relation to the segment and the distribution of the faults close to the cross section. Sedimentary series are not shown.

exhumed continental mantle that was serpentinized to within a few km of the surface rather than continental or basaltic crust [Boillot *et al.*, 1989; Brun and Beslier, 1996; Whitmarsh *et al.*, 1998; Dean *et al.*, 2000; Lavier and Manatschal, 2006; Minshull, 2009]. The mantle here also has low P wave velocities (7.8 to 7.9 km s⁻¹; Figure 3) as observed in margins in Newfoundland [Reid, 1994], Nova Scotia [Funck *et al.*, 2004] and Goban spur [Bullock and Minshull, 2005]. In addition, in the northern part of the mussel-shaped high, low-amplitude magnetic anomalies are present, which is also a characteristic of serpentinized rocks. These anomalies are interpreted as Chron 6 (20 Ma) in the northern part of the OCT domain (Figures 1 and 3). The oceanic domain displays typical crustal thickness (7.5 km) for an oceanic crust aged 18 Ma (Chron 5d), a flat Moho, a very steep P wave velocity gradient, high heat flow values and identifiable oceanic magnetic anomalies (Chron 5d; Figures 1 and 3). As in the previous subsegment, normal faults dipping seaward are closely spaced near the OCT and within the OCT domain. The mussel-shaped bathymetric high has been recently faulted as evidenced by many submarine landslides observed on the seafloor morphology (Figure 3). Other sedimentary instabilities are located in the continental domain (Figures 1 and 3 and auxiliary material), revealing active uplift of this margin segment.

4.3. Eastern Segment: Mirbat

[9] In the 65 km long Mirbat subsegment, the characteristics of the margin is again different from the two others. The OCT is wider (50 km) and its crustal thickness decreases from more than 8 km near the continental domain to 5.5 km near the oceanic domain with notable necking (Figure 4). A spur-shaped basement structure is observed in the OCT at its boundary with continental domain (Figure 1) where P wave velocities in the crust increase from 6 to 7.3 km s⁻¹ and the surface heat flow increases abruptly to a value of 120 mWm⁻², close to that expected for seafloor (Figure 4) [Lucazeau *et al.*, 2008]. As in the Taqah subsegment, there is no evidence of volcanism at the surface or at depth and the mantle here also has low P wave velocities (7.8 to 7.9 km s⁻¹; Figure 4). The continuous gradient of P wave velocity in the OCT from 5 to 7.8 km s⁻¹ from the surface to the base of the crust, and especially for the spur-shaped basement high, as well as low-amplitude magnetic anomaly (possibly Chron 6) (Figures 1 and 4) suggest the presence of serpentinized continental

mantle which may have been exhumed by one or several faults [Dean *et al.*, 2000; Funck *et al.*, 2003; Bullock and Minshull, 2005; Minshull, 2009]. Further south in the OCT domain, a buried isolated basement structure displays velocities that could be attributable to the presence of continental crust material (between 5 and 5.4 km s⁻¹ abscissa 40–55 km; Figure 4). The deformation of this segment is characterized (1) by two major seaward normal faults that bound blocks of thinned continental crust (one is imaged by the seismic profile and the other one crops out onshore; Figure 5), (2) possibly by exhumed serpentinized mantle, and (3) possibly by an extensional allochthon of continental crust (Figure 4). In the continental slope, active sedimentary instabilities also reveal persistent uplift of the margin during postrift (Figures 1 and 4 and auxiliary material).

5. Interpretations and Discussion

[10] Our primary observations are variations in margins geometry, OCT width and magmatism over small spatial scales. We describe a wide OCT for the magma-poor rifted margin segment (two eastern segments) and a narrow OCT associated with postbreakup magma-rich segment (western segment). Why do such extreme differences exist between these three segments of the eastern Gulf of Aden margin? We consider possible interpretations based on the P wave velocities, MCS, gravity, heat flow and magnetism such as postbreakup volcanism, exhumation of subcontinental mantle and widening of the OCT in relation to the increase of average rate of extension.

5.1. Postbreakup and Postrift Volcanism

[11] Based on the presence of internal reflectors and unusually high P wave velocities at large depth, we propose that the high-velocity body existing exclusively at the base of the crust in the Ashawq-Salalah segment is related to an underplated magmatic body. Its origin may not be related to the other volcanic activity along the margin. Its seismic velocities are much higher than those reported for underplated material along the North Atlantic margins [Raum *et al.*, 2002]. Also, the volume of magmatism is smaller in the eastern Gulf of Aden than for other volcanic margins where underplating has been interpreted. Moreover, in a magma-poor margin setting where no synrift volcanism has been documented [d'Acremont *et al.*, 2005; Autin *et al.*, 2010], it is unlikely that igneous underplated body

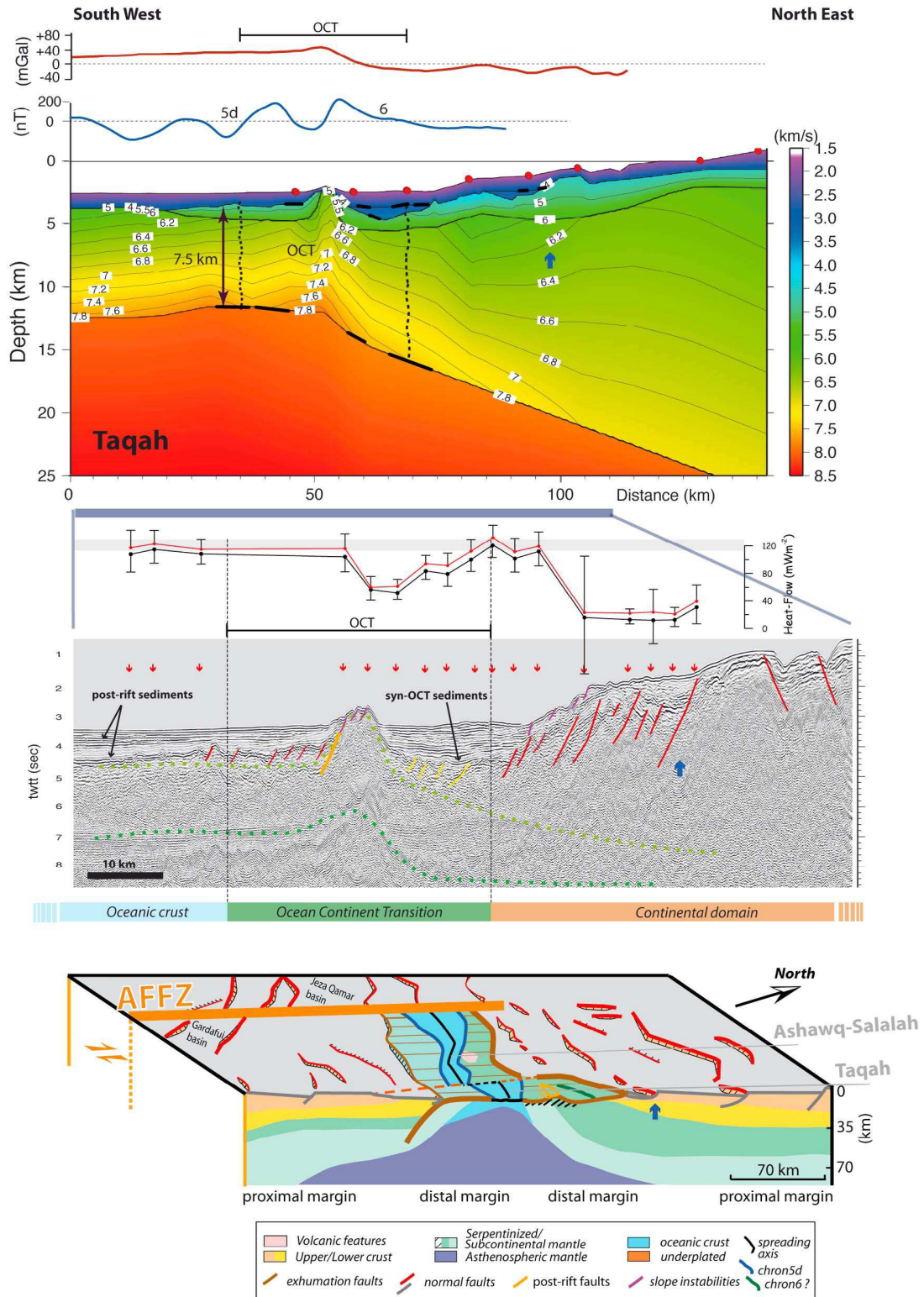


Figure 3

has an origin similar to that of the volcanic rifted margins [e.g., *Hirsch et al.*, 2009]. In Atlantic margins, high-velocity bodies are usually associated with flood basalt volcanism [*Meyer et al.*, 2007]. Here, at the top of the crust, volcanism is observed in the OCT and occurs soon after the breakup, as the OCT formed, and persists during the onset of seafloor spreading [*Lucazeau et al.*, 2009; *Autin et al.*, 2010; *Leroy et al.*, 2010]. If the origin of this high-velocity body in the lower crust corresponds to magmatic sills accreted after the breakup and/or early during the seafloor spreading phase, we would expect dikes to appear within the crust. We do not observe any dikes, but they are probably below the resolution of our seismic profiles. Volcanism is observed within the OCT of the longest margin segment and close to the long-offset AFFZ. At the ridge segment that corresponds to this section of the OCT, oceanic crust production is greater than the global average [*d'Acromont et al.*, 2010]. The origin of this postrift volcanism within the OCT may be related either to crustal thickening and magma production at the edge of the long-offset transform [*Hooft et al.*, 2000; *Gregg et al.*, 2007] as proposed by *d'Acromont et al.* [2010] for the 180 km long AFFZ offset, which has been active at least since the time of OCT formation [*d'Acromont et al.*, 2010]. Alternatively, the volcanism and associated underplated body may be related to the anomalous presence of melt beneath the Gulf of Aden fed by channeled flow of plume material from the Afar hot spot along the nascent ridge in a context of plume-ridge interaction as suggested by *Leroy et al.* [2010]. In other segmented margins with long-offset fracture zones, the oceanic transforms may act as long-lived magmatic pathways for melt in the lithosphere [*Gernigon et al.*, 2009]. Thus, the relatively sharp along-strike change in the OCT structure between the Ashawq-Salalah segment and the two others that are not associated large-offset transform faults may be related to the postbreakup volcanism that controlled the geometry of the OCT and that of the nascent spreading ridge. Volcanism is indeed considered to be capable of reducing fault spacing

and heave and as a result decreasing the width of the axial valley [*Behn and Ito*, 2008].

5.2. Exhumation of Subcontinental Mantle

[12] Based on the observations of a continuous gradient of P wave velocity from surface to depth on the two basement highs (mussel-shaped and spur-shaped) and the presence of low-amplitude magnetic anomaly in the OCT of the Taqah and Mirbat segments, we propose that continental crust breakup first began by the exhumation of the subcontinental mantle by faults that flatten near the seafloor [*Brun and Beslier*, 1996; *Lavier and Manatschal*, 2006] (Figure 3–5). In the Ashawq-Salalah segment, exhumation of the continental mantle may also have occurred [*Autin et al.*, 2010], but evidence for this may have been overprinted by the postrift volcanic activity (Figures 2 and 5).

[13] Examples of fault systems that exhume continental mantle have been imaged by seismic studies [*Dean et al.*, 2000] and drilled [*Boillot et al.*, 1988; *Whitmarsh et al.*, 1998] in the Iberia abyssal plain or exposed in the Alps [*Lavier and Manatschal*, 2006] and Pyrenees [*Lagabrielle and Bodinier*, 2008]. In these locations, exhumed mantle in the OCT is associated with shallow crustal detachment systems, and is serpentinized at temperatures under 600°C at depths shallower than 10 km where hydrothermal circulation is supposed to have occurred [*Lavier and Manatschal*, 2006; *Cannat et al.*, 2009]. We believe that the very low-amplitude Chron 6 magnetic anomaly could be associated with serpentinization of the exhumed mantle and not formed as a typical oceanic magnetic anomaly would be. The contribution of peridotites to magnetic anomalies becomes significant only where they are affected by a high degree of serpentinization and associated presence of magnetite [*Oufi et al.*, 2002]. Here the low-amplitude anomalies, which are not centered over the basement highs, may be associated with low degrees of serpentinization. In the Ashawq-Salalah segment, the recent volcano lying on the OCT [*Autin et al.*, 2010] may have modified the magnetic signal. This may be why Chron 6 was not

Figure 3. The Taqah segment of the Encens study. (top) Model of seismic velocity structure ($\text{Chi}^2 = 1.919$; $N_{\text{rays}} = 2689$; thick solid lines are the reflection points), marine magnetic anomalies (blue line) from shipboard data with interpreted chrons, and the free-air gravity anomaly (red line). (middle) Deep seismic reflection and joint heat flow profiles and interpretation. The seismic profile is presented with interpretation of faults (faults active during early syn-rift are shown in red, faults active during exhumation phase are shown in yellow, faults active during postrift are shown in orange, and faults associated with active submarine landslides are shown in purple). (bottom) Schematic 3-D representation of the spatial evolution of the segment reconstructed with the southern conjugate margin.

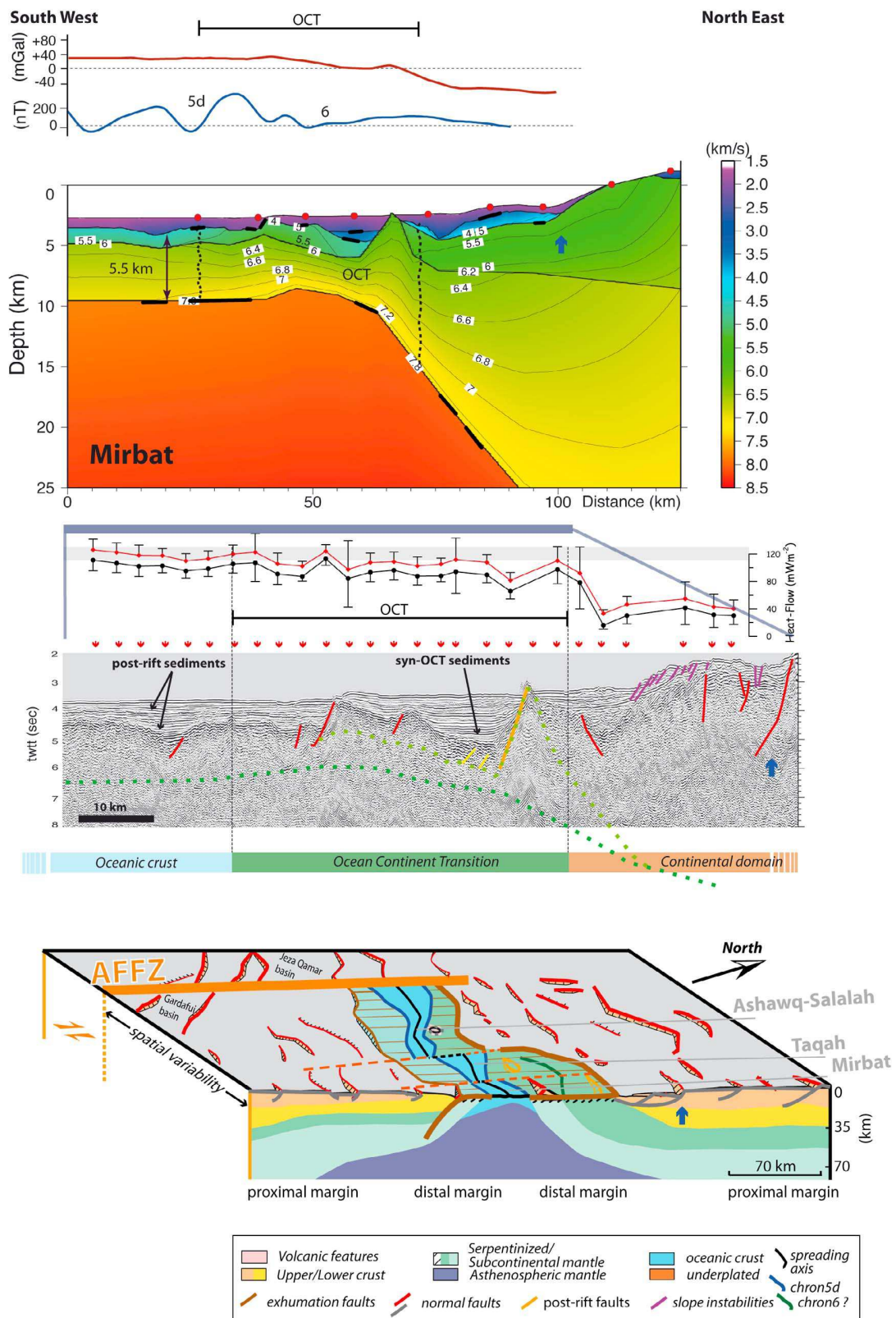


Figure 4

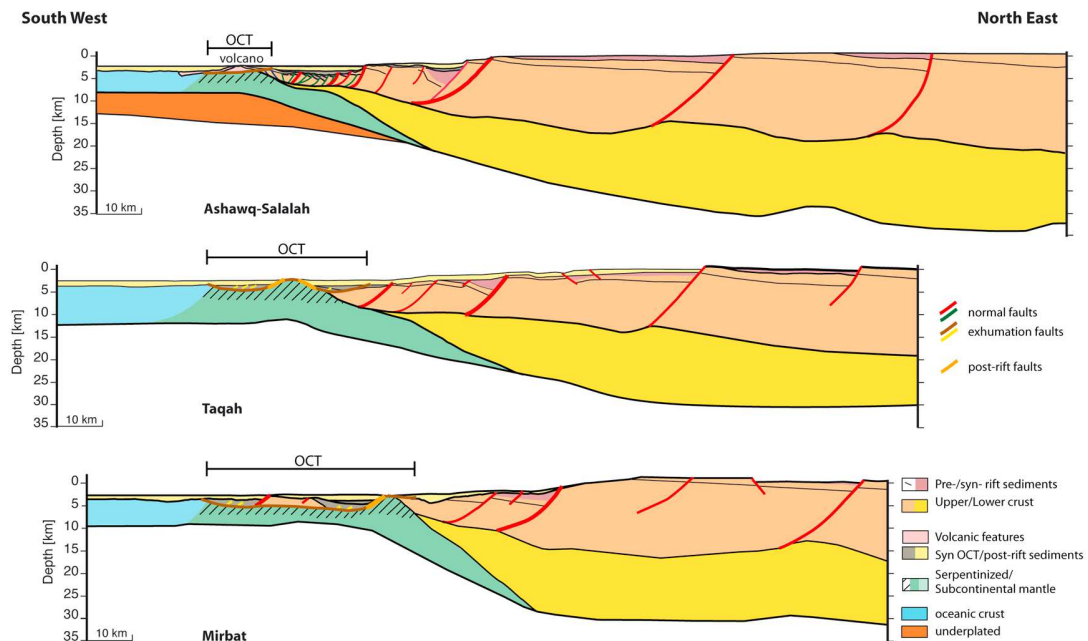


Figure 5. Modes of extension leading to continental breakup. Conceptual crustal sections without vertical exaggeration of the three different segments based on observations and data interpretation. The thickness of the crust in the proximal margin is from receiver function study [Tiberi *et al.*, 2007]. The crust is thinned by seaward dipping normal faults that slipped during different stages of rifting. The earliest faults form the main grabens, and the latest localize deformation at the axis of paleorifts or are responsible for exhumation of the subcontinental mantle.

recorded in the western segment. The P wave velocity versus serpentinization rate [Horen *et al.*, 1996] however suggests 100% and 60% of serpentinization rate for mussel-shaped and spur-shaped highs, respectively. These basement highs are controlled by recently active faults that reach the surface and may be acting as recharge zones for fluid circulation within the crust. This notion is supported by the decreased heat flow over these two highs (Figure 3). The recently active faults uplifted the ridges of serpentinized peridotites to their present-day positions. Mantle with a velocity of 7.8 km/s underlies both the thinned continental and oceanic crust. A gradual downward increase to normal mantle velocities has been interpreted to reflect decreasing degree of serpentinization with depth [Funck *et al.*, 2003]. Normal mantle velocities of 8.0 km/s are observed ~6 km below the base of the

crust as it is the case in several others margins such as Newfoundland [Reid, 1994].

5.3. Widening of the OCT

[14] We propose that the widening of the OCT toward the east between AFFZ and SHFZ is related to the oblique opening of the Gulf of Aden and could be explained either by an eastward increase in the amount of extension or by a westward propagating rift system. In the absence of well data to constrain ages, we rely on magnetic chron patterns and analogue modeling (J. Autin *et al.*, Analogue models of oblique rifting in a cold lithosphere, submitted to *Tectonics*, 2010). In the highly segmented margins, distal grabens present a morphology related to an opening system, with deepening toward the wider eastern side caused by rotation of

Figure 4. The Mirbat segment of the Encens experiment. (top) Model of seismic velocity structure ($\chi^2 = 2.407$; $N_{rays} = 3546$; thick solid lines are the reflection points), marine magnetic anomalies (blue line) from shipboard data with interpreted chrons, and the free-air gravity anomaly (red line). (middle) Deep seismic reflection and joint heat flow profiles and interpretation. The seismic profile is presented with interpretation of faults (faults active during early synrift are shown in red, faults active during exhumation phase are shown in yellow, faults active during postrift are shown in orange, and faults associated with active submarine landslides are shown in purple). (bottom) Schematic 3-D representation of the spatial evolution of the segment reconstructed with the southern conjugate margin.

Table 1. Summary of Across-Margin Characteristics of Segments on the Profiles

	Ashawq-Salalah	Taqah	Mirbat
Segment length (km)	94	36	65
OCT width (km)	15	35	50
OCT crust thickness (km)	13	8	7–8
Oceanic crust thickness (km)	9	7.5	5.5

tilted blocks at the end of rifting [Autin, 2008]. Evidence for such block rotations in the young obliquely opening Main Ethiopian Rift can be seen in paleomagnetic analysis [Kidane et al., 2006]. In a V-shaped basin such as the Woodlark basin or West Iberia margin for instance, widening of the rift is often related to the propagation of the rift system [Taylor et al., 1999; Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009]. In such propagating systems, different phases of extension must be occurring coincidentally [Lavier and Manatschal, 2006]. In our study area, the grabens deepen and widen toward the east and no propagation is observed (Figure 1). We, therefore, prefer a rifting model without propagation in an oblique rifting context added to the effects of the volcanism in the western segment of the OCT. We believe that the OCT formed with a higher extension rate where there is exhumed continental mantle and no magmatism. Where the OCT is wide, allochthonous relics of continental crust lying on the exhumed mantle are observed (Figure 4) as in the West Iberia margin [Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009].

6. Concluding Remarks

[15] The rifted margin sectors between large offset transforms in the eastern Gulf of Aden reveal fundamental along-strike variations in distribution and in style of lithospheric strain over distances < 50 km. Our primary observations indicate the presence of a narrow segment of OCT within an otherwise wide magma-poor OCT rift sector that may have been produced by enhanced melting or by a supply of Afar plume material channeled by the ridge to the large-offset transform fault zone that bounds the segment. We believe the two rifting mechanisms led to the observed structure of the margin and present-day seafloor spreading system: oblique rifting near evolving large-offset transform faults, and lithospheric weakening by magma and localized mantle exhumation associated with margin segmentation. Studies of other passive margins with along-strike changes show similarities with our interpretations although pub-

lished data sets from these other locations cannot constrain the lateral evolution over such a short distance (Figure 4, middle). Studies in the Gulf of California and northwestern Australia show that synrift and early postrift magmatism varies between rift segments [Hopper et al., 1992; Lizarralde et al., 2007], but the short lateral changes, which may be related to the geological and tectonic setting, are unknown. The results presented in the Gulf of California highlight the importance of inherited mantle fertility/hydration resulting from the presence of prerift ignimbrites of the former arc system [Lizarralde et al., 2007]. The structural inheritance of the Gulf of Aden consists of previous episodes of rifting with some associated rifted basins [d'Acremont et al., 2005]. In the case of the Gulf of Aden, the proximity of the Afar plume may have had an influence on the rift system since its inception [Bellahsen et al., 2003]. Therefore, unlike the interpretation proposed for the Gulf of California [Lizarralde et al., 2007], the along-axis variations in the Gulf of Aden margin do not seem to be related only to mantle depletion versus mantle fertility. Instead, we believe that the genetic link between the widening of the OCT toward the east, the exhumation of subcontinental mantle, and the postrift volcanism is due to the obliquity of the rifting as well as in the influence of the Afar plume. Plume-ridge interaction may have affected the rift system and its margins as early as immediately after OCT emplacement [Leroy et al., 2010].

[16] Similar processes have affected other margins either in a context of oblique opening with strike-slip components as has been proposed for the Woodlark basin [Taylor et al., 1999] or for some segments of Atlantic margins where influence of plume material during the OCT formation may have occurred [e.g., Moulin et al., 2005]. Thus it is important to consider these profound along-axis variations in lithospheric strain accommodation and OCT structure, which can affect sedimentary and thermal structure of continental margins as well as evolution of petroleum systems located there. Our observations and interpretations demonstrate the need for a fully 3-D approach to rifted margin studies.

Acknowledgments

[17] We thank the captains and crews of the R/V *L'Atalante* (IFREMER-GENAVIR) and *Dhelkoot*; the OBS teams; Y. Hello, A. Anglade, O. Desprez, and P. Charvis of IRD-Geosciences Azur; L. Beguery, O. Aouji, R. Daniel, and S. Singh of INSU-IPGP for technical support; Hilal Al-Azri, Salim Al

Busaidi, Harub Al Hashmi, Sami Zubedi, Said Abahalaf, Sheikh A. Haroon, and C. Deplus for logistical support; and GDR Marges, Actions Marges, CNRS-INSU, TOTAL, NERC grant NE/C514031/1, UMR7072, ANR YOCMAL, and MOCI for financial support.

References

- Audin, L., I. Manighetti, P. Tapponnier, F. Metivier, E. Jacques, and P. Huchon (2001), Fault propagation and climatic control of sedimentation on the Ghoubbet Rift floor: Insights from the Tadjouraden cruise in the western Gulf of Aden, *Geophys. J. Int.*, *144*, 391–413, doi:10.1046/j.0956-540x.2000.01322.x.
- Autin, J. (2008), Déchirure continentale et segmentation du golfe d'Aden oriental en contexte de rifting oblique, Ph.D. thesis, 302 pp., Univ. Paris 06, Paris.
- Autin, J., S. Leroy, M. O. Beslier, E. d'Acremont, P. Razin, A. Ribodetti, N. Bellahsen, C. Robin, and K. Al-Toubi (2010), Continental break-up history of a deep magma-poor margin from seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman), *Geophys. J. Int.*, *180*, 501–519, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04424.x.
- Behn, M. D., and G. Ito (2008), Magmatic and tectonic extension at mid-ocean ridges: 1. Controls on fault characteristics, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *9*, Q08O10, doi:10.1029/2008GC001965.
- Bellahsen, N., C. Faccenna, F. Funicello, J.-M. Daniel, and L. Jolivet (2003), Why did Arabia separate from Africa? Insights from 3-D laboratory experiments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *216*, 365–381, doi:10.1016/S0012-821X(03)00516-8.
- Bellahsen, N., M. Fournier, E. d'Acremont, S. Leroy, and J.-M. Daniel (2006), Fault reactivation and rift localization: Northeastern Gulf of Aden margin, *Tectonics*, *25*, TC1007, doi:10.1029/2004TC001626.
- Boillot, G., J. Girardeau, and J. Kornprobst (1988), Rifting of the Galicia margin: Crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, *103*, 741–756.
- Boillot, G., G. Féraud, M. Recq, and J. Girardeau (1989), Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins, *Nature*, *341*, 523–525, doi:10.1038/341523a0.
- Brun, J.-P. (1999), Narrow rifts versus wide rifts: Inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, *357*, 695–712, doi:10.1098/rsta.1999.0349.
- Brun, J.-P., and M.-O. Beslier (1996), Mantle exhumation at passive margins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *142*, 161–173, doi:10.1016/0012-821X(96)00080-5.
- Buck, W. R. (2004), Consequences of asthenospheric variability on continental rifting, in *Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins*, edited by G. Karner et al., pp. 1–30, Columbia Univ. Press, New York.
- Buck, W. R., L. L. Lavier, and A. N. B. Poliakov (1999), How to make a rift wide, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, *357*, 671–693, doi:10.1098/rsta.1999.0348.
- Bullock, A. D., and T. A. Minshull (2005), From continental extension to seafloor spreading: Crustal structure of the Goban Spur rifted margin, southwest of the UK, *Geophys. J. Int.*, *163*, 527–546, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02726.x.
- Cannat, M., G. Manatschal, D. Sauter, and G. Péron-Pinvidic (2009), Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges?, *C. R. Geosci.*, *341*, 406–427, doi:10.1016/j.crte.2009.01.005.
- Christensen, N. I. (1972), The abundance of serpentinites in the oceanic crust, *J. Geol.*, *80*, 709–719, doi:10.1086/627796.
- Corti, G., V. Wijk, M. Bonini, D. Sokoutis, S. Cloetingh, F. Innocenti, and P. Manetti (2003), Transition from continental break-up to punctiform seafloor spreading: How fast, symmetric and magmatic, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(12), 1604, doi:10.1029/2003GL017374.
- d'Acremont, E., S. Leroy, M. O. Beslier, N. Bellahsen, M. Fournier, C. Robin, M. Maia, and P. Gente (2005), Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data, *Geophys. J. Int.*, *160*, 869–890, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02524.x.
- d'Acremont, E., S. Leroy, M. Maia, P. Patriat, M. O. Beslier, N. Bellahsen, M. Fournier, and P. Gente (2006), Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden: Insights from magnetic and gravity data (Encens-Sheba/MD117 cruise), *Geophys. J. Int.*, *165*, 786–803, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02950.x.
- d'Acremont, E., S. Leroy, M. Maia, P. Gente, and J. Autin (2010), Volcanism, jump and propagation on the Sheba Ridge, eastern Gulf of Aden: Segmentation evolution and implications for accretion processes, *Geophys. J. Int.*, *180*, 535–551, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04448.x.
- Dean, S. M., T. A. Minshull, R. B. Whitmarsh, and K. E. Louden (2000), Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20'N, *J. Geophys. Res.*, *105*, 5859–5885, doi:10.1029/1999JB900301.
- Dunbar, J., and D. S. Sawyer (1989), How preexisting weaknesses control the style of continental breakup, *J. Geophys. Res.*, *94*, 7278–7292, doi:10.1029/JB094iB06p07278.
- Ebinger, C., B. Rosendahl, and D. Reynolds (1987), Tectonic model of the Malawi rift, Africa, *Tectonophysics*, *141*, 215–235, doi:10.1016/0040-1951(87)90187-9.
- Funck, T., J. R. Hopper, H. C. Larsen, K. E. Louden, B. E. Tucholke, and W. S. Holbrook (2003), Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results, *J. Geophys. Res.*, *108*(B11), 2531, doi:10.1029/2003JB002434.
- Funck, T., H. R. Jackson, K. E. Louden, S. A. Dehler, and Y. Wu (2004), Crustal structure of the northern Nova Scotia rifted continental margin (eastern Canada), *J. Geophys. Res.*, *109*, B09102, doi:10.1029/2004JB003008.
- Georgen, J. E., J. Lin, and H. J. B. Dick (2001), Evidence from gravity anomalies for interactions of the Marion and Bouvet hotspots with the southwest Indian ridge: Effects of transform offsets, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *187*, 283–300, doi:10.1016/S0012-821X(01)00293-X.
- Gernigon, L., O. Olesen, J. Ebbing, S. Wienecke, C. Gaina, J. O. Mogaard, M. Sand, and R. Myklebust (2009), Geophysical insights and early spreading history in the vicinity of the Jan Mayen Fracture Zone, Norwegian-Greenland Sea, *Tectonophysics*, *468*, 185–205, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.025.
- Gregg, P. M., J. Lin, M. D. Behn, and L. G. J. Montesi (2007), Spreading rate dependence of gravity anomalies along oceanic transform faults, *Nature*, *448*, 183–187, doi:10.1038/nature05962.
- Hirsch, K., K. Bauer, and M. Scheck-Wenderoth (2009), Deep structure of the western South African passive margin—Results of a combined approach of seismic, gravity and isostatic investigations, *Tectonophysics*, *470*, 57–70, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.028.

- Hooft, E. E., R. S. Detrick, D. R. Toomey, J. A. Collins, and J. Lin (2000), Crustal thickness and structure along three contrasting spreading segments of the Mid-Atlantic Ridge, 33.5°–35°N, *J. Geophys. Res.*, *105*, 8205–8226, doi:10.1029/1999JB900442.
- Hopper, J. R., and W. R. Buck (1996), The effect of lower crustal flow on continental extension and passive margin formation, *J. Geophys. Res.*, *101*, 20,175–20,194, doi:10.1029/96JB01644.
- Hopper, J. R., et al. (1992), Magmatism and rift margin evolution: Evidence from northwest Australia, *Geology*, *20*, 853–857, doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0853:MARMEE>2.3.CO;2.
- Horen, H., M. Zamora, and G. Dubuisson (1996), Seismic waves velocities and anisotropy in serpentinized peridotites from xigaze ophiolite: Abundance of serpentinite in slow spreading ridge, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 9–12, doi:10.1029/95GL03594.
- Kidane, T., E. Platzman, C. J. Ebinger, B. Abebe, and P. Rochette (2006), Palaeomagnetic constraints on continental break-up processes: Observations from the Main Ethiopian Rift, in *The Afar Volcanic Province Within the East African Rift System*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *259*, 165–183, doi:10.1144/GSL.SP.2006.259.01.14.
- Lagabrielle, Y., and J.-L. Bodinier (2008), Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: Field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees, *Terra Nova*, *20*, 11–21.
- Lavier, L. L., and G. Manatschal (2006), A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins, *Nature*, *440*, 324–328, doi:10.1038/nature04608.
- Leroy, S., et al. (2004), From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: A geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin, *Terra Nova*, *16*, 185–192, doi:10.1111/j.1365-3121.2004.00550.x.
- Leroy, S., E. d’Acremont, C. Tiberi, C. Basuyau, J. Autin, F. Lucazeau, and H. Sloan (2010), Recent off-axis volcanism in the eastern Gulf of Aden: Implications for plume-ridge interaction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *293*, 140–153, doi:10.1016/j.epsl.2010.02.036.
- Lizarralde, D., G. J. Axen, H. E. Brown, J. M. Fletcher, A. Gonzalez-Fernandez, A. J. Harding, W. S. Holbrook, G. M. Kent, P. Paramo, and F. Sutherland (2007), Variation in styles of rifting in the Gulf of California, *Nature*, *448*, 466–469, doi:10.1038/nature06035.
- Lucazeau, F., et al. (2008), Persistent thermal activity at the Eastern Gulf of Aden after continental break-up, *Nat. Geosci.*, *1*, 854–858, doi:10.1038/ngeo359.
- Lucazeau, F., S. Leroy, J. Autin, A. Bonneville, B. Goutorbe, F. Rolandone, E. d’Acremont, L. Watremez, D. Düsünur, and P. Huchon (2009), Post-Rift volcanism and high heat-flow at the ocean-continent transition of the eastern Gulf of Aden, *Terra Nova*, *21*, 285–292, doi:10.1111/j.1365-3121.2009.00883.x.
- Meyer, R., J. Van Wijk, and L. Gernigon (2007), The North Atlantic Igneous Province: A review of models for its formation, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *430*, 525–552.
- Minshull, T. A. (2009), Geophysical characterisation of the ocean-continent transition at magma-poor rifted margins, *C. R. Geosci.*, *341*, 382–393, doi:10.1016/j.crte.2008.09.003.
- Moulin, M., D. Aslanian, J.-L. Olivet, I. Contrucci, L. Matias, L. Géli, F. Klingelhoefer, H. Nouzé, J.-P. Réhault, and P. Unternehr (2005), Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo project), *Geophys. J. Int.*, *162*, 793–810, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02668.x.
- Ouffi, O., M. Cannat, and H. Horen (2002), Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites, *J. Geophys. Res.*, *107*(B5), 2095, doi:10.1029/2001JB000549.
- Péron-Pinvidic, G., and G. Manatschal (2009), The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: A new point of view, *Int. J. Earth Sci.*, *98*, 1581–1597, doi:10.1007/s00531-008-0337-9.
- Raum, T., R. Mjelde, P. Digranes, H. Shimamura, H. Shiobara, S. Kodaira, G. Haatvedt, N. Serenes, and T. Thorbjørnsen (2002), Crustal structure of the southern part of the Voring Basin, mid-Norway margin, from wide-angle seismic and gravity data, *Tectonophysics*, *355*, 99–126, doi:10.1016/S0040-1951(02)00136-1.
- Reid, I. D. (1994), Crustal structure of a nonvolcanic rifted margin east of Newfoundland, *J. Geophys. Res.*, *99*, 15,161–15,180.
- Roger, J., J. P. Platel, C. Cavelier, and C. Bourdillon-de-Grisac (1989), Données nouvelles sur la stratigraphie et l’histoire géologique du Dhofar (Sultanat d’Oman), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, *2*, 265–277.
- Taylor, B., A. Goodliffe, and F. Martinez (1999), How continents break up: Insights for Papua New Guinea, *J. Geophys. Res.*, *104*, 7497–7512, doi:10.1029/1998JB900115.
- Taylor, B., A. Goodliffe, and F. Martinez (2009), Initiation of transform faults at rifted continental margins, *C. R. Geosci.*, *341*, 428–438, doi:10.1016/j.crte.2008.08.010.
- Tiberi, C., S. Leroy, E. d’Acremont, N. Bellahsen, C. Ebinger, A. Al Lazki, and A. Pointu (2007), Crustal geometry of the northeastern Gulf of Aden passive margin; Localization of the deformation inferred from receiver function analysis, *Geophys. J. Int.*, *168*, 1247–1260, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03294.x.
- Watchorn, F., G. J. Nichols, and D. W. J. Bosence (1998), Rift-related sedimentation and stratigraphy, southern Yemen (Gulf of Aden), in *Sedimentation and Tectonics in the Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*, edited by B. Purser and D. Bosence, pp. 165–189, Chapman and Hall, London.
- White, R. S. (1992), Magmatism during and after continental break-up, *Geol. Soc. London Spec. Pap.*, *68*, 1–16, doi:10.1144/GSL.SP.1992.068.01.01.
- Whitmarsh, R. B., et al. (1998), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, vol. 173, Ocean Drill. Program, College Station, Tex.
- Yamasaki, T., and L. Gernigon (2009), Styles of lithospheric extension controlled by underplated mafic bodies, *Tectonophysics*, *468*, 169–184, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.024.

Supplementary Information

Crustal structure and seismic data. The crustal models of the Encens experiment (Fig. S1) presented in Fig. 2 are based on high-quality wide-angle seismic dataset analysed by different groups using the same approach: the traveltimes modelling method of [Zelt and Smith, 1992]. Manuscripts describing the analyses in detail are submitted or in preparation. In particular, we note that [Watremez *et al.*, *subm.*] conducted extensive tests for the Ashawq-Salalah segment to fit for structure more rigorously than is strictly required. The Ashawq-Salalah model in Fig. 2 is the smoothest model that corresponds satisfactorily with the data. A key feature of this model is the thickness of the crust and shallowing of the base of the crust with respect to the other segments and margins. Double reflections in the lower part of the crust and the associated high seismic velocity suggest some magmatic underplating after the lithospheric rupture, and we believe this underplating associated with the post-rift volcanism expressed at the surface by the volcano [Lucazeau *et al.*, 2009; Autin *et al.*, 2010]. Post-rift magmatism in the two other eastern segments could hide the initial structure of the OCT of the Ashawq-Salalah segment and possibly exhumed continental mantle as suggested by Autin *et al.* [2010] and support by our findings. Increased extension rates to the east explain the increasing width of the OCT from 15 km to 50 km better than a westward propagation of the rift does. East-west spreading rate variability is also consistent with the magmatism-controlled characteristics of the OCT [Behn and Ito, 2008]. Chron 6 could be recorded here in the context of serpentinization process, which is able to produce magnetic lineations as proposed in the West Iberia margin [Sibuet *et al.*, 2007]. As the magnetic profile is not a deep-towed one, the amplitude of these magnetic anomalies is very low (Fig. 1; 2; S1 and S2). Examples of raytracing in the profile across the Ashawq-Salalah segment are shown in Figs. S2 and S3. All of the instruments recorded data of comparable quality on this and the other segments. The colored lines are the picks of phases observed on the records of the instruments. Some of these records share reciprocity with the other instruments of the experiment. The reciprocity relationships demonstrate the quality of the overall dataset especially on the Enc05 profile shown by Watremez *et al.* [submitted]. We used the layer-stripping method of Zelt and Smith [1992]. The Ashawq-Salalah segment is modelled by 7 layers (water, sediments 1, sediments 2, crust, basement, mafic body and mantle). The Taqah and Mirbat segments are modelled by 6 layers (Water, sediment1, sediment2, basement, crust, mantle). The sediments and acoustic basement are constrained by the co-located multichannel seismic reflection profiles of the Encens cruise [Leroy *et al.*, 2006; Autin *et al.* 2010]. Once a seismic layer is well-constrained ($\text{Chi}^2 \approx 1$), we model the underlying layer, to the bottom of the sequence. In Fig. 2 to 4, we

have represented the reflection points by a thick solid line and Figure S4 shows all the rays used for the modelling.

Collection of the MCS data integrated the Ifremer/Genavir navigation system, which records 360 channels at a 4 ms sample rate. The seismic source used in the study area allows good sediment resolution and deep reflector imaging. A tuned array of 14 air guns (first pulse synchronized) totaling 42.5 l (2594 in³) was shot at 50 m intervals (about 20 s intervals). The receiver array consisted of 360 groups of hydrophones spaced at 12.5 m intervals for a total array length of 4500 m. It comprises 30 active sections, each 150 m in length. Geometry of the shots and receivers are set according to GPS navigation data. This survey had a nominal 45-fold coverage. The processing sequence (Geocluster® 3100 and 4100, Linux Red Hat) is detailed in the Autin *et al.* [2010].

In the Ashawq-Salalah segment, there is evidence of volcanism after continental break-up. The seismic profile shown in Fig. S5 provides support for our interpretation of a volcano located in the OCT. The seismic patterns such as the thick and strong reflection, diverging reflectors in the southern flank and the conical shape, are characteristic of volcanic features. Sills could be also imaged in other profiles near the area [Autin *et al.* 2010].

The mussel-shaped bathymetric high has been recently faulted as evidenced by many submarine landslides observed on the seafloor morphology. Other active sedimentary instabilities are located in the continental domain (Figs. 1 and 3), revealing a persistent uplift of this eastern margin segments (Taqah and Mirbat) corroborated by heat-flow modeling [Lucazeau *et al.*, 2008]. The seismic profile shown in Fig. S6 as well as the bathymetric map support this interpretation of active submarine landslides related to a late uplift of the margin.

Autin, J., Leroy, S., Beslier, M. O., d'Acremont, E., Razin, P., Ribodetti, A., Bellahsen, N., Robin, C., and Al-Toubi, K. (2010), *Continental break-up history of a deep magma-poor margin from seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman)*, *Geophys. J. Int.*, 180, 501-519.

Behn, M. D., and Ito, G. (2008), *Magmatic and tectonic extension at mid-ocean ridges: 1. Controls on fault characteristics*, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9.

Leroy, S., Ebinger, C., d'Acremont, E., Stuart, G., Al-Lazki, A., Tiberi, C., Autin, J., Watremez, L., Beslier, M. O., Bellahsen, N., Lucazeau, F., Perrot, J., Mouthereau, F., Courrèges, E., Huchon, P., Rouzo, S., Bahalaf, S., Sholan, J., Unternehr, P., Hello, Y., Anglade, A., Desprez, O., Beguery, L., Aouji, O., Daniel, R., Al-Toubi, K., Sage, F., and Khanbari, K. (2006), *The onshore-offshore ENCENS project: Imaging the stretching/thinning of the continental lithosphere and inception of oceanic spreading in the eastern Gulf of Aden*, in *AGU Fall meeting*, edited, AGU, San Francisco.

Lucazeau, F., Leroy, S., Autin, J., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Düsünür, D., and Huchon, P. (2009), *Post-Rift Volcanism and high heat-flow at the Ocean-Continent Transition of the Gulf of Aden*, *Terra Nova*, 21, 285-292.

Lucazeau, F., Leroy, S., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Düsünür, D., Tuchais, P., Huchon, P., Bellahsen, N., and Al-Toubi, K. (2008), *Persistent thermal activity at the Eastern Gulf of Aden after continental break-up*, *Nature Geosciences*, 854-858.

Sibuet, J.-C., Srivastava, S., and Manatschal, G. (2007), *Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies*, *J. Geophys. Res.*, 112, 10.1029/2005JB003856.

Watremez, L., Leroy, S., Rouzo, S., d'Acremont, E., Unternehr, P., Ebinger, C., Lucazeau, F., and Al Lazki, A. (subm.), *The crustal structure of the northeastern Gulf of Aden continental margin: insights from wide-angle seismic data*, *Geophys. J. Int.*

Zelt, C. A., and Smith, R. B. (1992), *Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure*, *Geophys. J. Int.*, 108, 16-34.

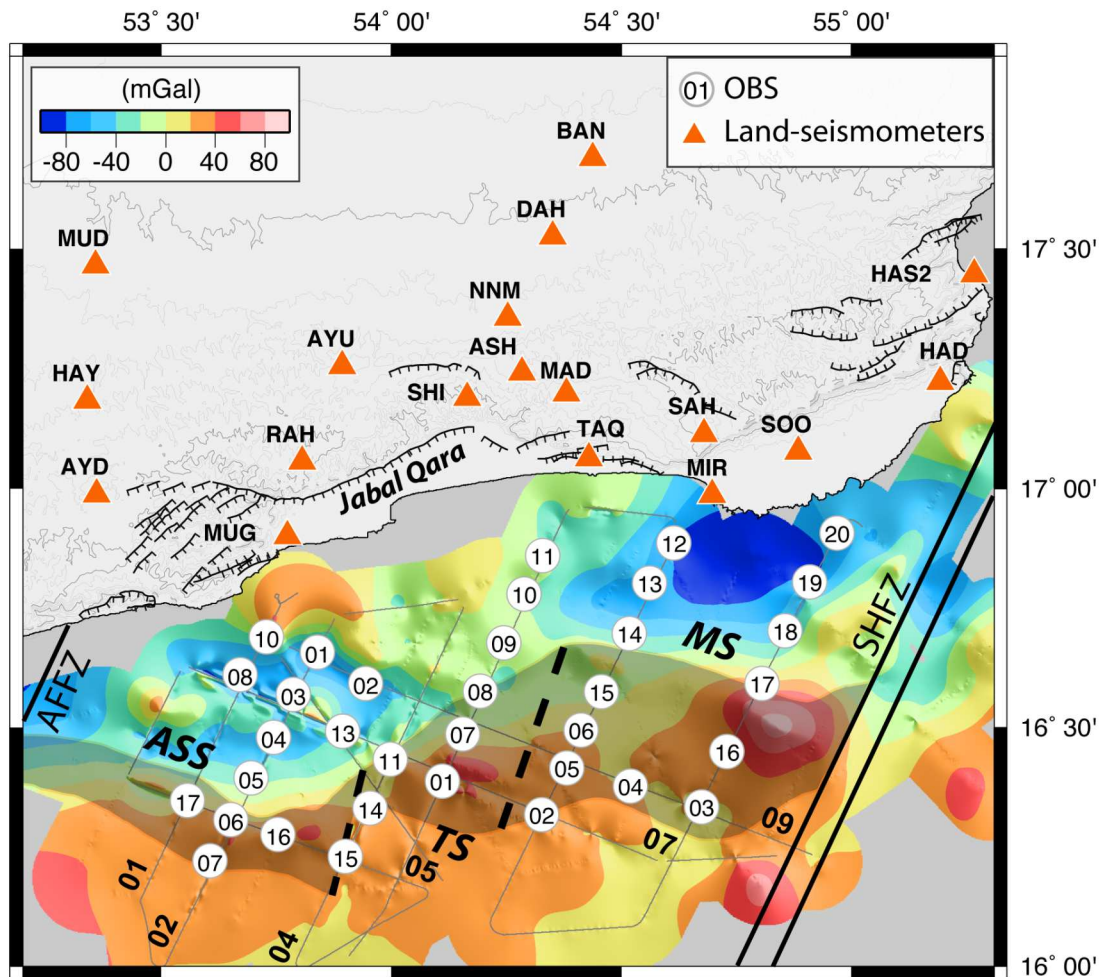


Figure S1: Gravity map of the northeastern Gulf of Aden with the location of the profiles and instruments (15 from IRD-Villefranche sur Mer and 20 from INSU Paris; 18 stations from Encens-UK NERC project; 2 temporary and 4 permanent stations from Sultan Qaboos University; 1 from ENS Paris).

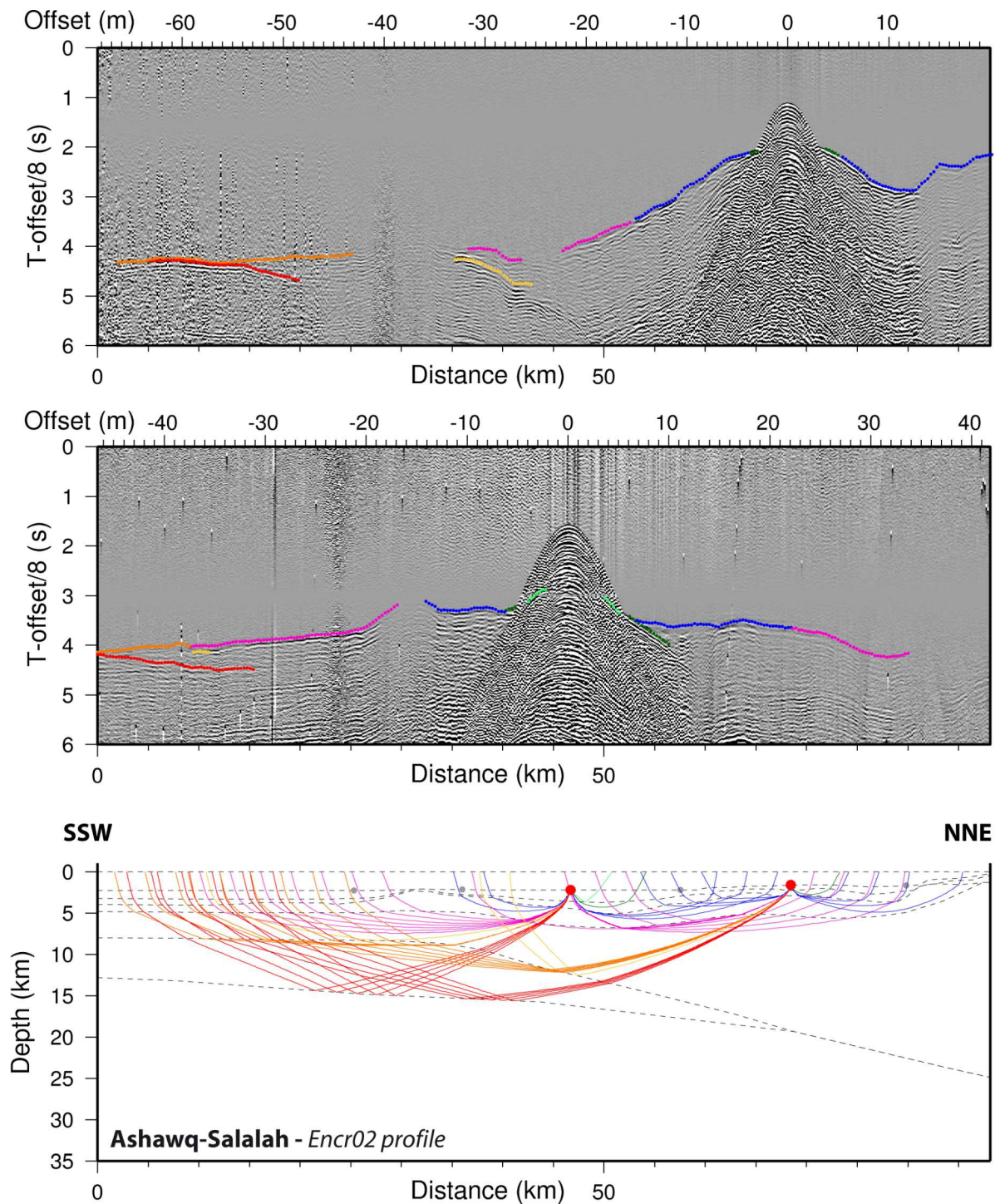


Figure S2: Examples of wide-angle seismic profiles from the Ashawq-Salalah segment. The colored lines are the picked phases of the two OBS presented (upper and middle panels). Bottom panel: the dashed lines correspond to the layers of the seismic model, the red circles to OBS presented among the OBS of the line (grey circles). The tracing rays have the same color as the picked phases (only one ray is traced for every five rays received).

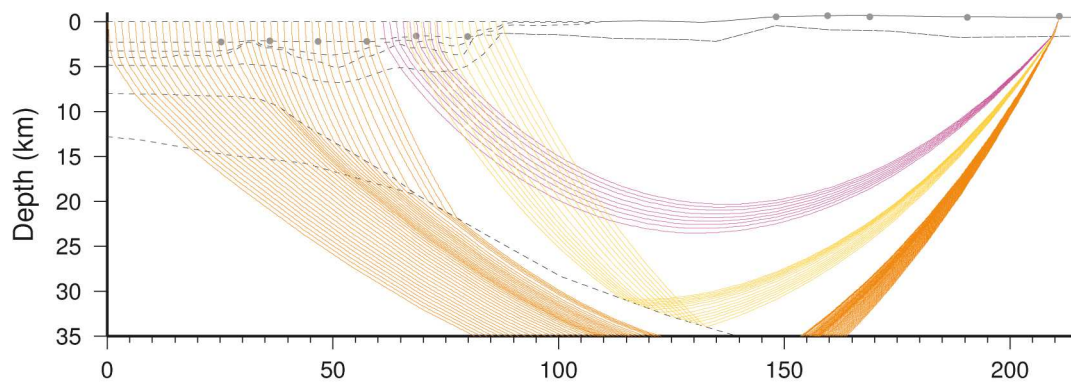
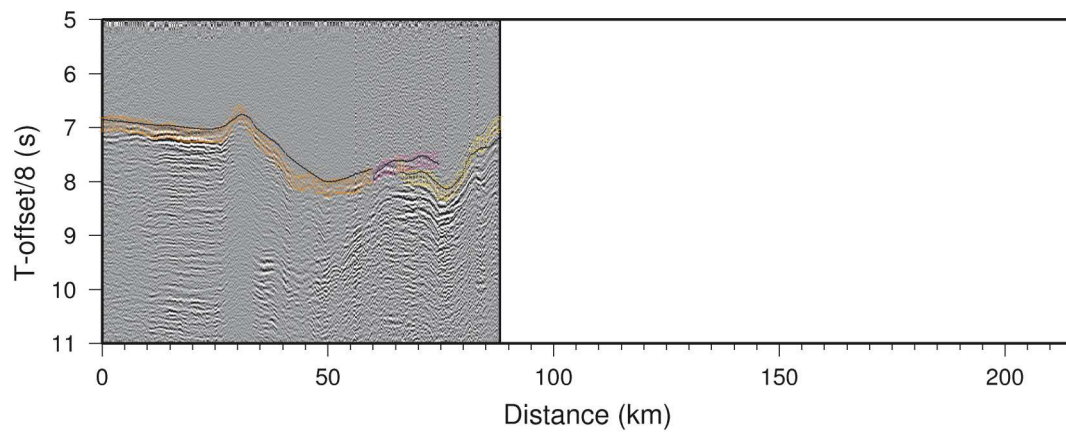
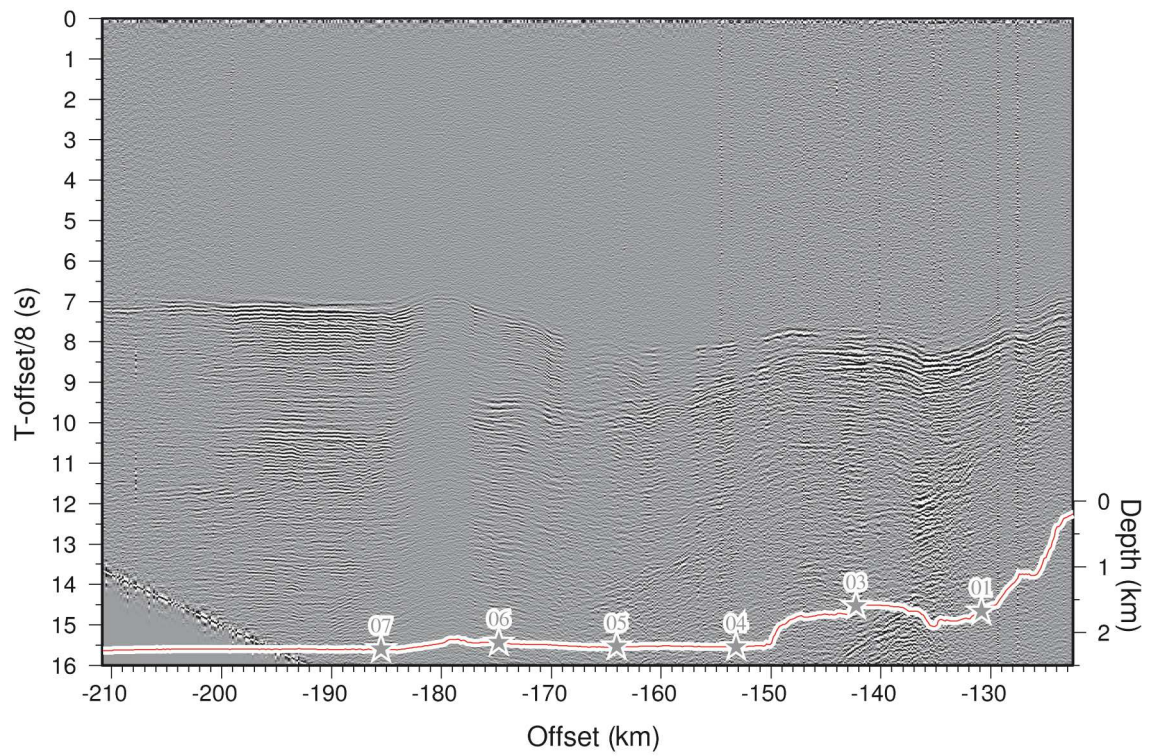


Figure S3: Example of a land station profile from the Ashawq-Salalah segment. Note the good quality of the record. The picks of phases are reported on the record and seismic velocity model.

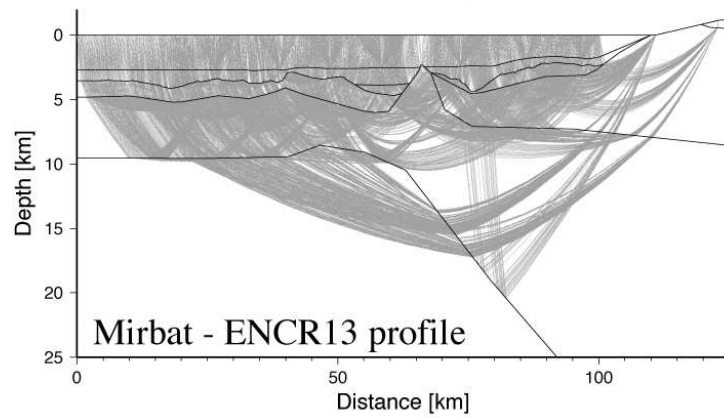
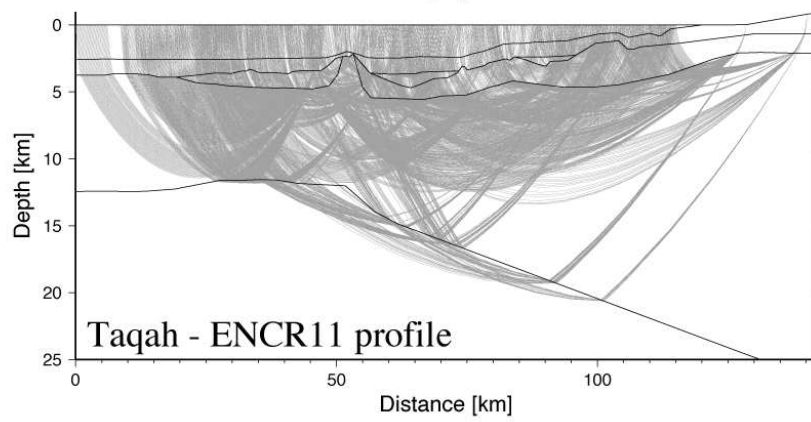
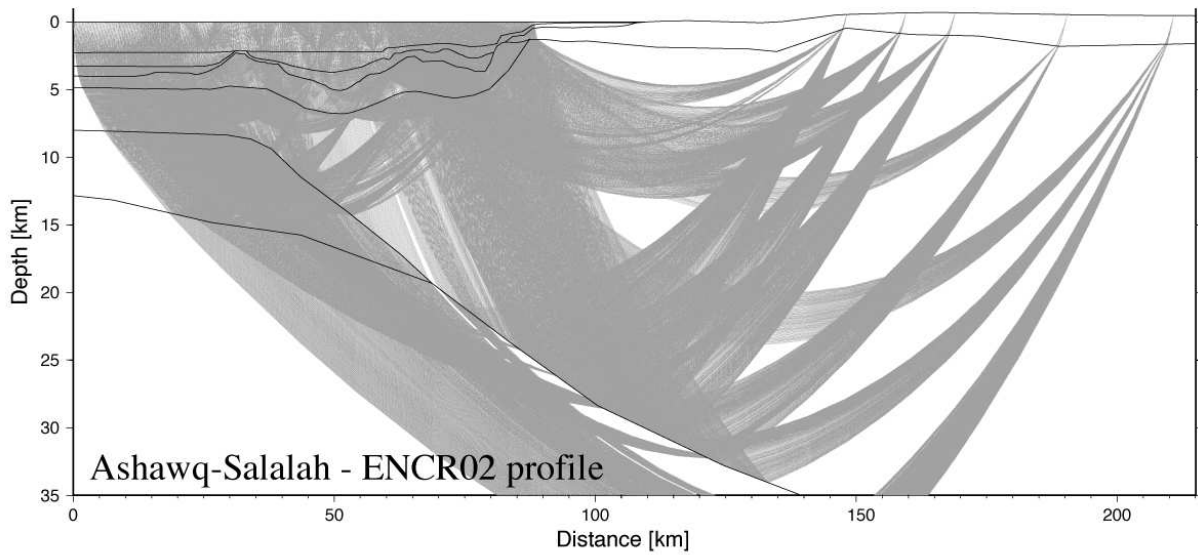


Figure S4: Three profiles presented in this study with all the rays used for modeling.

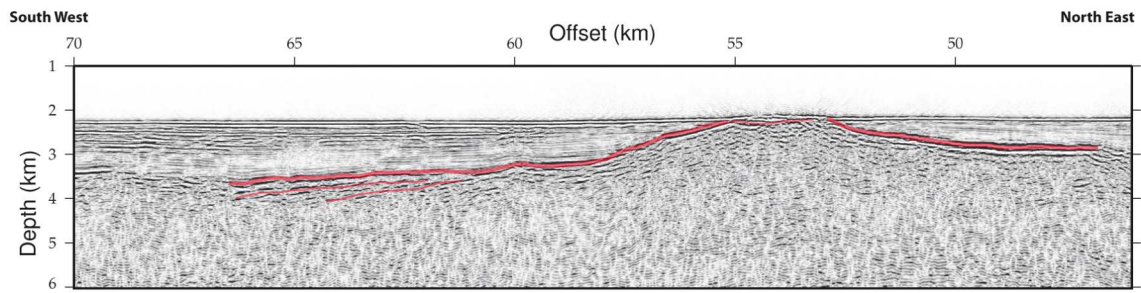


Figure S5: Close-up of multi-channel seismic profile (Enc34) across the OCT of the Ashawq-Salalah segment. Volcanic flows or sills are highlighted as well as diverging reflectors in the southern part of the volcano [Autin *et al.* 2010].

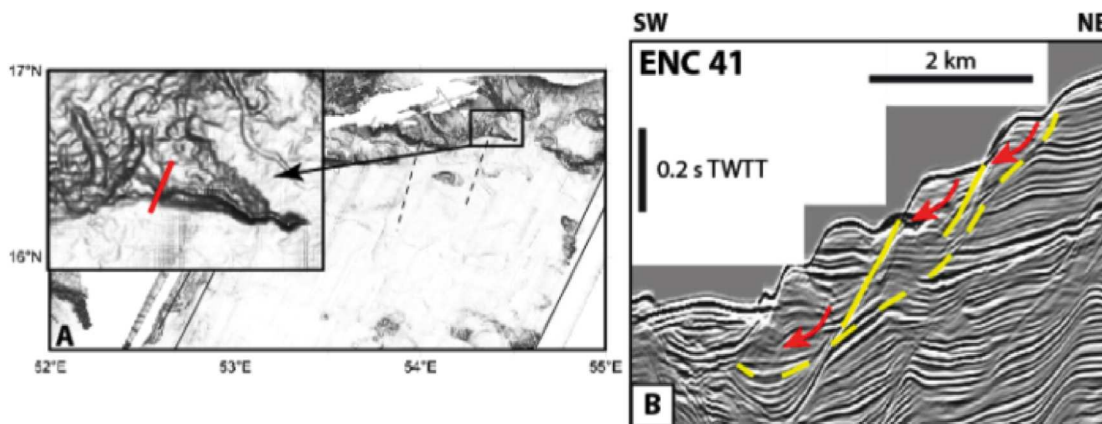


Figure S6: **A** Bathymetric map of the margin from Encens and Encens-Sheba cruises data and close-up of the spur-shaped bathymetric high. **B** Multi-channel seismic profile illustrating the active submarine landslides (red arrows are sense of sliding along faults in yellow).

Troisième partie

Modélisation thermomécanique - Application au golfe d'Aden oriental

La modélisation thermomécanique - La méthode numérique et les paramètres

Les travaux de modélisation thermomécanique ont été réalisés en contexte d'extension d'un craton dans le but d'évaluer l'influence de différents paramètres sur la géométrie et la chronologie du rifting à l'océanisation.

L'outil de modélisation thermo-mécanique est Flamar-Para(o)voz (développé à partir de Poliakov *et al.*, 1993a), code élasto-visco-plastique, basé sur la méthode FLAC[®] (Fast Lagrangian Analysis of Continua, Cundall & Board, 1988; Cundall, 1989, <http://www.itascacg.com>), permettant de résoudre des problèmes statiques ou dynamiques et de modéliser des problèmes mécaniques en prenant en compte des lois de comportement non-linéaires ainsi que l'histoire du chargement (l'élasticité). Ce code a déjà été utilisé avec succès pour modéliser les rifts continentaux et océaniques (e.g. Poliakov *et al.*, 1993b; Poliakov & Buck, 1998; Lavier *et al.*, 2000; Burov & Poliakov, 2001, 2003; Le Pourhiet, 2004; Burov, 2007).

Le but étant de comparer les observations obtenues sur le golfe d'Aden (géométrie de l'amincissement, asymétrie, chronologie, etc.) en testant des paramètres clés (taux d'extension, rhéologie, épaisseur et âge thermique de la lithosphère continentale, héritage structural, etc.) grâce à la modélisation thermomécanique.

5.1 Présentation du code Flamar-Para(o)voz

Flamar-Para(o)voz est un code thermomécanique 2,5D dans lequel le système de coordonnées est 2D (cartésien) alors que les relations contraintes/déformations sont calculées avec une évaluation du comportement dans la troisième direction (e.g. plain strain).

5.1.1 Description physique

Equations résolues par Flamar-Para(o)voz

Les notations utilisées pour la présentation du code Flamar-Para(o)voz sont détaillées dans la table 5.1.

Flamar-Para(o)voz est un code thermomécaniquement couplé qui résout simultanément *l'équation fondamentale de la dynamique de Newton* (équation 5.1), les équations constitutives élasto-visco-plastiques (équation 5.2), l'équation de transport de la chaleur (équation 5.3), l'équation pour les processus de surface (loi de diffusion pour l'érosion, équation 5.4) :

$$\rho g_i + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} = \rho \frac{\partial V_i}{\partial t} \quad (5.1)$$

TAB. 5.1: Notations pour la description de Flamar-Para(o)voz. Les symboles en gras correspondent à des vecteurs.

Symbole	(unité)	Définition
ρ	(kg.m ⁻³)	Densité
σ	(Pa)	Tenseur des contraintes
\mathbf{x}	(m)	Coordonnée
\mathbf{u}	(m)	Déplacement
\mathbf{V}	(m.s ⁻¹)	Vitesse
\mathbf{g}	(m.s ⁻²)	Accélération du champ de la pesanteur
t	(s)	Temps
T	(K)	Température
h	(m)	Altitude de la surface libre
H_r	(W.m ⁻³)	Production de chaleur interne
χ	(m ² .s ⁻¹)	Diffusivité thermique
C_p	(J.kg ⁻¹ .K ⁻¹)	Capacité thermique
$k_{erosion}$	(m ² .s ⁻¹)	Coefficient d'érosion
λ	(Pa)	1 ^{er} coefficient de Lamé
G	(Pa)	2 ^e coefficient de Lamé (module de cisaillement)
τ	(Pa)	Contrainte cisailante
σ_n	(Pa)	Contrainte normale
σ_1	(Pa)	Contrainte principale maximale
σ_3	(Pa)	Contrainte principale minimale
C_0	(Pa)	Cohésion (loi de Mohr-Coulomb)
ϕ	(°)	Angle de friction interne (loi de Mohr-Coulomb)
μ		Coefficient de friction interne (loi de Mohr-Coulomb)
$\dot{\epsilon}$	(s ⁻¹)	Taux de déformation
A	(Pa ⁻ⁿ .s ⁻¹)	Paramètre pré-exponentiel (loi de fluage ductile)
n		Exposant de la loi de puissance (loi de fluage ductile)
Q	(J.mol ⁻¹)	Energie d'activation (loi de fluage ductile)
R	(J.K ⁻¹ .mol ⁻¹)	Contante des gaz parfaits
η	(Pa.s)	Viscosité dynamique

En notation d'Einstein, les indices i et j ($1 \leq i, j \leq l, l = 3$) correspondent aux composantes des coordonnées spatiales des tenseurs et des vecteurs.

Les équations constitutives élasto-visco-plastiques respectent les lois qui régissent les comportements élastiques, visqueux et plastiques (détaillées ci-dessous, dans le paragraphe *Rhéologies élasto-visco-plastiques*). D/Dt (dérivée objective) signifie que la dérivée par rapport au temps est indépendante du repère dans lequel elle est décrite (Eulérien ou Lagrangien).

$$\frac{D\sigma}{Dt} = F(\sigma, \mathbf{u}, \mathbf{V}, \nabla\mathbf{V}, \dots T\dots) \quad (5.2)$$

La partie thermique du code résoud l'équation du transfert de la chaleur. L'advection thermique est assurée par le déplacement des nœuds (en mode Lagrangien).

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{\partial}{\partial \mathbf{x}_i} \left(\chi \frac{\partial T}{\partial \mathbf{x}_j} \right) + \frac{H_r}{\rho C_p} \quad (5.3)$$

Les processus de surface sont pris en compte par l'équation de diffusion régissant l'évolution du relief en fonction du taux d'érosion assimilé à un coefficient de diffusion de l'érosion (équation 5.4). L'altitude de la surface libre le long de l'axe des abscisses est calculée en fonction du modèle de Culling (1960).

$$\frac{\partial h}{\partial t} = k_{erosion} \nabla^2 h \quad (5.4)$$

Rhéologies élasto-visco-plastiques

Flamar-Para(o)voz utilise la forme explicite des rhéologies élasto-visco-plastiques. Les rhéologies sont décrites en 3D en supposant que la déformation est plane.

Comportement élastique

Il est défini à partir des coefficients de Lamé λ et G :

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{ii} + 2G \varepsilon_{ij} \quad (5.5)$$

δ_{ij} , le symbole de Kronecker : $\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{si } i = j \\ 0 & \text{si } i \neq j \end{cases}$

ε_{ii} est la trace du tenseur des déformations.

Comportement plastique

Il est décrit par la loi de Byerlee (Byerlee, 1978; Ranalli, 1995) exprimée sous la forme du critère de Mohr-Coulomb :

$$|\tau| = C_0 - \sigma_n \tan \phi \quad (5.6)$$

NB : $\tan \phi = \mu$.

Comportement visqueux

Le comportement visqueux pour un fluide non Newtonien suit la loi de fluage :

– Dans le cas uniaxial :

$$\dot{\varepsilon} = A(\sigma_1 - \sigma_3)^n \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \quad (5.7)$$

A , n et Q sont les paramètres rhéologiques du matériau déterminés à partir d'expériences de contraintes uniaxiales (Brace & Kohlstedt, 1980).

– Dans le cas général (triaxial) :

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{3^{(n+1)/2}}{2} A \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \sigma_{II}^{D(n-1)} \sigma_{ij} \quad (5.8)$$

Le terme $\frac{3^{(n+1)/2}}{2}$ correspond à une correction géométrique due au passage en trois dimensions (Ranalli, 1995). σ_{II}^D correspond au second invariant de la contrainte déviatorique.

La viscosité étant déterminée à partir de :

$$2 \dot{\varepsilon} \eta = \sigma \quad (5.9)$$

Comportement visco-élasto-plastique

Flamar-Para(o)voz calcule d'abord l'état de contraintes (et le second invariant des contraintes déviatoriques) de la rhéologie visco-élastique, puis celui de la rhéologie élasto-plastique pour chaque maille. L'état de contrainte correspondant aux plus faibles contraintes déviatoriques devient l'état de contraintes de la maille.

5.1.2 Organigramme

Les différentes étapes suivies par Flamar-Para(o)voz pour passer d'un pas de temps t au pas de temps $t + 1$ sont décrites dans l'organigramme (figure 5.1).

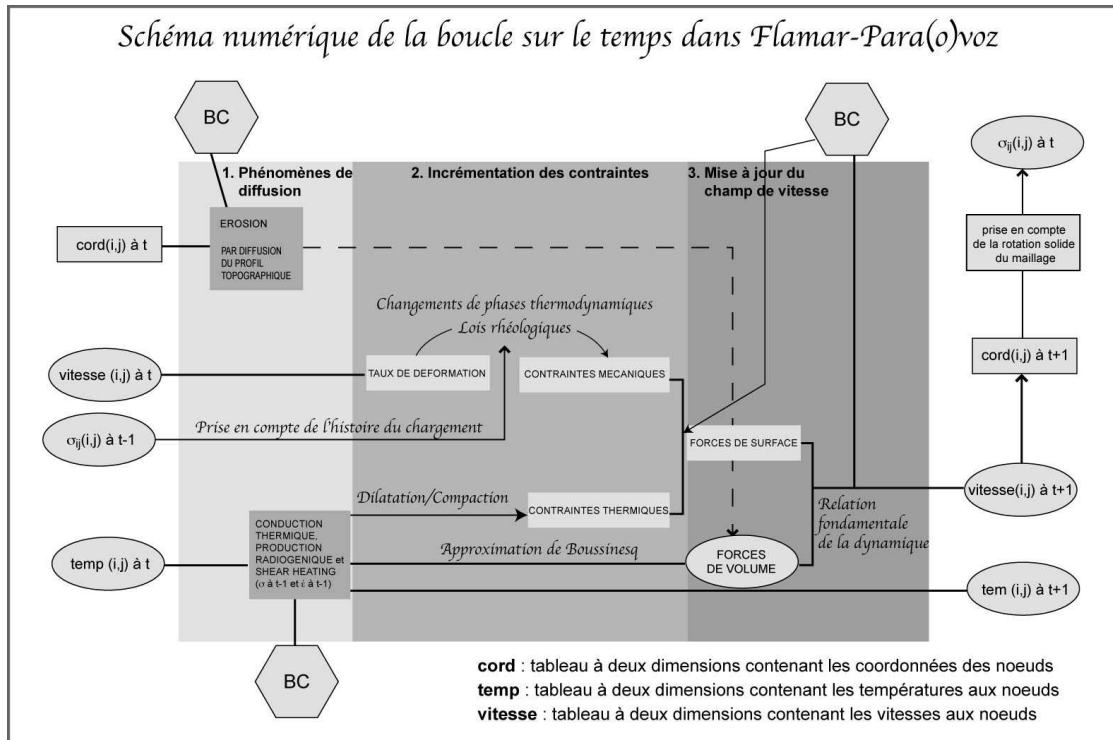


FIG. 5.1: Organigramme du noyau de Flamar-Para(o)voz (Le Pourhiet, 2004). Ovale : variables principales ; rectangle : variables secondaires ; hexagone : conditions aux limites. Voir le texte pour les explications.

La boucle sur le temps est séparée en trois parties :

- Calcul des phénomènes diffusifs : production et diffusion thermiques et érosion.
- Calcul de l'incrément de déformation dû au champs de vitesses du pas de temps précédent.
- Mise à jour des contraintes thermiques et mécaniques, produisant un nouvel état de contraintes sur lequel les conditions aux limites mécaniques sont appliquées.

Les forces s'exerçant sur chaque nœud du modèle sont calculées à partir du nouvel état des contraintes mécaniques et des forces de volume.

L'équation fondamentale de la dynamique est ensuite résolue pour en déduire le nouveau champ de vitesses.

En grandes déformations, la rotation solide de chaque maille est alors calculée pour corriger les angles des axes des contraintes dont la modification n'est plus négligeable (correction de Jaumann).

5.2 Les données en entrée et les conditions initiales des modèles

Flamar-Para(o)voz permet d'imposer aux modèles – et ainsi de tester – de nombreuses conditions initiales (thermique, rhéologies, conditions aux limites, structures, etc.)

5.2.1 Les configurations pour la rupture continentale

Afin de modéliser les processus aboutissant à la rupture continentale, on construit un modèle de départ – comprenant les informations disponibles sur les épaisseurs crustales et lithosphériques, les rhéologies, etc. – auquel on applique des conditions extensives aux limites.

La plupart des modèles calculés lors de ces travaux correspondent à un craton continental soumis à des vitesses extensives. Ils sont constitués d'une croûte continentale épaisse de 46 km en deux couches, d'un manteau lithosphérique atteignant la profondeur de 250 km puis le reste du modèle en profondeur est constitué de manteau asthénosphérique.

De faibles hétérogénéités sont introduites dans les modèles afin de permettre la localisation de la déformation au centre du modèle. La cohérence de l'utilisation de ces hétérogénéités sera discutée lors de la présentation des différents modèles (chapitre 6).

Les choix et les implications concernant les structures et les conditions initiales des modèles sont détaillés dans la suite de ce chapitre.

5.2.2 Les lithologies et rhéologies utilisées

Les notations utilisées dans cette partie sont présentées dans la table 5.1.

La structure thermique de la lithosphère initiale

Le géotherme continental initial du modèle dépend de la production de chaleur radiogénique dans la croûte, de l'âge thermique du craton et de la température ainsi que la profondeur à la base de la lithosphère (annexe C).

Pour la modélisation de la rupture continentale, des hétérogénéités sont introduites dans le modèle de départ afin de localiser la déformation au centre du modèle (e.g., Burov, 2007). Nous ajoutons ici soit de l'héritage tectonique, sous la forme d'un bassin sédimentaire ancien retourné à l'équilibre isostatique (e.g. bassin de Jeza-Qamar créé lors de la phase de rifting Mésozoïque, d'Acemont *et al.*, 2006), soit une anomalie thermique au centre du modèle (influence possible du point chaud Afar, ou toute autre anomalie thermique).

L'anomalie thermique est définie dans le modèle comme une zone dans laquelle on ajoute la valeur de l'anomalie thermique au géotherme.

Le choix des lithologies

Les lithologies choisies constituent une lithosphère continentale dont la structure est en partie imposée par nos connaissances préalables (voir chapitre 2) :

- Une épaisseur de croûte initiale de 46 km, épaisseur maximale sur la plaque Arabe (e.g., Mooney *et al.*, 1985).

- Une épaisseur de lithosphère de 250 km, épaisseur communément observée sur la plaque Africaine (e.g., Ritsema & van Heijst, 2000).

La croûte supérieure est constituée de quartz et la croûte inférieure de granulite (paramètres issus de Ranalli, 1995). Les rhéologies utilisées (granite faible ou résistant, granulite felsique ou mafique) seront discutées par la suite.

La totalité du manteau est modélisé par de l'olivine. Des tests de changement de phase du manteau ont été réalisés. Un changement de phase de l'olivine vers la serpentinite, moins résistante, est simulé pour des conditions de pression et de température se rapprochant au mieux des observations de terrains : lors du contact de l'olivine avec l'eau de mer (exhumation du manteau au moment de la rupture continentale).

Les enveloppes rhéologiques

La résistance plastique

On prend en compte deux types de plasticités :

- Frictionnelle (Byerlee) :

La loi de comportement fragile de Byerlee, représentée par le critère de Mohr-Coulomb avec $C_0 = 20$ MPa et $\phi \sim 30^\circ$, montre une augmentation linéaire de la résistance cassante avec la pression lithostatique (profondeur) :

$$\sigma_B = \sigma_1 - \sigma_3 = \rho g z \frac{(\sqrt{1 + \mu^2} + \mu)^2 - 1}{(\sqrt{1 + \mu^2} + \mu)^2} \quad (5.10)$$

- Cohésive (Tresca) :

Le critère de Tresca est généralement utilisé pour les métaux. Elle est cependant testée ici, en étant adaptée à la rhéologie du manteau lithosphérique. En effet, il apparaît que l'olivine a un comportement plastique différent en profondeur au niveau des contraintes différentielles supérieures à 200 MPa, le comportement de type Peierls (Kameyama *et al.*, 1999), qui peut être approximé par le mécanisme de Tresca (Popov & Sobolev, 2008), comportement "superplastique". Le matériau est considéré comme ayant une forte cohésion mais une friction interne nulle, la résistance ne dépend alors pas directement de la pression, et donc de la profondeur, contrairement à la résistance de Byerlee (figure 5.2).

$$\sigma_T = \sigma_1 - \sigma_3 = 2C_0 \quad (5.11)$$

La loi communément utilisée est la loi frictionnelle. D'habitude, on utilise une cohésion de 20 MPa.

La résistance visqueuse

La loi de fluage ductile correspond à une loi de puissance qui dépend du taux de déformation, de la température et des paramètres rhéologiques du matériau concerné :

$$\sigma_{vis} = \left[\frac{\dot{\epsilon}}{A} \exp\left(\frac{Q}{RT}\right) \right]^{1/n} \quad (5.12)$$

En contexte d'extension, $\dot{\epsilon}$ sera égal au rapport entre la vitesse d'extension totale ($V_{ext\ totale}$) et la longueur du modèle (L).

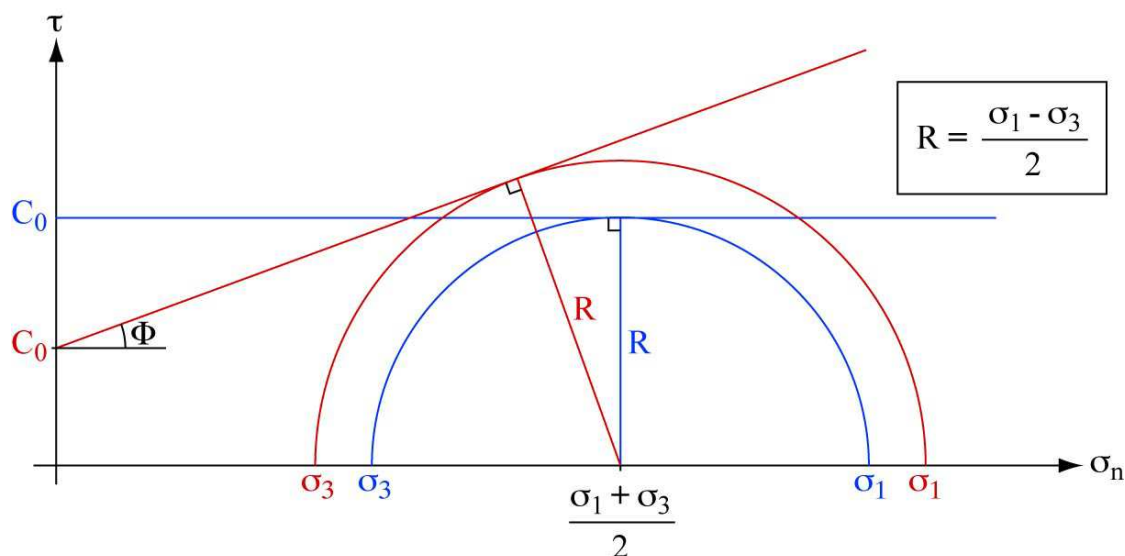


FIG. 5.2: Cercles de Mohr : critères de Mohr-Coulomb et de Tresca. En rouge, le cercle correspondant au critère de Mohr-Coulomb. En bleu, le cercle correspondant au critère de Tresca. R , le rayon du cercle, correspond à la contrainte minimale pour atteindre le seuil de rupture.

La résistance

La résistance varie ainsi en fonction de la profondeur et des rhéologies. La résistance de la lithosphère est déterminée comme le minimum, pour chaque profondeur, entre la résistance cassante et la résistance visqueuse.

L'enveloppe rhéologique varie donc en fonction des paramètres rhéologiques et de la structure thermique de la lithosphère (figure 5.3).

5.2.3 Les conditions aux limites

La pression lithostatique

La base du modèle est soumise à la pression lithostatique (base de Winkler). Il s'agit du remplacement du manteau profond par un espace infini constitué d'un fluide parfait d'une densité constante.

La vitesse d'extension

Une vitesse d'extension horizontale est imposée de part-et-d'autre du modèle. Les bords du modèle sont libres sur la composante verticale. Lors de l'extension, les côtés du modèle sont coupés et on ajoute du manteau asthénosphérique à la base.

La surface libre

La surface du modèle de départ est une surface libre ; ce qui signifie qu'aucune condition (contraintes ou vitesse) est imposée sur cette frontière qui peut se déformer librement et former un relief en réponse aux contraintes internes. L'érosion et la sédimentation dans le modèle sont calculés à partir de ce relief (équation 5.4).

De plus, on souhaite étudier l'influence de la colonne d'eau sur le processus de rifting et de formation des marges conjuguées.

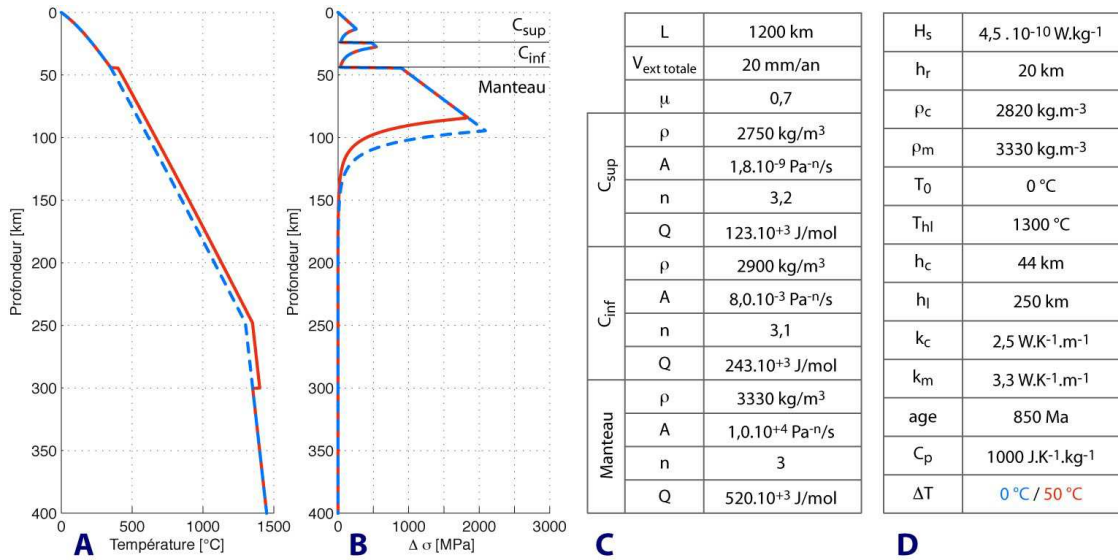


FIG. 5.3: Profils de température (A) et enveloppes rhéologiques de la lithosphère cratonique initiale (B). Les enveloppes rhéologiques sont définies d'après les équations 5.10 et 5.12 pour la lithosphère non-perturbée thermiquement (en bleu) et pour la lithosphère perturbée par une anomalie thermique de faible amplitude (en rouge), à gauche. Les valeurs utilisées pour calculer les enveloppes rhéologiques sont présentées dans le tableau (C), et définies dans le texte. Les profils des températures sont calculés à partir des valeurs utilisées sont présentées dans le tableau (D) et des équations de l'annexe C. ΔT correspond à l'amplitude de l'anomalie thermique. C_{sup} et C_{inf} pour croûte continentale supérieure et inférieure, respectivement. Les rhéologies utilisées ici sont le granite wet pour la croûte supérieure et la granulite felsique pour la croûte inférieure (Ranalli, 1995).

L'ajout de la pression de la colonne d'eau

L'eau n'étant pas répartie uniformément à la surface du globe, il a fallu établir une relation permettant de calculer un niveau de référence (équivalent au niveau de la mer) dans le modèle par rapport à la topographie.

La formation d'un rift en domaine continental se produit en plusieurs étapes :

- Le bombement actif de la croûte continentale et la formation de failles.
- L'amincissement du manteau lithosphérique et la formation du fossé d'effondrement qui sera progressivement envahi par les eaux marines.
- La rupture continentale et la formation de la dorsale océanique.

Pour cela, on a effectué une étude statistique sur le relief à travers les rifts.

Les rifts choisis sont les rifts du système rift Est-Africain - mer Rouge - golfe d'Aden. L'étude à travers ces rifts permet entre autre :

- d'observer des structures jeunes qui, a priori, n'ont pas été affectées par des phases tectoniques postérieures au rifting,
- d'éventuellement observer des différences selon la phase de rifting étudiée, le rift Est-Africain étant en phase d'ouverture, et la mer Rouge et le golfe d'Aden étant des rifts déjà océanisés.

Les données utilisées sont les données de Sandwell & Smith (1997) en domaine marin, et SRTM (Farr *et al.*, 2007) en domaine émergé.

Quatre zones sont définies en fonction du contexte (figure 5.4) :

- Zone 1 : le rift du Kenya – début de l'ouverture, sous l'influence du point

chaud Victoria.

- Zone 2 : le rift d’Ethiopie – ouverture plus avancée que pour le rift du Kenya, sous l’influence du point chaud d’Afar.
- Zone 3 : le nord de la mer Rouge – rift jeune en début d’océanisation, relativement à l’écart de l’influence du point chaud d’Afar.
- Zone 4 : le golfe d’Aden central – rift jeune, océanisé.

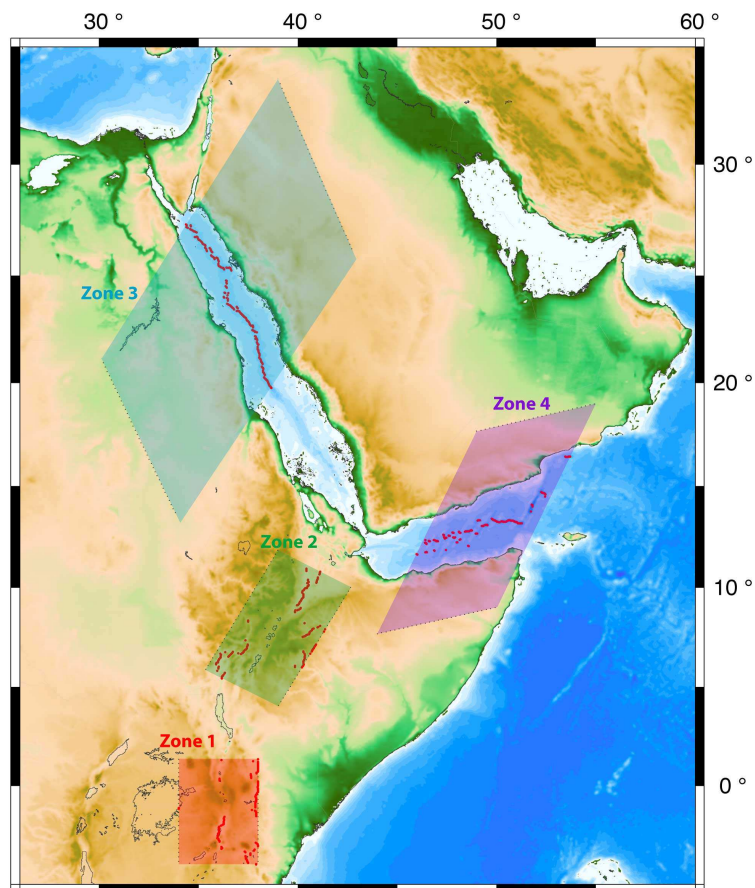


FIG. 5.4: Carte représentant les quatre zones étudiées. La numérotation des zones correspond à la description dans le texte. Les extrémités d'un profil sur 10 sont représentées par des points noirs. Les points rouges correspondent à la localisation de l'altitude minimale sur chaque profil. On observe que les altitudes les plus basses se trouvent généralement au centre du rift pour les rifts océanisés (mer Rouge et golfe d'Aden) mais que ce n'est pas toujours le cas pour les rifts du Kenya et d'Ethiopie. Ces derniers sont cependant en phase de bombement ce qui explique que l'altitude minimale ne soit pas nécessairement au centre du rift.

Des profils topographiques perpendiculaires aux structures (au minimum 30 par zone, pour être statistiquement représentatif) ont été réalisés. Pour chaque profil, les valeurs de relief extrêmes et les moyennes ont été extraites. Ainsi, le long des quatre zones d'étude est extrait un profil tous les 5 kilomètres avec un point tous les 500 mètres.

Une relation claire a été mise en évidence entre l'altitude minimale ($\min(z)$) et l'étendue ($\Delta(z)$, écart entre la valeur d'altitude maximale et minimale). Le diagramme de la figure 5.5 présente les résultats d'altitudes minimales par rapport aux étendues pour chaque zone.

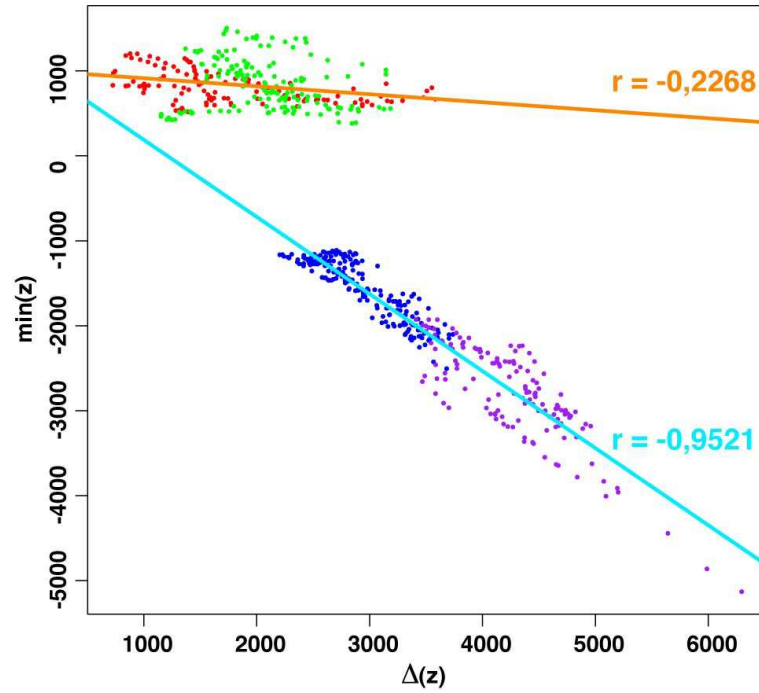


FIG. 5.5: Diagramme mettant en évidence les relations entre altitude minimale et étendue de la topographie pour chacune des zones. $\min(z)$ est l'altitude minimale sur le profil et $\Delta(z)$ est l'étendue. En rouge, les points correspondant aux résultats pour la zone 1 ; en vert, la zone 2 ; en bleu, la zone 3 et en violet la zone 4. La droite orange représente la régression prenant en compte les résultats des zones 1 et 2 (équation 5.13), et la droite turquoise représente la même régression pour les zones 3 et 4 (équation 5.14). Les coefficients de corrélation correspondants respectent le même code de couleurs. Ils sont négatifs car les coefficients directeurs des régressions sont négatifs également et la corrélation entre altitude minimale et étendue pour les zones 1 et 2 est faible car la valeur du minimum dépend faiblement de celle de l'étendue (coefficient directeur de la droite faible).

On observe une forte corrélation entre les zones 1 et 2 (figure 5.5, équation 5.13) :

$$\min(z) = -0,0943\Delta(z) + 1008 \quad (5.13)$$

Puis une autre entre les zones 3 et 4 (figure 5.5, équation 5.14) :

$$\min(z) = -0,9076\Delta(z) + 1097 \quad (5.14)$$

On observe donc deux relations distinctes :

- L'une qui correspond aux rifts non-océanisés et soumis à l'influence de points chauds.
- L'autre qui correspond aux rifts océanisés et à l'écart de l'influence du point chaud d'Axar.

Pour le premier cas, le point chaud semble maintenir le $\min(z)$ à une altitude d'environ 1000 mètres, et ainsi décaler les observations.

De plus, les rifts non-océanisés sont également émergés, et ne subissent donc pas de pression hydrostatique.

C'est pourquoi, la relation choisie pour les modélisations qui vont suivre dans ce manuscrit est déterminée à partir de l'équation 5.14 et intégrée dans Flamar-Para(o)voz de la manière suivante :

- Calcul du niveau de référence (qui n'est pas nécessairement 0 mais équivaut au niveau marin dans la nature) pour l'itération en cours à partir de la topographie du modèle selon la relation :

$$z_{ref} = \min(z) - (-0,9076\Delta(z) + 1097) \quad (5.15)$$

- Calcul de la pression hydrostatique en chaque point de la surface du modèle en fonction du niveau de référence calculé :

* si $z(x) < z_{ref}$:

$$P_{hydro} = \rho_w g (z_{ref} - z(x)) \quad (5.16)$$

* si $z(x) \geq z_{ref}$:

$$P_{hydro} = 0 \quad (5.17)$$

La pression liée à la présence de la colonne d'eau est donc recalculée à chaque pas de calcul en fonction de la topographie du modèle. Ainsi, la pression arrive progressivement dans le modèle, évitant tout ajout brutal de pression qui déséquilibrerait isostatiquement le modèle.

Flamar-Para(o)voz est ainsi un outil permettant de tester nombre de paramètres tels les rhéologies, les densités, l'âge thermique, etc. Il s'agira alors de déterminer les paramètres qui contraignent les caractéristiques géométriques et le timing de la formation d'un bassin océanique tel le golfe d'Aden.

La modélisation thermomécanique - Les résultats

La modélisation thermo-mécanique est utilisée ici pour appréhender l'influence de différents paramètres sur le processus de rifting et l'évolution des marges conjuguées.

On verra que l'érosion influence la rupture continentale et la morphologie des marges conjuguées, et la pression de la colonne d'eau océanique induit un approfondissement du bassin créé après la rupture continentale.

La réponse flexurelle due à l'augmentation de la résistance de la croûte produit des épaulements de rift plus amples et une rupture continentale plus précoce.

L'héritage tectonique seul (sous la forme d'un bassin sédimentaire) ne permet pas la localisation de la déformation lors de l'extension.

La fusion partielle peut provoquer un appauvrissement en fer de l'asthénosphère au profit de la lithosphère, induisant une diminution de sa densité. Ainsi, le modèle avec une asthénosphère moins dense que le manteau lithosphérique apporte des indices sur l'appauvrissement de l'asthénosphère sous le golfe d'Aden, dû à la présence du point chaud Afar.

L'augmentation de l'âge thermo-tectonique induit une augmentation de la résistance de la lithosphère, ce qui influe sur la chronologie du rifting et la géométrie des marges conjuguées en résultant.

Enfin, la loi de Byerlee communément utilisée pour définir la rhéologie du manteau lithosphérique n'est pas nécessairement la loi la plus appropriée. Le choix d'une rhéologie "superlastique" influe sur la localisation de la déformation en profondeur lors des premières étapes de l'extension, et ainsi sur la chronologie du rifting et la géométrie de la rupture continentale.

L'étude de ces tests nous permet de produire un modèle dont les conditions initiales respectent de façon plus cohérente nos connaissances sur le golfe d'Aden oriental et d'apporter de nouvelles hypothèses sur les processus de rifting et de l'évolution des marges étirées.

6.1 Quelle est l'influence des forces appliquées à la surface du modèle sur la formation et l'évolution d'un rift ?

6.1.1 Introduction

L'effet de l'érosion et de la sédimentation sur l'isostasie du modèle a été démontrée lors de modélisation thermomécaniques précédentes (Burov & Poliakov, 2001, 2003). Ainsi, l'érosion et la sédimentation influent sur la surface du modèle par déplacement de la matière.

Un dépôt de 1 à 2 km de sédiments de densité moyenne de 2,2 augmente la pression lithostatique de 25 à 50 MPa, et une érosion de 2 km de croûte granitique (densité 2,75) diminue la pression de 55 MPa.

La pression hydrostatique liée à la colonne d'eau dans un rift tel le Golfe d'Aden peut atteindre environ 40 MPa à 4000 mètres de profondeur, ce qui correspond à la pression qui serait exercée par une épaisseur de granite d'environ 1,5 km.

On se pose ici la question de savoir si ces forces de surface, qui existent et donc s'appliquent lors de la formation d'un rift, ont une influence réelle sur la formation et l'évolution de ce même rift. Cette influence, aurait potentiellement des conséquences sur la géométrie finale du rift et des marges ainsi modélisés.

6.1.2 Configuration des modèles de départ

Afin d'évaluer l'influence des processus de surface sur le déroulement et l'évolution du rifting, on compare des modèles avec ou sans érosion, puis des modèles avec ou sans pression hydrostatique (figure 6.1).

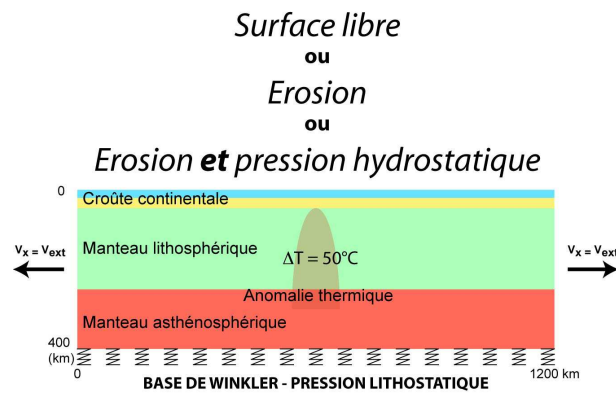


FIG. 6.1: Modèles de départ pour l'étude de l'influence de l'érosion et de la pression hydrostatique sur le rifting. Le code de couleurs utilisé pour les différentes phases sera conservé pour toutes les figures de ce chapitre.

Les principaux paramètres des modèles testés dans ce chapitre sont présentés dans le tableau 6.1.

Les paramètres thermiques ont été choisis de manière à obtenir une valeur de flux de chaleur à la surface du modèle de 40 mW/m², valeur continentale moyenne mesurée sur la plaque Arabe (e.g. Lucazeau *et al.*, 2008).

Les valeurs des modules élastiques pour chaque phase correspondent à une valeur moyenne des modules élastiques dans la croûte et le manteau du modèle P.R.E.M. (Dziewonski & Anderson, 1981). Dans la lithosphère, le coefficient de Poisson, ν est d'environ 0,25, ce qui implique des coefficients de Lamé, λ et G , égaux. Cette approximation a été utilisée dans les modèles.

L'influence de l'érosion-sédimentation est étudiée plus en détails avec des valeurs de coefficients d'érosion, $k_{erosion}$, de 0, 50 et 150 m².an⁻¹.

L'exploitation de ces modèles va permettre de déterminer l'importance de l'érosion et de la pression hydrostatique sur le processus de rifting et la formation des marges continentales afin de proposer s'il faut les utiliser au cours des simulations, et dans quelle mesure.

TAB. 6.1: Principaux paramètres présentés dans ce chapitre.

Paramètre	Valeur			
Vitesse d'extension	2 x 1 cm/an			
Température à la base de la lithosphère	1300 °C			
Production radiogénique	4,5.10 ⁻¹⁰ W.kg ⁻¹			
Epaisseur de décroissance de production radiogénique	20 km			
Conductivité thermique de la croûte	2,5 W.K ⁻¹ .m ⁻¹			
Conductivité thermique du manteau	3,3 W.K ⁻¹ .m ⁻¹			
Capacité de chaleur spécifique du manteau	1000 J.K ⁻¹ .kg ⁻¹			
Age thermo-tectonique	850 Ma			
	<i>Croûte supérieure</i>	<i>Croûte inférieure</i>	<i>Manteau lithosphérique</i>	<i>Manteau asthénosphérique</i>
Epaisseur (km)	24	20	206	
Densité (kg.m ⁻³)	2750	2900	3330	3340
Paramètre pré-exponentiel, A (Pa ⁻ⁿ .s ⁻¹)	2,0.10 ⁻⁴	8,0.10 ⁻³	1,0.10 ⁴	1,0.10 ⁴
Exposant de la loi de puissance, n	1,9	3,1	3,0	3,0
Energie d'activation, Q (J.mol ⁻¹)	137.10 ³	243.10 ³	520.10 ³	520.10 ³
Cohésion, C_0 (MPa)	20	20	20	300
Angle de friction interne, ϕ (°)	30	30	30	2
Module de cisaillement (élasticité), G (Pa)	4,4.10 ¹⁰	4,4.10 ¹⁰	6,7.10 ¹⁰	7,0.10 ¹⁰

6.1.3 Résultats

Influence de l'érosion

Les résultats des modèles comparant les différents coefficients d'érosion sont présentés dans la figure 6.2.

Comme le manteau lithosphérique et le manteau asthénosphérique ont des propriétés très proches, il est délicat de se fier à la lithosphère continentale pour calibrer la chronologie de la rupture continentale. On parlera ici de rupture continentale dès que la croûte continentale est totalement rompue.

La rupture croûte continentale a lieu plus précocement (environ 1,3 Ma) lorsque l'on prend en compte l'érosion. On observe que la croûte inférieure est largement rompue pour les trois modèles, 0,5 Ma avant la rupture crustale, et que dans le cas sans érosion, la croûte supérieure subit un étirement extrême, contrairement aux modèles avec érosion. En effet, les taux de déformation 0,5 Ma avant la rupture crustale montrent que la déformation au niveau du rift continental est plus intense pour les modèles avec érosion, et plus diffuse pour les modèles sans érosion. Ainsi, le matériel sédimenté dans le rift permet la localisation de la déformation, et donc la rupture de la croûte supérieure. Comme la rupture crustale nécessite plus de temps pour se produire pour le modèle sans érosion, le manteau lithosphérique est plus proche de la surface au moment de la rupture de la croûte.

Le modèle avec un coefficient d'érosion de $50 \text{ m}^2/\text{an}$ présente une forte asymétrie dans la croûte 0,5 Ma avant la rupture continentale. Cette asymétrie est observable au niveau du rift continental sur les profils de taux de déformation, pour les deux modèles auxquels on a appliqué de l'érosion. Au moment de la rupture continentale, les structures au niveau de la zone la plus amincie pour les modèles avec érosion montrent une plus forte asymétrie que le modèle sans érosion, la marge distale de droite est plus étroite que celle de gauche (définition en figure 6.3).

Les profils de viscosité montrent, dans les trois cas, une forte baisse de viscosité dans la croûte subissant la flexure, puis un fort couplage en se rapprochant du rift, les niveaux ductiles ayant disparus. On observe ensuite, 5 Ma après la rupture continentale, que la flexure de la croûte, produite lors de la phase de rifting reste fortement marquée. Notons que le modèle avec une érosion de $50 \text{ m}^2/\text{an}$ présente des marges asymétriques : la croûte inférieure affleure au niveau de la marge distale de gauche seulement, et le bassin flexural semble plus important sur la marge de droite.

L'évolution du modèle sans érosion après la rupture continentale produit des marges fortement asymétriques. Ceci est dû au fait que les structures produites au moment de la rupture continentale sont totalement préservées lors de l'ouverture.

La figure 6.4 présente le relief des modèles 18 Ma après la rupture continentale afin d'avoir une meilleure comparaison avec le golfe d'Aden, dont on estime que la rupture continentale s'est produite il y a environ 18 Ma, laissant place à l'accrétion océanique.

On peut noter que le modèle avec un coefficient d'érosion de $150 \text{ m}^2/\text{an}$ présente un relief comparable à celui du golfe d'Aden central. Cependant, la pente continentale du modèle avec une érosion de $50 \text{ m}^2/\text{an}$ a une inclinaison comparable à celles des reliefs du golfe d'Aden oriental. Les épaulements de rifts produits lors de la phase de rifting sont conservés, partiellement pour les modèles avec érosion, et totalement pour le modèle sans érosion. De cette manière, l'érosion contrôle l'incli-

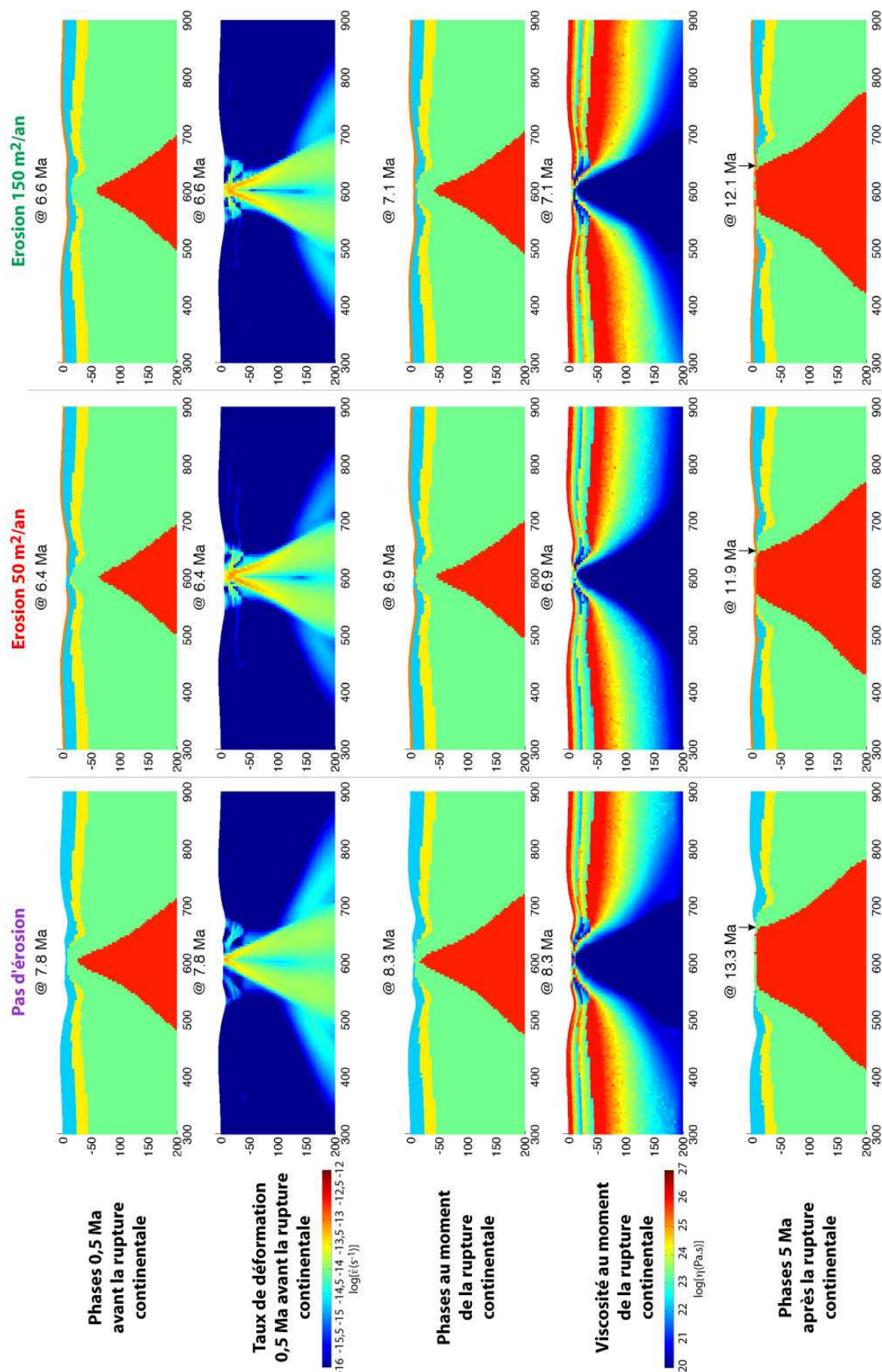


FIG. 6.2: Influence de l'érosion sur la formation du rift et la géométrie des marges continentales riftées. Les colonnes correspondent aux 3 modèles comparés. Les première, troisième et cinquième lignes présentent la géométrie des modèles 0,5 Ma avant la rupture de la croûte continentale, au moment de la rupture, et 5 Ma après la rupture, respectivement. Les flèches noires indiquent la position du rift pour chaque modèle. Voir le texte pour les explications.

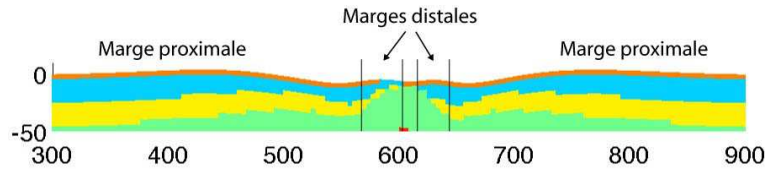


FIG. 6.3: Définition des marges proximales et distales dans les modèles thermomécaniques. Les marges distales sont définies entre le début de la remontée du Moho, en allant vers le rift, et la fin de la croûte continentale.

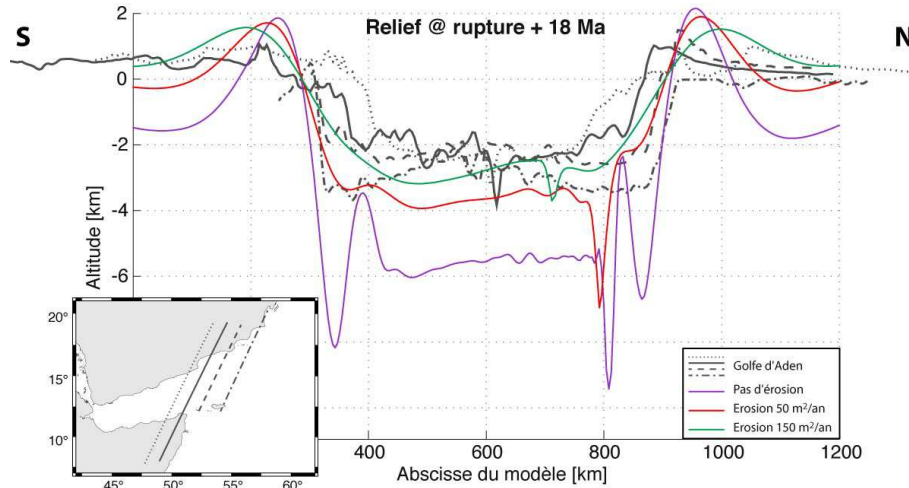


FIG. 6.4: Comparaison du relief du golfe d'Aden actuel le long de 4 coupes différentes et des reliefs des 3 modèles testant les coefficients d'érosion 18 Ma après la rupture continentale.

raison de la pente continentale, l'amplitude et la longueur d'onde des épaulements de rift.

L'érosion contribue principalement à adoucir le relief, mais elle permet également la localisation de la déformation sur de nouvelles failles. On observe que le rift produit reste très proche de la marge dans les trois cas, mais plus le taux d'érosion est élevé, plus le rift va être proche du centre du bassin océanique. Ceci est dû au fait que la zone de faiblesse correspondant au rift se localise d'abord contre l'une des deux marges. La faille va être active jusqu'à atteindre un durcissement tel que la zone de faille est abandonnée, et le rift s'éloigne alors peu à peu de la marge à la faveur d'une nouvelle zone de faiblesse, favorisée par la charge sédimentaire qui provoque la formation de zones de cisaillement. La position du rift à un moment donné dépendra alors du temps nécessaire au durcissement de cette première zone de faiblesse. Ainsi, la localisation sur une nouvelle zone plus faible sera favorisée par de plus forts taux d'érosion, et l'absence d'érosion, et donc de sédimentation, inhibe alors la localisation de la déformation sur de nouvelles zones de faiblesse.

Influence de la pression hydrostatique

L'étude de deux modèles, avec ou sans pression hydrostatique, permet d'en étudier l'influence sur la formation et l'évolution du rift continental au rift océanique. La rupture continentale se produit dans un temps comparable pour les deux modèles (environ 7 Ma après le début de l'extension). La figure 6.5 présente l'influence

de la pression hydrostatique sur la formation et l'évolution des modèles.

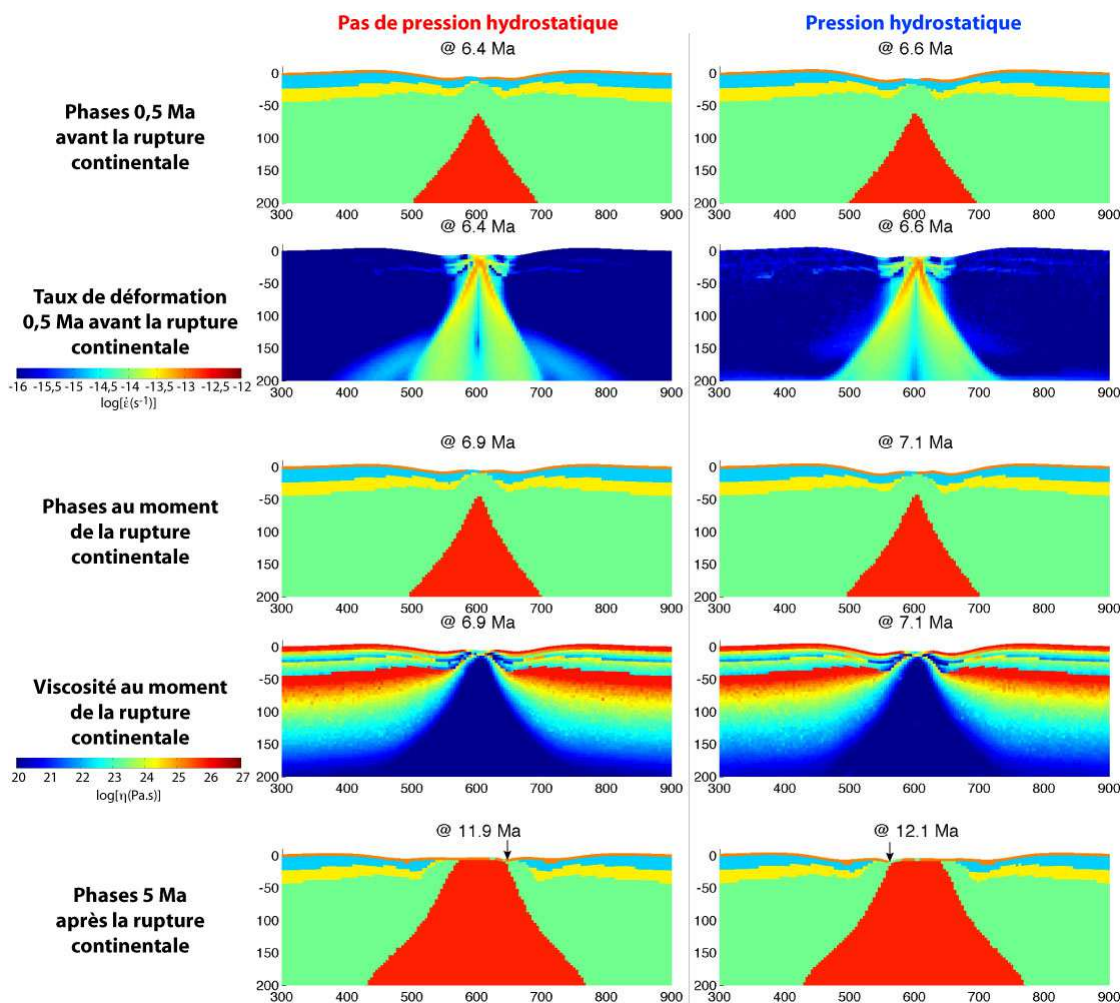


FIG. 6.5: Influence de la pression hydrostatique sur la formation et l'évolution du rift et des marges continentales riftées. Les colonnes correspondent aux 2 modèles comparés. Les première, troisième et cinquième lignes présentent la géométrie des modèles 0,5 Ma avant la rupture continentale, au moment de la rupture, et 5 Ma après la rupture, respectivement. Les flèches noires indiquent la position du rift pour chaque modèle. Voir le texte pour les explications.

L'observation des phases, des taux de déformation et de la viscosité montrent des structures très similaires pour les deux modèles. Les structures sont asymétriques et les taux de déformation montrent une localisation asymétrique de la déformation dans la croûte, 0,5 Ma avant la rupture continentale. Les structures des deux modèles restent asymétriques au moment de la rupture continentale. De la même manière que pour les modèles testant l'érosion (figure 6.2), on observe la baisse de viscosité sous les bassins flexuraux de part-et-d'autre du rift, baisse liée aux forts taux de déformation qui affectent ces zones.

5 Ma après la rupture, les marges conjuguées des deux modèles sont asymétriques. Dans les deux cas, la marge distale la plus proche de la ride océanique est aussi la plus étroite. Cette observation est cohérente avec les observations au niveau des marges passives : les marges "chaudes" (volcaniques) sont plus étroites que les marges "froides" (non-volcaniques, cf paragraphe 1.3).

Les structures des marges conjuguées des deux modèles 5 Ma après la rupture

continentale montrent qu'une marge présente de la croûte inférieure à l'affleurement et un bassin flexural réduit, et l'autre marge n'a pas de croûte inférieure à l'affleurement et le bassin flexural correspondant est plus important. La figure 6.6 montre que ces structures sont conservées lors de l'évolution des modèles : les bassins flexuraux sont moins larges du côté où la croûte inférieure remonte sous la marge. L'observation de l'exhumation de croûte inférieure d'un seul côté est cohérente avec le modèle conceptuel de "upper" et "lower-plate" (Wernicke, 1985, figure 6.6).

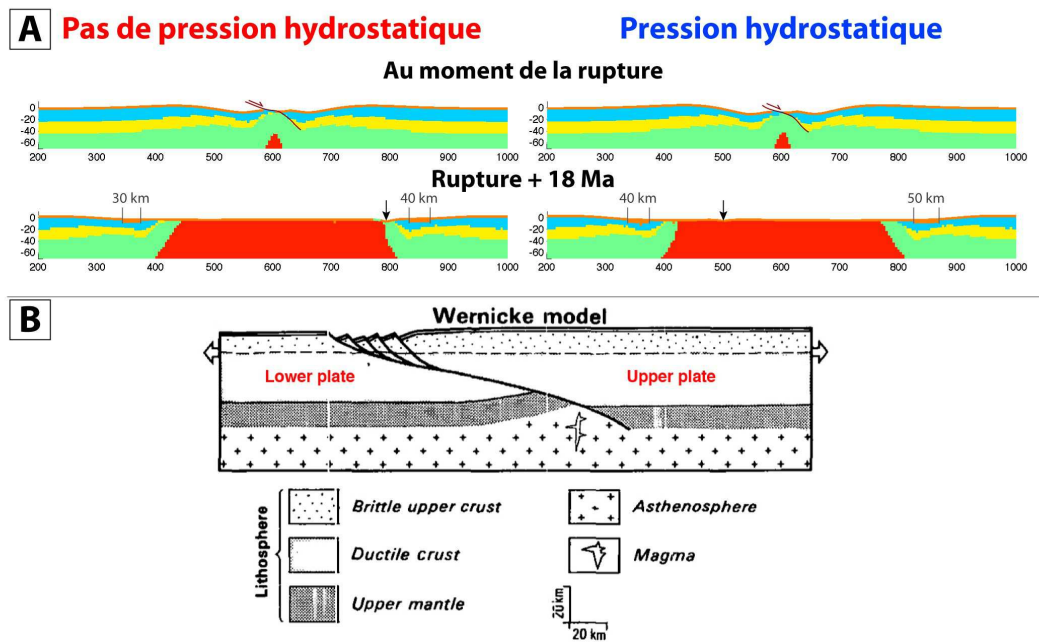


FIG. 6.6: **A** : Rupture et évolution des marges pour les modèles avec ou sans pression hydrostatique. On note la mise en place d'un détachement où la croûte est la plus amincie et les bassins flexuraux ont des largeurs différentes. **B** : Comparaison avec le modèle de Wernicke (1985) (figure modifiée à partir de Lister et al., 1986).

Le relief de ces modèles 18 Ma après la rupture continentale montre l'influence de la pression hydrostatique (figure 6.7).

Le bassin formé est en moyenne 1,5 à 2 km plus profond lorsque l'on applique la pression hydrostatique, mais la morphologie de la ride océanique est plus proche de celle observée dans le golfe d'Aden. De plus, la ride océanique reste moins proche de la marge si on applique la pression hydrostatique. Ainsi, de la même manière que ce que l'on a observé pour les sédiments, la pression hydrostatique favorise la localisation de la déformation sur de nouvelles failles.

6.1.4 Conclusion

On observe que le modèle avec un coefficient d'érosion de $150 \text{ m}^2/\text{an}$ présente un relief assez proche de celui du golfe d'Aden. Cependant, les épaisseurs de sédiments dans le golfe d'Aden montrent que le taux de sédimentation est faible (épaisseur de

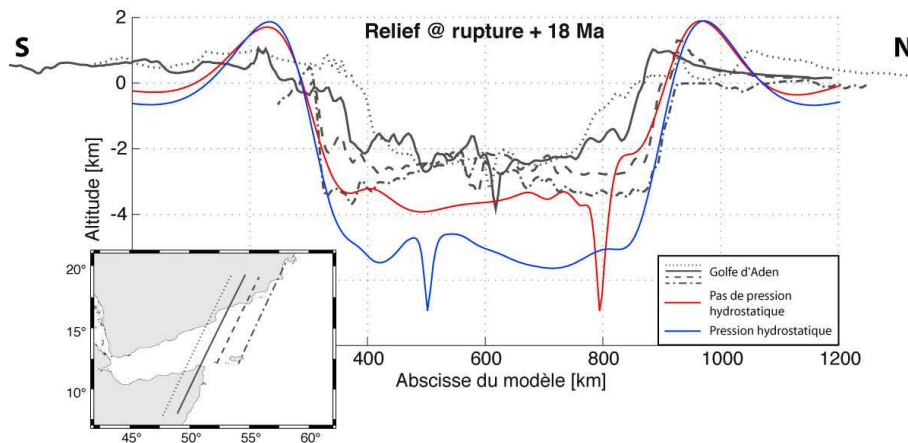


FIG. 6.7: Comparaison du relief du golfe d'Aden actuel le long de 4 coupes différentes et des reliefs des modèles avec ou sans pression hydrostatique 18 Ma après la rupture continentale.

l'ordre de 2 km dans le bassin océanique, le taux de sédimentation est de 100 m/Ma maximum, d'Acremont *et al.*, 2010). De plus, l'inclinaison de la pente continentale est plus proche de celle du golfe d'Aden pour le modèle avec une érosion de 50 m²/an. On utilisera donc un coefficient d'érosion de 50 m²/an pour la suite de notre étude, qui est plus compatible avec la faible érosion et la morphologie du golfe d'Aden.

L'influence de la pression hydrostatique est faible en ce qui concerne l'évolution du rift et des marges conjuguées. Une différence notable est observée sur le relief des modèles. L'ajout de la pression hydrostatique entraîne un approfondissement du bassin de l'ordre de 1 à 2 km. Pour la comparaison avec le golfe d'Aden, on doit prendre en compte le fait que le golfe d'Aden et ses marges semblent avoir une topographie dynamique d'environ 1000 à 2000 mètres plus élevée que le niveau calculé à partir du modèle de croûte CRUST 2.0 (paragraphe 2.1.3, Daradich *et al.* (USGS et IGPP, 2003)). L'arrivée de l'océan fait partie intégrante de la formation d'un rift océanique, il est donc plus rigoureux d'utiliser la pression hydrostatique pour la suite de notre étude.

6.2 Quelle est l'influence de la rhéologie de la croûte sur le déroulement de la rupture continentale ?

6.2.1 Introduction

La croûte continentale des plaques Arabie et Somalie est le fruit d'une histoire géologique complexe qui débute au Protérozoïque. La nature des roches constituant la croûte continentale est ainsi relativement variable. Par exemple, la croûte supérieure peut être constituée de granite ou de granodiorite dans le Sinai (Stern & Manton, 1987), ou même de roches felsiques dans le bouclier Arabe (Levin & Park, 2000). La croûte inférieure, quant à elle, peut être constituée de gneiss plus-ou-moins granulitique dans le Sinai (Stern & Manton, 1987), de gneiss et de mylonites dans le sud de la mer Rouge (Talbot & Ghebreab, 1997), ou même être formée par du sous-plaquage mafique dans le bouclier Arabe (Levin & Park, 2000).

Il semble ainsi que la structure de la croûte Arabe soit très hétérogène, étant formée de nombreuses zones de sutures et de structures protérozoïques et paléozoïques (figure 2.2). On a donc peu de contraintes sur la rhéologie initiale de la croûte dans laquelle s'est produit le rifting qui a conduit à la formation du golfe d'Aden.

On utilise donc ici des rhéologies de granites pour la croûte supérieure et de granulites pour la croûte inférieure (roche proche des gneiss et des migmatites dont les informations sur leur rhéologie sont disponibles, Ranalli, 1995).

6.2.2 Configuration des modèles de départ

La configuration de départ utilisée est un modèle comprenant une anomalie thermique pour localiser le rift (figure 6.8).

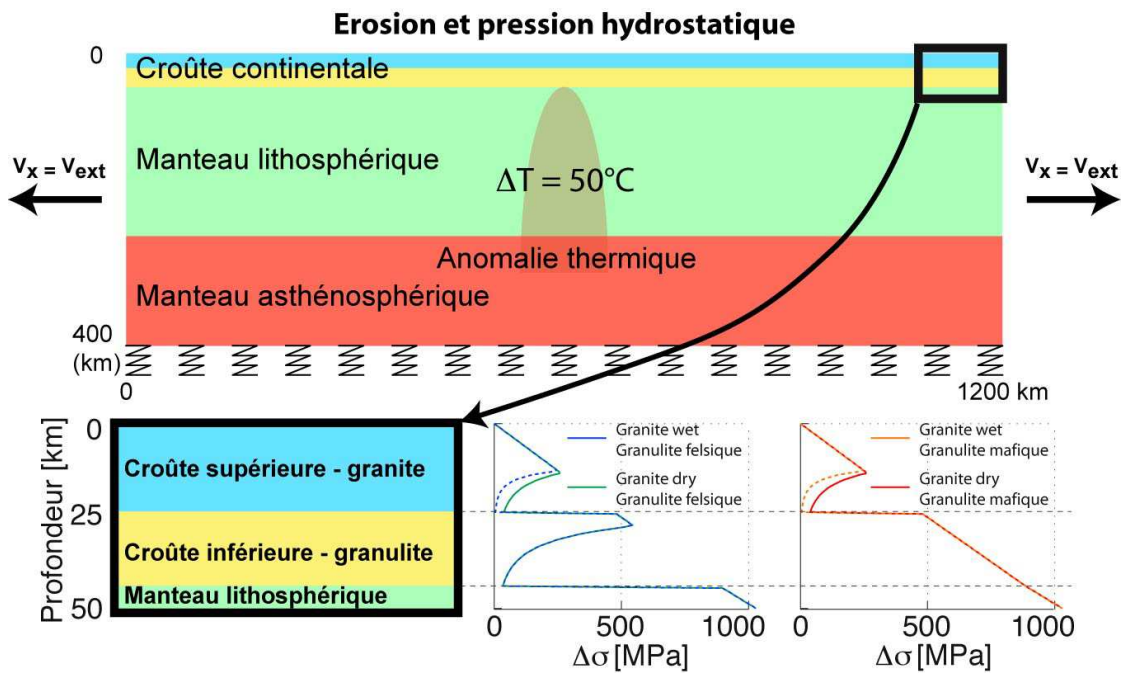


FIG. 6.8: *En haut : le modèle de départ. En bas : les enveloppes rhéologiques pour les 4 types de croûtes comparées. On observe que les modèles avec la croûte inférieure composée de granulite felsique présentent un fort découplage en base de croûte, alors que la base de la croûte est totalement couplée avec le manteau lithosphérique lorsque la croûte inférieure est composée de granulite mafique. De la même manière, la résistance de la croûte supérieure constituée de granite wet est plus faible que celle constituée de granite dry.*

Les conditions aux limites consistent en l'application d'une vitesse d'extension de 1 cm/an sur les bords gauche et droit du modèle, de la pression lithostatique à la base du modèle, et de l'érosion ($k_{erosion} = 50 \text{ m}^2/\text{an}$) et la pression hydrostatique en surface, selon les conditions définies dans le paragraphe 5.2.3. La lithosphère est modélisée par une croûte supérieure et inférieure, dont les rhéologies sont testées ici, et le manteau lithosphérique. La base de la lithosphère se situe à 250 km de profondeur et sa température est de 1300°C .

Les quatre types de croûtes des modèles présentés ici sont définies dans le tableau 6.2, et les paramètres de viscosité correspondants, dans le tableau 6.3.

TAB. 6.2: Les types de croûtes supérieures et inférieures utilisées dans les 4 modèles présentés ici.

Modèle	Croûte supérieure	Croûte inférieure
<i>WF</i>	Granite <i>wet</i>	Granulite felsique
<i>DF</i>	Granite <i>dry</i>	Granulite felsique
<i>WM</i>	Granite <i>wet</i>	Granulite mafique
<i>DM</i>	Granite <i>dry</i>	Granulite mafique

TAB. 6.3: Paramètres définissant la viscosité pour la croûte (Ranalli, 1995).

Type de croûte	A (MPa $^{-n}$.s $^{-1}$)	n	Q (J.mol $^{-1}$)
Granite <i>wet</i>	2,00.10 $^{-4}$	1,9	137.10 3
Granite <i>dry</i>	1,80.10 $^{-9}$	3,2	123.10 3
Granulite felsique	8,00.10 $^{-3}$	3,1	243.10 3
Granulite mafique	1,40.10 $^{-4}$	4,2	445.10 3

Les deux modèles extrêmes correspondent aux modèles *WF* (granite *wet* / granulite felsique, le moins résistant) et *DM* (granite *dry* / granulite mafique, le plus résistant). On pourrait donc penser que la rupture de la croûte pour le modèle *DM* est plus difficile à obtenir que pour les autres modèles. On verra que ce n'est pas le cas, et proposer une explication.

6.2.3 Résultats

Les 4 modèles étudiés ici permettent de définir l'influence de la rhéologie de la croûte sur le déroulement du rifting et la géométrie des structures produites.

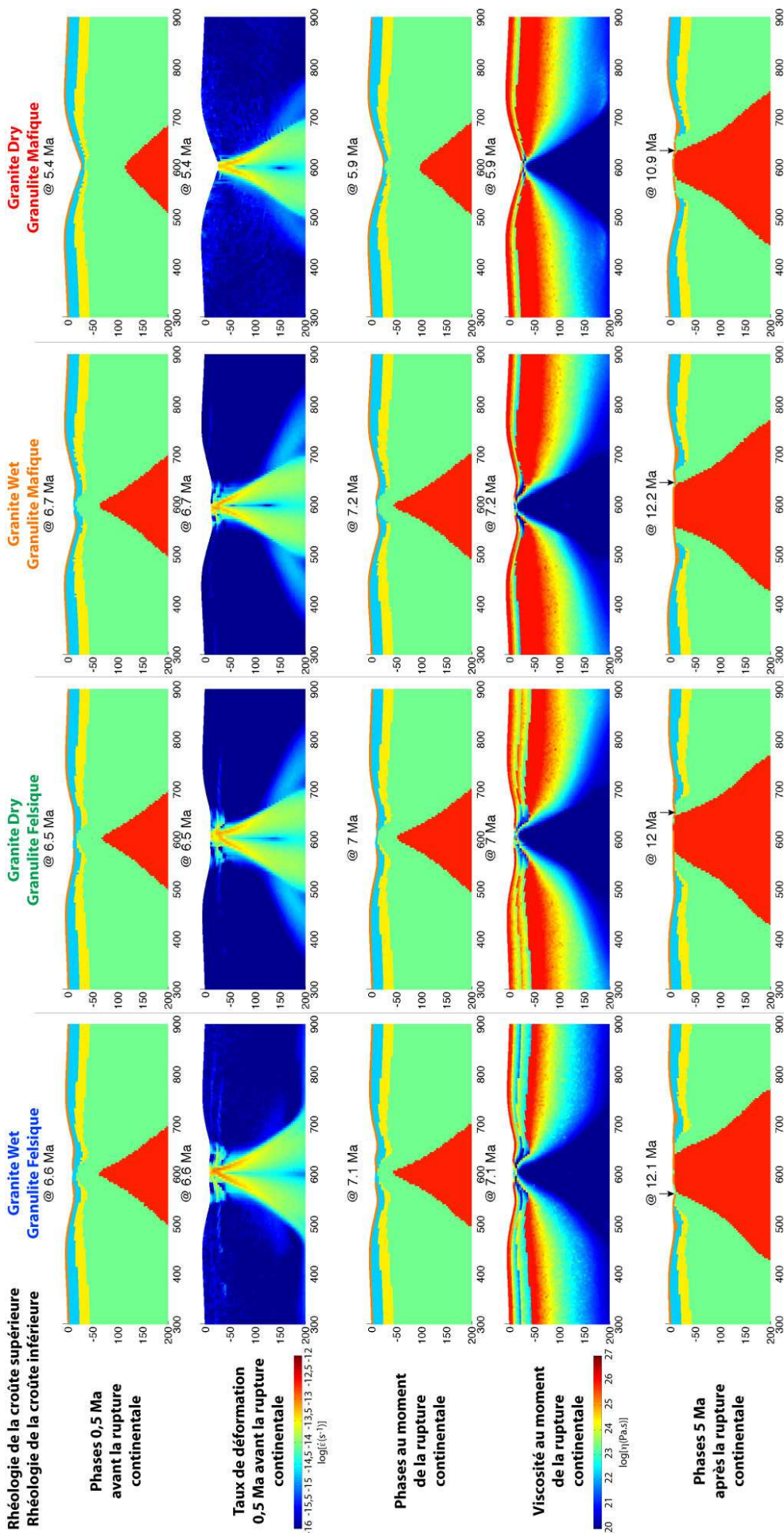
Le tableau 6.4 montre que la rupture continentale se produit plus rapidement pour le modèle ayant la croûte la plus résistante (*DM*) et que les marges produites sont asymétriques si la croûte inférieure est constituée de granulite felsique.

TAB. 6.4: Temps nécessaires à la rupture et géométries des rifts et marges conjuguées pour les modèles testant la rhéologie de la croûte continentale. Les abréviations *WF*, *DF*, *WM* et *DM* font référence aux 4 types de croûtes utilisées (tableau 6.2).

Modèle	Temps pour la rupture	Géométrie à la rupture	Géométrie des marges conjuguées
<i>WF</i>	7,1 Ma	Asymétrique	Asymétrique
<i>DF</i>	7,0 Ma	Asymétrique	Asymétrique
<i>WM</i>	7,2 Ma	Symétrique	Symétrique
<i>DM</i>	5,9 Ma	Symétrique	Symétrique

La figure 6.9 présente la formation du rift et la morphologie des marges conjuguées produites pour les 4 modèles.

La rupture continentale a lieu environ 1 Ma plus tôt pour le modèle *DM* que pour les autres modèles, et la déformation semble moins largement répartie 0,5 Ma avant la rupture. Ainsi, la croûte plus résistante se déforme peu avant de rompre, en comparaison avec les autres types de croûte.



La géométrie des modèles au moment de la rupture continentale montre un bombement au niveau du rift et la formation de bassins flexuraux avant la rupture continentale, pour tous les modèles excepté le modèle *DM*. La rupture continentale aboutissant plus tôt pour ce modèle que pour les autres, la remontée asthénosphérique est moins avancée, ce qui explique que l'on n'observe pas encore de bombement au niveau du rift et que les bassins flexuraux ne soient pas encore formés.

Les modèles dont la croûte inférieure est constituée de granulite felsique présentent une forte asymétrie des structures 0,5 Ma avant la rupture continentale. Ce n'est pas le cas pour les modèles dont la croûte inférieure est mafique. Les taux de déformation mettent en évidence une asymétrie dans la croûte au niveau du rift pour les modèles dont la croûte inférieure est felsique. Cette asymétrie est moins marquée pour le modèle *WM*, et absente pour le modèle *DM*. Notons qu'une partie de la déformation se localise dans les zones de découplage de la croûte. Les structures au moment de la rupture restent asymétriques pour les modèles dont la croûte inférieure est constituée de granulite felsique, modèles pour lesquels deux zones de découplage dans la croûte sont visibles sur les profils de viscosité (à l'interface entre la croûte supérieure et la croûte inférieure, et en base de croûte). Les marges distales issues de l'évolution de ces modèles, 5 Ma après la rupture continentale, sont également asymétriques. Notamment, on observe pour ces deux modèles une remontée de la croûte inférieure sous la marge dans la partie gauche ainsi que des bassins moins larges, contrairement aux modèles dont la croûte inférieure est mafique. Donc, l'évolution asymétrique de type "Wernicke" se produit pour les modèles ayant une croûte inférieure felsique. Les profils de viscosité mettent en évidence les zones de découplage dans la croûte au moment de la rupture. On observe aussi que les zones de découplage au voisinage du rift sont moins importantes, voir quasi absentes, pour les modèles ayant une croûte inférieure mafique. On peut en déduire que ces zones de découplage dans la croûte favorisent les processus asymétriques.

Cette baisse de viscosité est assimilable à une chute de l'épaisseur élastique équivalente au voisinage du rift. Ainsi, l'épaisseur élastique est la plus forte pour le modèle *DM*, même au niveau du rift. L'épaisseur élastique équivalente contrôle donc la rupture et la géométrie des marges conjuguées.

Ainsi, les niveaux de découplage dans la croûte favorisent la rupture asymétrique, et une croûte très résistante va produire des marges symétriques. Ces niveaux de découplage ont une influence dès le début de l'extension (figure 6.10). En effet, la localisation de la déformation est beaucoup plus importante et concentrée

FIG. 6.9: (Page précédente) Influence de la rhéologie de la croûte sur la géométrie du rift et des marges produites. Les colonnes correspondent au 4 modèles comparés. Les première, troisième et cinquième lignes présentent la géométrie des modèles 0,5 Ma avant la rupture continentale, au moment de la rupture et 5 Ma après la rupture, respectivement. La deuxième ligne présente les taux de déformation 0,5 Ma avant la rupture et la quatrième ligne, la viscosité au moment de la rupture. Les figures de viscosité mettent en évidence les zones de découplage, notamment dans la croûte. Les flèches noires indiquent la position du rift pour chaque modèle. Voir le texte pour les explications.

dans les zones de cisaillement si le découplage dans la croûte est faible, voire inexistant.

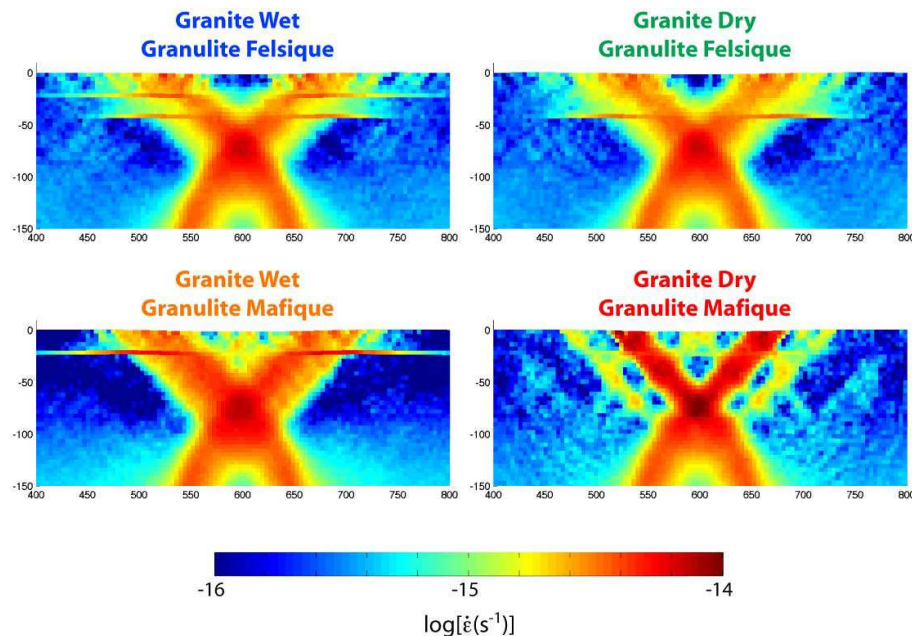


FIG. 6.10: Influence de la rhéologie de la croûte sur les taux de déformation à 1 Ma. La déformation se concentre principalement sur deux grands cisaillements qui se rejoignent à environ 80 km de profondeur, 80 km étant la profondeur du pic de résistance du manteau lithosphérique au niveau de l'anomalie thermique. La déformation se concentre également sur les niveaux de découplage de la croûte.

Dans le cas *DM*, on observe deux zones de cisaillement parallèles qui se distinguent des cisaillements principaux, et la zone centrale montre deux zones de cisaillement à vergence opposée.

La composition de la croûte inférieure a une influence plus importante que celle de la croûte supérieure sur le relief produit par le rifting, 18 Ma après la rupture continentale (figure 6.11).

L'amplitude du relief pour les modèles ayant une croûte inférieure mafique est d'environ 1 à 2 km supérieure à celle des modèles ayant une croûte inférieure felsique. La différence de profondeur peut atteindre 4 km dans les bassins, la flexure étant beaucoup plus intense pour les modèles ayant une croûte inférieure résistante. Cette différence d'amplitude peut être liée au fait que l'épaisseur élastique soit plus importante au niveau des modèles ayant une croûte inférieure mafique, et que la réponse en terme de flexure de la croûte soit alors plus intense. Les épaulements de rifts sont plus larges pour les modèles ayant une croûte inférieure felsique. La ride océanique produite est plus proche du centre du bassin océanique lorsque la croûte est plus résistante. En effet, le rifting d'une croûte inférieure résistante va provoquer des reliefs de forte amplitude, et ainsi amplifier les phénomènes de sédimentation et la charge hydrostatique dans les zones les plus profondes du modèle, c'est-à-dire dans le bassin océanique. On a vu que la sédimentation et la pression hydrostatique favorisent la localisation de la déformation et donc la relocalisation de la ride. Cet effet explique alors pourquoi la ride océanique se recentre plus rapidement pour

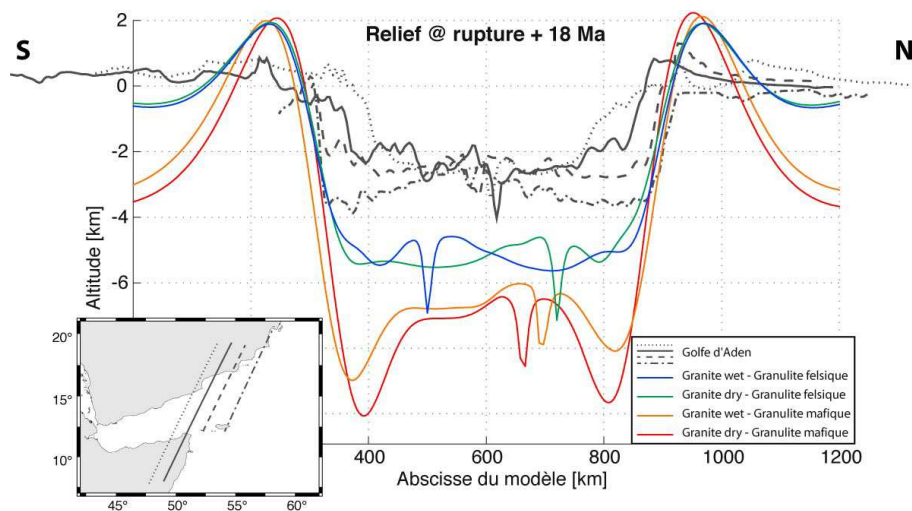


FIG. 6.11: Comparaison du relief du golfe d'Aden actuel le long de 4 coupes différentes et des reliefs des 4 modèles testant la rhéologie de la croûte 18 Ma après la rupture continentale.

les modèles avec une croûte inférieure mafique.

Le relief de ces modèles reste très exagéré par rapport à la réalité. Donc, la rhéologie de la croûte ne suffit pas à expliquer une telle différence. Cette différence peut être liée à d'autres paramètres, mais aussi au régime thermique dans le golfe d'Aden. En effet, il est maintenant admis que les marges du golfe d'Aden sont plus élevées que ce qu'elles devraient être.

Nous confirmons alors que le relief d'un rift, et donc que sa morphologie, soit en partie lié à la rhéologie de la croûte. Plus la croûte est résistante, et plus le relief présente de fortes amplitudes.

6.2.4 Conclusion

Les résultats des modèles ayant une croûte inférieure felsique sont très comparables que ce soit au niveau du déroulement de la rupture continentale ou de la géométrie des structures produites. Ceci est probablement dû au fait que les rhéologies initiales des deux modèles soient relativement proches. Ce résultats sont en accord avec les modélisations thermomécaniques précédentes qui montrent que la résistance de la croûte inférieure a une forte influence sur la rupture continentale (e.g. Huismans & Beaumont, 2003).

Les résultats des modèles ayant une croûte inférieure mafique sont comparables au niveau de la géométrie des structures produites, mais on observe cependant une asymétrie des taux de déformation pour le modèle *WM* que l'on n'observe pas pour le modèle *DM*.

L'asymétrie semble donc être guidée par des zones de découplage, c'est pourquoi le modèle *DM* ne présente pas d'asymétrie (découplage quasiment absent dans la croûte). De plus, le relief est beaucoup plus accentué pour le modèle *DM*, la déformation se concentre fortement au centre du rift, et la rupture se produit plus de 1 Ma avant les autres modèles. Ceci semble être dû au fait que la croûte de ce modèle soit très résistante, et se déforme peu avant de rompre.

Le modèle *DF* semble être un bon intermédiaire pour produire de l'asymétrie, avec les deux zones de découplage dans la croûte.

6.3 Quelle est l'importance de l'héritage tectonique et de la présence d'une anomalie thermique sur le rifting ?

6.3.1 Introduction

La modélisation du rifting nécessite d'entrer une hétérogénéité dans le modèle afin de localiser la déformation. Les hétérogénéités les plus couramment utilisées sont la "graine faible" (e.g. Huisman & Beaumont, 2002) ou l'anomalie thermique de faible intensité (50°C, e.g. Burov, 2007). On utilise ici l'anomalie thermique car elle est compatible avec l'histoire du golfe d'Aden qui s'est formé entre la ride de Carlsberg et le point chaud Afar. Cependant, Bosence (1997) propose que des structures créées lors de la phase de rifting mésozoïque ont pu être réactivées lors de la formation du golfe d'Aden (paragraphe 2.2.3, e.g. d'Acremont *et al.*, 2005; Bellahsen *et al.*, 2006). On propose donc de tester l'influence de la présence d'une structure héritée (bassin ancien) sur la formation et l'évolution du rift.

6.3.2 Configuration des modèles de départ

Les principaux paramètres des modèles de départ sont présentés dans le tableau 6.1 et la figure 6.12.

La rhéologie des sédiments du bassin hérité est similaire à celle de la croûte supérieure, à la différence des modules élastiques ($G = 2,5 \cdot 10^{-10}$) et de la densité (2320 kg.m⁻³). On considère que la phase de rifting mésozoïque s'étant produite il y a environ 100 Ma, le bassin et la base de la croûte ont eu le temps de retourner à l'équilibre isostatique. Ainsi, le bassin intégré au modèle est à l'équilibre isostatique avec le reste du modèle. Le bassin hérité fait 100 km de large pour une épaisseur de 4 km. La remontée du Moho correspondant est également prise en compte.

Les profils rhéologiques mettent en évidence le fait que l'anomalie thermique diminue la résistance du manteau lithosphérique et fait remonter son pic de résistance de 95 à 80 km, et que la présence du bassin hérité et de l'amincissement crustal correspondant augmente la résistance totale du manteau lithosphérique. En résumé, le centre du modèle est moins résistant que le reste du modèle lorsque l'on applique une anomalie thermique, et il est plus résistant lorsqu'il y a un bassin hérité seulement.

6.3.3 Résultats

La première question était de savoir si l'on peut localiser un rift avec de l'héritage tectonique seulement. La réponse est non (figure 6.13).

En effet, on observe une localisation de la déformation en début d'étirement sur les bords du bassin hérité, mais un second système de failles prend le dessus dès les premiers stades de l'extension, et le rifting va se produire au niveau de ce second système de failles.

La figure 6.14 présente l'évolution des modèles avec une anomalie thermique seule et avec de l'héritage structural afin de tester l'influence de ces objets sur la formation du rift et son évolution.

La croûte inférieure est plus fortement amincie dans la partie centrale du modèle avec héritage, probablement parce qu'elle était déjà amincie sous le bassin

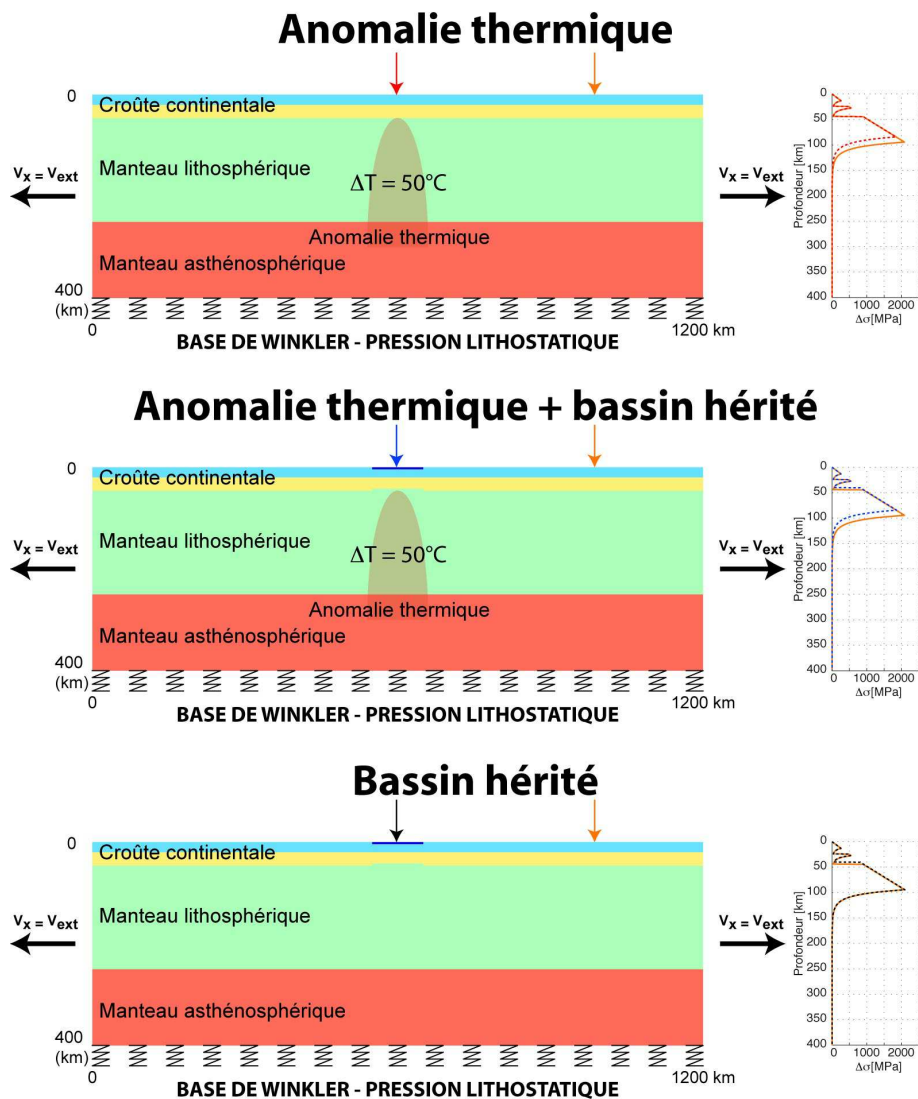


FIG. 6.12: *A gauche : modèles de départ pour les modèles testant l'importance de l'héritage tectonique et de l'anomalie thermique. A droite : enveloppes rhéologiques. La localisation des enveloppes est indiquée par les flèches de couleurs correspondantes sur les modèles.*

dès le début de l'extension, et que cet amincissement s'est propagé pendant l'évolution du modèle. Les taux de déformation sont asymétriques 0,5 Ma avant la rupture continentale, et on observe qu'une plus grande partie de la déformation intervient dans les zones de découplage de la croûte pour le modèle avec héritage. Cela explique le plus fort amincissement de la croûte inférieure pour ce modèle.

Les structures lors de la rupture sont fortement asymétriques pour les deux modèles et la flexure des marges produites semble plus importante pour le modèle avec héritage.

La baisse de viscosité de part-et-d'autre du rift est également observée. En particulier, on voit une nette asymétrie des zones à faible viscosité pour le modèle avec héritage. La baisse de viscosité est plus étendue à gauche du rift, au niveau de la "lower-plate".

5 Ma après la rupture, les marges sont asymétriques pour les deux modèles, et la marge la plus étroite correspond à celle qui est du côté du rift. On peut

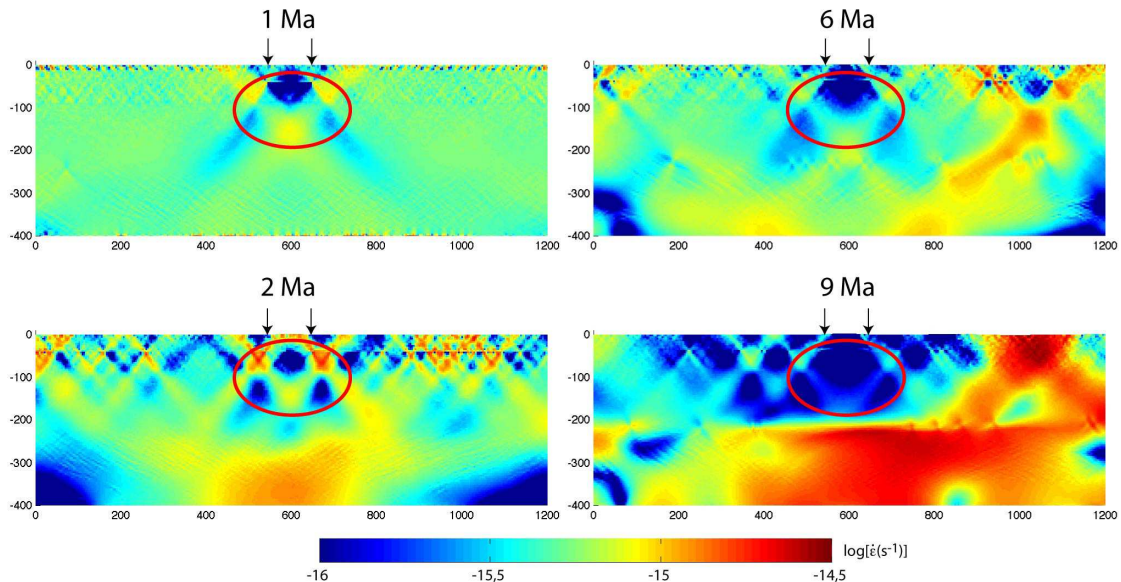


FIG. 6.13: *Evolution des taux de déformation lors du début de l'extension du modèle contenant un bassin hérité et aucune anomalie thermique. Les flèches noires indiquent les limites du bassin hérité, et l'ellipse rouge souligne la zone, sous le bassin, où la déformation s'initie puis est abandonnée à la faveur d'une autre zone de faiblesse.*

l'expliquer par la présence de la ride océanique, zone plus chaude, de la même manière que discuté dans le paragraphe 6.1.3.

On n'observe pas de croûte inférieure à l'affleurement pour le modèle avec un bassin hérité. Ainsi, l'héritage semble avoir empêché la remontée de la croûte inférieure après la rupture.

L'influence de la présence du bassin hérité sur la topographie du modèle 18 Ma après la rupture continentale est présentée dans la figure 6.15.

La topographie obtenue 18 Ma après la rupture continentale montre une amplitude des épaulements plus forte pour le modèle avec un bassin hérité. Cette différence souligne le fait que la flexure de la croûte, lors de la phase de rifting, est plus intense pour ce modèle. Cela semble être lié au fait que la lithosphère soit plus résistante au niveau du bassin hérité.

De plus, le rift est plus proche du centre du bassin pour le modèle avec héritage. On observe que le changement de position de la ride océanique se produit à 19 Ma pour le modèle sans héritage, alors qu'il se produit à seulement 16,5 Ma pour le modèle avec héritage (figure 6.16).

Cette constatation indique que la présence de l'héritage tectonique, favorisant de plus forts reliefs, induit une plus forte sédimentation et pression hydrostatique dans le bassin océanique, et donc la localisation de la déformation au niveau d'une nouvelle zone de cisaillement, la zone de faiblesse correspondant au rift se "durcisant" plus rapidement.

6.3.4 Conclusion

Un bassin hérité de géométrie réaliste ayant atteint l'équilibre isostatique ne permet pas, à lui seul, la localisation de la déformation à sa proximité. L'anomalie

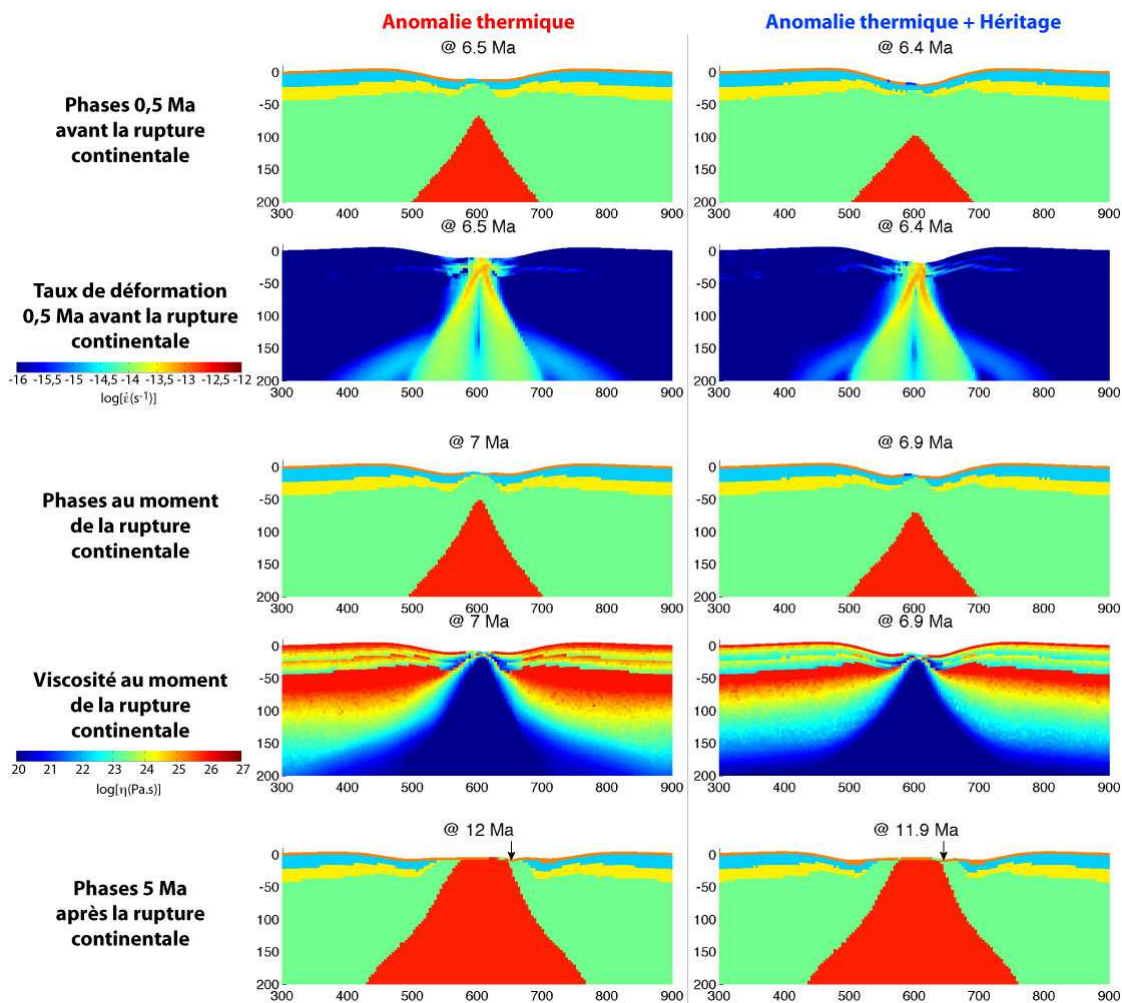


FIG. 6.14: Influence de l'héritage tectonique sur la formation et l'évolution du rift. Les colonnes correspondent aux 2 modèles comparés. Les première, troisième et cinquième lignes présentent la géométrie des modèles 0,5 Ma avant la rupture continentale, au moment de la rupture, et 5 Ma après la rupture, respectivement. Les flèches noires indiquent la position du rift pour chaque modèle. Voir le texte pour les explications.

thermique ou tout autre mécanisme d'affaiblissement au niveau de la croûte inférieure ou du manteau lithosphérique est donc indispensable pour localiser le rift. L'héritage tectonique permet de localiser une partie de la déformation en base de croûte, et ainsi de l'amincir.

Il est cohérent d'utiliser une anomalie thermique, sachant que le golfe d'Aden s'est formé entre une ride océanique et un point chaud. Cependant, l'héritage tectonique existe également dans cette région, ce qui implique que le bassin hérité est un paramètre qui pourra être utilisé pour appliquer ces travaux de modélisation au golfe d'Aden.

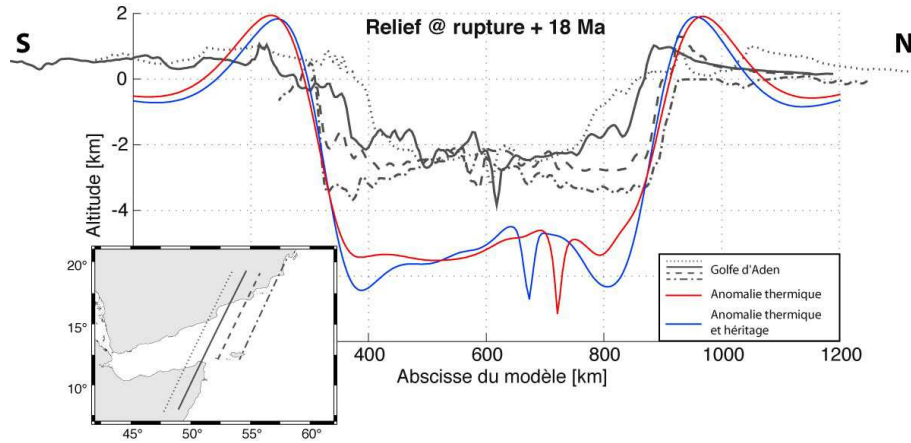


FIG. 6.15: Comparaison du relief du golfe d'Aden actuel le long de 4 coupes différentes et des reliefs des modèles testant l'influence de l'héritage tectonique 18 Ma après la rupture continentale.

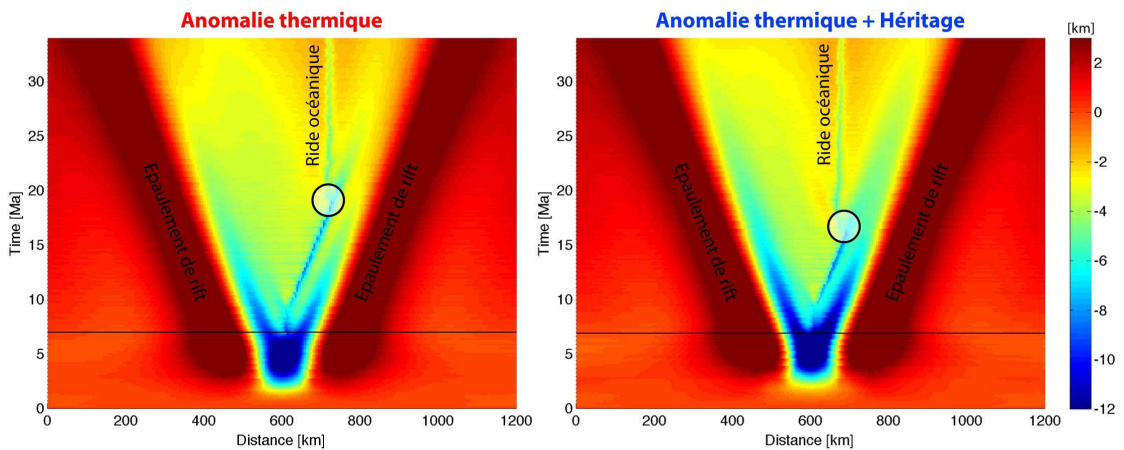


FIG. 6.16: Evolution de la topographie au cours du temps pour les modèles avec ou sans bassin hérité. La ligne horizontale noire indique le moment de la rupture de la croûte continentale. Le rond noir indique le moment où la ride océanique se relocalise.

6.4 Quelle est l'influence du contraste de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère ?

6.4.1 Introduction

Une des causes des variations de la densité dans l'asthénosphère est la fusion partielle. En effet, s'il y a de la fusion partielle dans le manteau asthénosphérique, elle entraîne une différenciation magmatique : le fer est transféré vers le manteau lithosphérique, ce qui augmente la proportion de magnésium et induit une diminution de la densité du manteau asthénosphérique et une augmentation de la densité du manteau lithosphérique.

Une manière d'évaluer cet effet est de connaître le xMg (équation 6.1) des roches du manteau à partir des compositions chimiques effectuées sur des xénolithes.

$$xMg = \frac{[Mg]}{[Mg] + [Fe]} \quad (6.1)$$

où Mg est la proportion de magnésium et Fe la proportion de fer des analyses chimiques dans les roches mantelliques.

Cependant, seules les valeurs du manteau lithosphérique sont disponibles sur la plaque Arabe, et elles présentent une très forte variabilité (tableau 6.5).

TAB. 6.5: Valeurs de xMg des roches du manteau supérieur dans la région du golfe d'Aden.

Référence	Localisation des analyses	xMg
Kuo & Essene (1986)	Plateau de Kishb - Craton Arabe	0,41 - 0,75
Henjes-Kunst <i>et al.</i> (1990)	Craton Arabe	0,86 - 0,92
McGuire & Stern (1993)	Craton Arabo-Nubien	0,40 - 0,76
Ali & Arai (2007)	Sud-Est du Yémen	0,72 - 0,94

Cette variabilité est cohérente avec le fait que la lithosphère Arabe soit constituée de nombreuses parties de lithosphères d'origines différentes, dues à son histoire complexe (chapitre 2).

En résumé, aucune valeur et indication claire n'est disponible sur la densité des manteaux lithosphérique et asthénosphérique sous la plaque Arabe. Il nous est donc apparu important de tester l'influence du contraste de densité entre les deux manteaux, d'autant plus que l'on pourra ainsi tester l'influence du point chaud Afar en assimilant l'anomalie thermique profonde à un changement de densité du manteau asthénosphérique.

6.4.2 Configuration des modèles de départ

L'influence du contraste de densité entre le manteau lithosphérique et le manteau asthénosphérique est étudiée grâce à trois modèles (figure 6.17). On fixe la densité du manteau lithosphérique à 3330 kg/m^3 , et la différence de densité ($\Delta\rho = \rho_{asth} - \rho_{litho}$) avec l'asthénosphère est imposée à 0, 30 ou -30 kg/m^3 . Notons que la densité d'entrée dans Flamar/Paravoz correspond à une densité de référence, et qu'elle est recalculée en fonction de la pression et de la température (équation 6.2).

$$\rho = \rho_0 \left(1 - \alpha (T - T_{ref})\right) \quad (6.2)$$

ρ_0 est la densité de référence, α est le coefficient de dilatation thermique, T est la température, et T_{ref} la température de référence calculée à partir du géotherme. De cette manière, la densité réelle du manteau décroît légèrement avec la profondeur (de l'ordre de 30 kg/m^3 tous les 100 km de profondeur dans le manteau lithosphérique).

Les conditions aux limites sont identiques aux modèles précédents, avec une surface libre sur laquelle on applique les processus d'érosion/sédimentation et la pression hydrostatique, une vitesse d'extension de 1 cm/an de part-et-d'autre de la boîte, et une température en base de lithosphère de 1300°C .

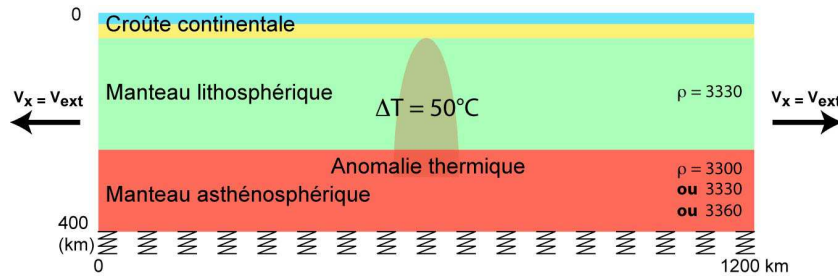


FIG. 6.17: Modèles de départ pour l'étude de l'influence de la différence de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère sur le rifting.

6.4.3 Résultats

L'influence du contraste de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère sur la géométrie des structures riftées est présentée dans la figure 6.18.

La rupture crustale intervient 7 Ma après le début de l'extension pour les trois modèles. Ainsi, la différence de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère n'a pas d'impact direct sur la chronologie du rifting.

On observe néanmoins des différences notables en terme de géométrie.

La géométrie des modèles 0,5 Ma avant la rupture montre que les structures crustales dans la zone la plus amincie sont fortement asymétriques. Cependant, l'élément le plus frappant est la remontée de l'asthénosphère. En effet, on observe que l'asthénosphère arrive à proximité de la surface pour le modèle avec une asthénosphère moins dense que le manteau lithosphérique, et remonte de moins en moins rapidement avec l'augmentation de cette différence (une densité d'asthénosphère croissante). Cette observation est simplement cohérente avec le fait que, par gravité, un matériau plus léger tend à remonter plus vite qu'un matériau plus lourd. Par contre, on observe également que les taux de déformation dans la zone la plus amincie sont asymétriques pour les modèles où il y a une différence de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère, contrairement au modèle où il n'y a pas de différence. Il semble donc que lorsqu'il n'y a pas de différence de densité entre les manteaux lithosphérique et asthénosphérique, l'asymétrie dans le manteau ne se produise pas, n'ayant pas de différence rhéologique notable dans cette zone.

Au moment de la rupture continentale, les structures créées dans la croûte sont nettement asymétriques. Les profils de viscosité ne montrent cependant pas de grandes différences d'un modèle à l'autre. L'asthénosphère est remontée jusqu'en surface pour le modèle avec une asthénosphère moins dense que le manteau lithosphérique. De cette manière, la remontée topographique au centre du rift est plus marquée que pour les autres modèles. De plus, la flexure de la croûte semble plus forte pour ce modèle, probablement parce que l'asthénosphère remonte plus vite, et "pousse" la croûte de la zone la plus amincie vers le haut.

5 Ma après la rupture continentale, les marges sont asymétriques pour les trois modèles, mais on observe surtout que le rift n'est pas contre une des deux marges pour le modèle avec l'asthénosphère moins dense que le manteau lithosphérique. Par ailleurs, plus le $\Delta\rho$ est élevé, moins la flexure est marquée. Ceci est mis en évidence par l'importance des bassins flexuraux, qui diminue avec l'augmentation du $\Delta\rho$. Les figures de densité montrent que l'asthénosphère est beaucoup moins dense au centre du rift entre 20 et 150 km de profondeur pour le modèle avec

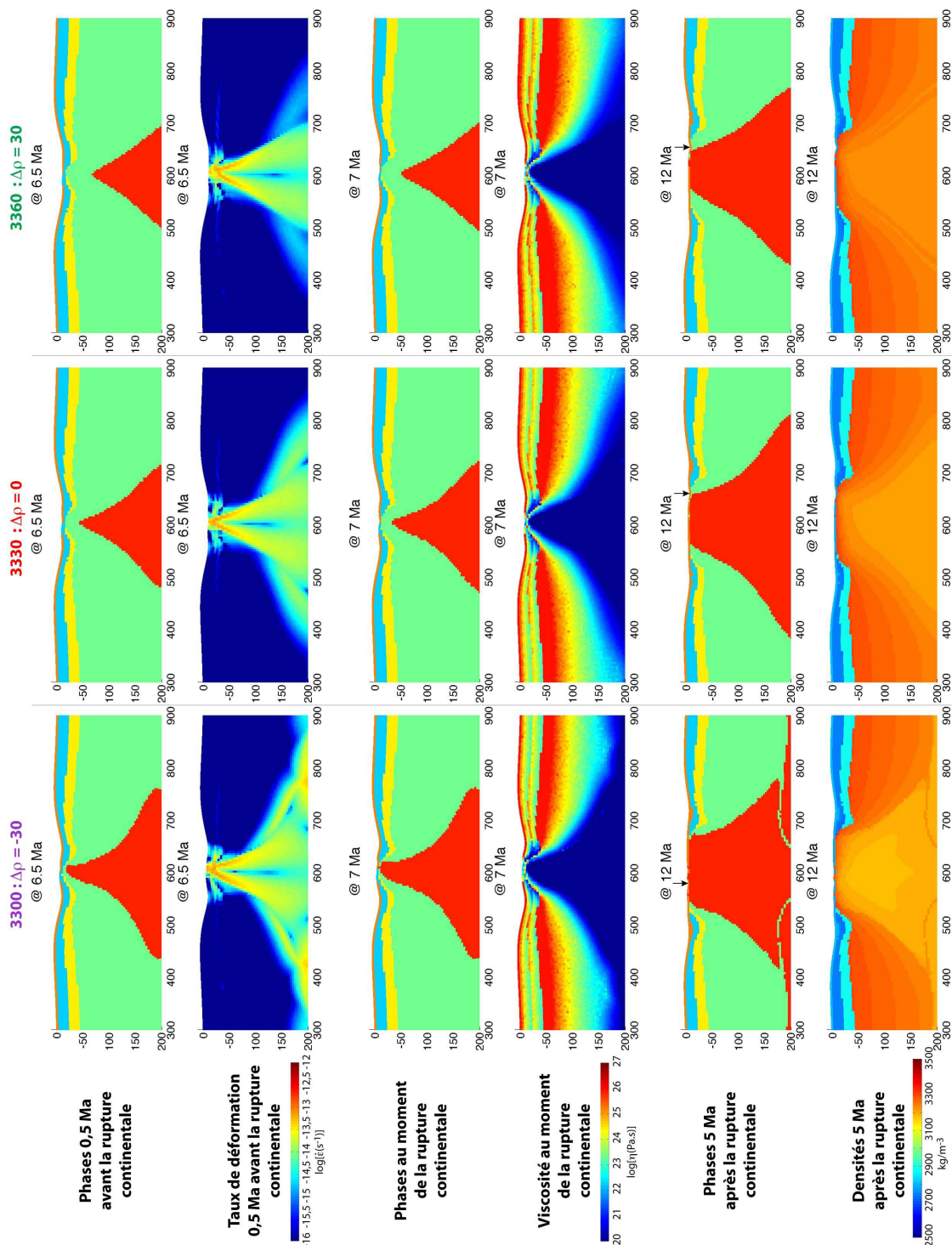


FIG. 6.18: Influence de la différence de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère sur la géométrie des structures riftées. Les colonnes correspondent aux 3 modèles comparés. Les première, troisième et cinquième lignes présentent la géométrie des modèles 0,5 Ma avant la rupture continentale, au moment de la rupture, et 5 Ma après la rupture, respectivement. Les flèches noires indiquent la position du rift pour chaque modèle. Voir le texte pour les explications.

$\Delta\rho = -30$, et qu'elle est plus dense pour le modèle avec $\Delta\rho = 30$. On observe aussi une légère diminution de la densité de la croûte inférieure sous les marges distales, due à l'augmentation de la température dans cette zone, proche de la lithosphère, plus chaude que le manteau lithosphérique.

La figure 6.19 montre la forte influence de $\Delta\rho$ sur le relief des modèles, 18 Ma après la rupture.

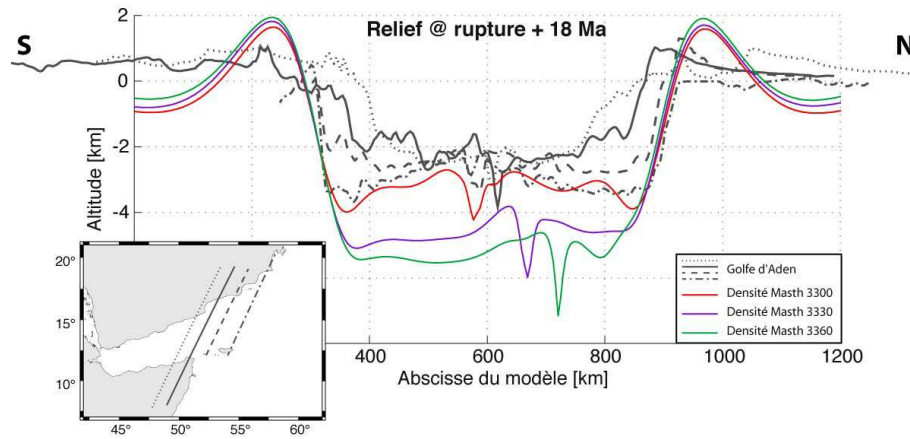


FIG. 6.19: Comparaison du relief du golfe d'Aden actuel le long de 4 coupes différentes et des reliefs des modèles testant la différence de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère 18 Ma après la rupture continentale.

L'observation principale est que le relief du modèle avec une densité de l'asthénosphère plus faible est très proche du relief du golfe d'Aden. Plus généralement, la différence de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère a une forte influence sur la profondeur du bassin océanique. En effet, par isostasie, une asthénosphère moins dense va tendre à créer un plancher océanique moins profond qu'une asthénosphère plus dense.

De plus, on observe que, plus le $\Delta\rho$ est faible, plus la ride océanique va être proche du centre du bassin. La figure 6.20 met en évidence le fait que plus la différence de densité $\Delta\rho$ est élevée, plus la ride océanique met de temps pour se relocaliser.

En effet, plus l'asthénosphère est dense, plus elle est résistante. De cette manière, elle s'affaiblit moins et forme moins facilement de nouvelles zones de faiblesse qui peuvent être à l'origine du déplacement de la ride vers le centre du bassin. On observe également que le bassin océanique du modèle avec un $\Delta\rho$ négatif est plus élevé que celui des autres modèles, tout au long de son évolution océanique.

6.4.4 Conclusion

La différence de densité entre le manteau lithosphérique et l'asthénosphère contrôle :

- La flexure des marges riftées (longueur d'onde et amplitude). Ainsi, une densité de lithosphère plus faible va impliquer une remontée asthénosphérique plus rapide provoquant une plus forte flexure de la croûte continentale.

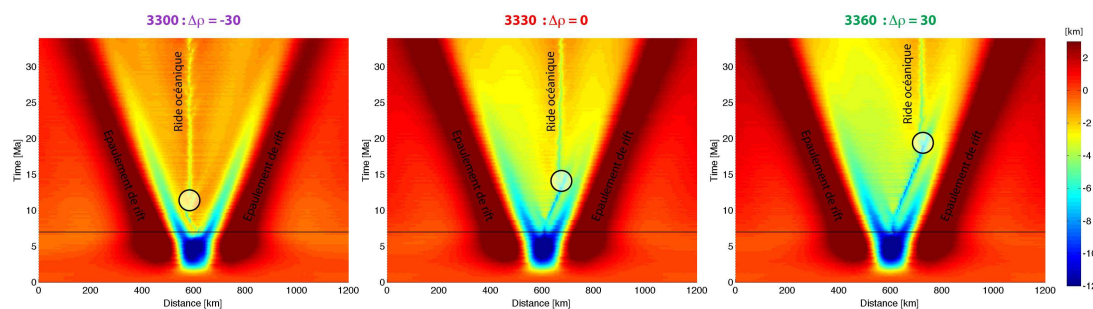


FIG. 6.20: Evolution de la topographie au cours du temps pour les modèles testant la différence de densité entre le manteau lithosphérique et l'asthénosphère. La ligne horizontale noire indique le moment de la rupture de la croûte continentale. Le rond noir indique le moment où la ride océanique se relocalise.

- La profondeur du bassin océanique. Par isostasie, un bassin océanique créé à partir d'une asthénosphère plus dense que le manteau lithosphérique va être plus profond qu'un bassin créé à partir d'une asthénosphère moins dense.
- La relocalisation de la ride océanique est également influencée par la densité de l'asthénosphère. En effet, moins elle est dense, moins elle est résistante, et plus de nouvelles zones de faiblesses contrôlant la position de la ride peuvent être générées rapidement.

Ainsi, pour correspondre aux observations du golfe d'Aden, le modèle avec un $\Delta\rho = -30$ semble être idéal pour l'asymétrie des marges distales, la position de la ride océanique et la profondeur du bassin océanique. Cependant, une différence de densité d'une telle amplitude est extrême, un $\Delta\rho$ entre -15 et -20 semble plus raisonnable dans un contexte de rifting dans un craton relativement ancien (e.g. Gao *et al.*, 1994, observation d'un contraste de densité de 20 kg/m^3 au niveau du rift Baïkal par modélisation gravimétrique).

Pour l'étude du golfe d'Aden, il peut être intéressant d'utiliser une densité de référence dans l'asthénosphère, inférieure à celle du manteau lithosphérique, si on considère que le point chaud Afar ou tout autre événement thermique peut provoquer une fusion partielle de l'asthénosphère jusque dans cette zone, au début de l'extension (Lucazeau *et al.*, 2009; d'Acremont *et al.*, 2010; Autin *et al.*, 2010; Basuyau *et al.*, 2010; Leroy *et al.*, 2010a).

6.5 Quelle est l'influence du profil initial de température dans la lithosphère sur le rifting (âge thermique) ?

6.5.1 Introduction

L'âge thermique du craton contrôle le géotherme dans la lithosphère (e.g. Burov & Diament, 1995; Burov, 2010, figure 6.21).

De cette manière, il va contrôler la rhéologie de la lithosphère. On peut considérer que le craton est à l'équilibre thermique s'il a un âge supérieur à 400-500 Ma (les isothermes deviennent parallèles sur la figure 6.21).

Le choix de l'âge thermique du craton des modèles doit être guidé par les

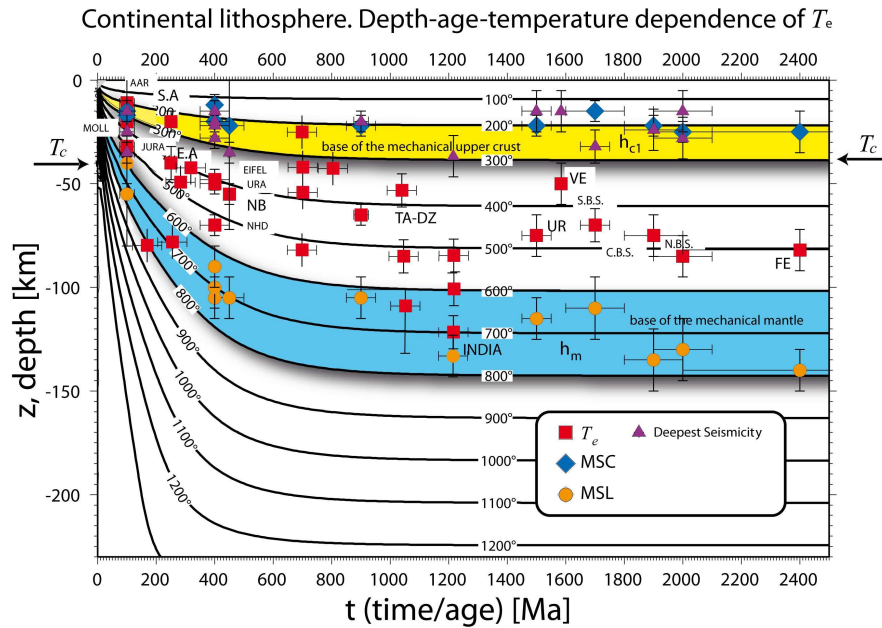


FIG. 6.21: Profondeur des isothermes de la lithosphère continentale en fonction de l'âge thermique. Les symboles colorés représentent une compilation des données d'épaisseurs élastiques dans des zones de collision et des rifts (Burov, 2010, et références incluses). T_e : épaisseurs élastiques, MSC : bases mécaniques de la croûte, MSL : bases mécaniques de la lithosphère.

données disponibles. On a vu dans le paragraphe 2.1.2 que le craton Arabe contient des roches très anciennes (600 à 800 Ma, Gass *et al.*, 1990; Samuel *et al.*, 1997; Rieu *et al.*, 2006; Stoesser & Frost, 2006) ce qui peut donner une idée de l'âge thermique du craton. On a choisi un âge thermique de 850 Ma pour la plupart de nos modèles, afin de considérer un craton à l'équilibre. Cependant, la plaque Arabe a subi des événements tectoniques il y a environ 600 Ma (Al Hussein, 2000) et, plus récemment, une phase de rifting (au Mésozoïque, e.g. Bosence, 1997) qui ont pu influencer la structure thermique du craton (épisodes de collision et de rifting qui ont pu provoquer un réchauffement de la lithosphère).

On cherche maintenant à comprendre de quelle manière l'âge thermique de la lithosphère va influencer le processus de rifting et la géométrie des marges conjuguées grâce à l'étude de cas extrêmes (200 Ma) et des intermédiaires jusqu'à 850 Ma (en terme de rhéologie).

6.5.2 Configuration des modèles de départ

La figure 6.22 présente le modèle de départ, les enveloppes rhéologiques et géothermes correspondants à 4 âges thermiques différents induisant des rhéologies suffisamment différentes.

Une lithosphère d'âge thermique plus jeune présente un géotherme initial plus chaud et une rhéologie beaucoup plus faible. Ainsi, le pic de résistance dans le manteau supérieur remonte d'environ 95 km de profondeur, pour un âge thermique de 850 Ma, à moins de 60 km de profondeur pour un âge thermique de 200 Ma.

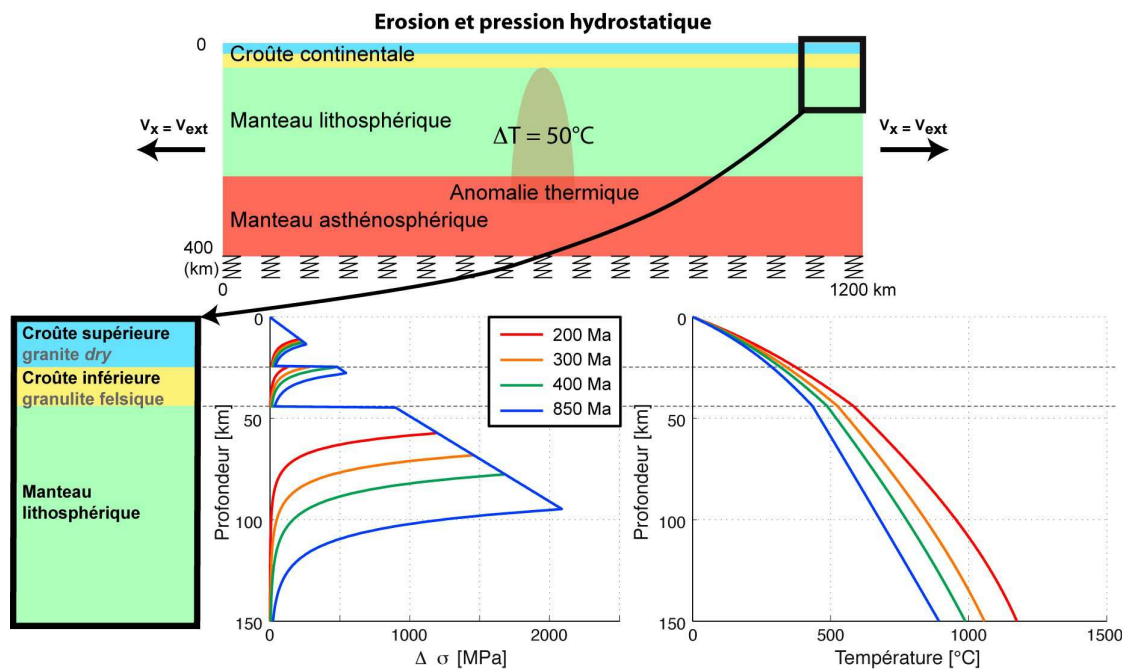


FIG. 6.22: En haut : le modèle de départ. En bas : les enveloppes rhéologiques (au centre) et géothermes (à droite) pour les 4 âges thermiques comparés.

6.5.3 Résultats

Age thermique vs durée de la rupture continentale

L'influence de l'âge thermique se caractérise principalement en termes de durée nécessaire pour la rupture continentale et de morphologie des marges conjuguées créées lors du processus de rifting.

Le tableau 6.6 montre que la rupture continentale se produit plus tôt lorsque l'âge thermique de la lithosphère continentale augmente.

TAB. 6.6: Temps nécessaires à la rupture de la croûte continentale pour les modèles testant l'âge thermique de la lithosphère.

Age thermique du modèle	Temps pour la rupture
200 Ma	9,3 Ma
300 Ma	8,3 Ma
400 Ma	7,1 Ma
850 Ma	7,0 Ma

Le temps nécessaire pour la rupture crustale est inversement lié à la résistance de la lithosphère. En effet, plus la lithosphère est résistante (ancienne), plus l'extension va induire une déformation localisée dans la partie cassante de la lithosphère, et une rupture précoce de la croûte continentale. Plus les niveaux de découplages sont importants, moins la déformation peut se propager d'un niveau cassant à l'autre.

Géométrie du rift et des marges

La figure 6.23 présente la formation du rift et la morphologie des marges conjuguées pour les 4 modèles.

La géométrie des modèles 0,5 Ma avant la rupture continentale montre que l'amincissement de la croûte et du manteau lithosphérique sont différents d'un modèle à l'autre. En effet, l'amincissement crustal est beaucoup plus progressif pour les modèles ayant une lithosphère récente que pour ceux avec une lithosphère ancienne. On observe également que la remontée asthénosphérique est plus large pour le modèle à 200 Ma et devient de plus en plus étroite avec l'augmentation de l'âge thermique. La remontée de l'asthénosphère est plus rapide pour les âges thermiques les plus anciens. Ceci s'explique par le fait que la densité dans le manteau soit calculée en partie en fonction de la température, et que la lithosphère plus jeune soit plus chaude, et donc de densité plus proche de celle de l'asthénosphère.

On observe une nette différence de flexure de la croûte d'un modèle à l'autre. La flexure est minimale pour le modèle à 200 Ma, et son amplitude va augmenter d'un modèle à l'autre pour être maximale pour le modèle à 850 Ma.

Les taux de déformation 0,5 Ma avant la rupture continentale montrent une déformation symétrique au niveau du rift continental pour les modèles à 200 Ma et 300 Ma, contrairement aux modèles à 400 Ma et 850 Ma pour lesquels on observe une localisation de la déformation asymétrique. De plus, on peut voir une nette localisation de la déformation dans les niveaux ductiles de la croûte pour ces deux derniers modèles. Les taux de déformation sont également plus intenses pour les modèles avec les cratons les plus anciens. En effet, la déformation est plus localisée car elle se propage plus facilement d'un niveau cassant à l'autre si les niveaux ductiles sont peu épais, contrairement à un craton récent (âge thermique inférieur à 400 Ma).

La rupture est asymétrique pour les 4 modèles. Les profils de viscosité montrent que la baisse de viscosité observée de part-et-d'autre du rift est de moins en moins importante pour les modèles ayant les âges thermiques les plus jeunes.

La morphologie des marges distales conjuguées 5 Ma après la rupture continentale est asymétrique pour les 4 modèles, et l'augmentation de la flexure en fonction de l'âge thermique est conservée pendant l'évolution des marges.

Cette évolution de la flexure, de la géométrie et de la chronologie de l'amincissement crustal avec l'âge thermique sont dus à la différence de force appliquée au niveau du rift continental. En effet, un âge thermique ancien, et donc une rhéologie plus résistante, va permettre une forte localisation de la déformation dans les niveaux cassants de la lithosphère et la force appliquée au niveau du rift sera beaucoup plus importante. Cette force diminue ainsi avec l'âge thermique de la lithosphère, diminuant alors la localisation de la déformation au niveau du rift.

Topographie

L'influence de l'âge thermique de la lithosphère sur la topographie du modèle 18 Ma après la rupture continentale est variable, elle dépend de plusieurs facteurs (figure 6.24).

La longueur d'onde des épaulements de rift augmente avec l'âge thermique. Par contre, on n'observe pas de corrélation logique directe entre la profondeur du bassin et l'âge thermique. La profondeur du bassin pour les âges de 200 à 400 Ma

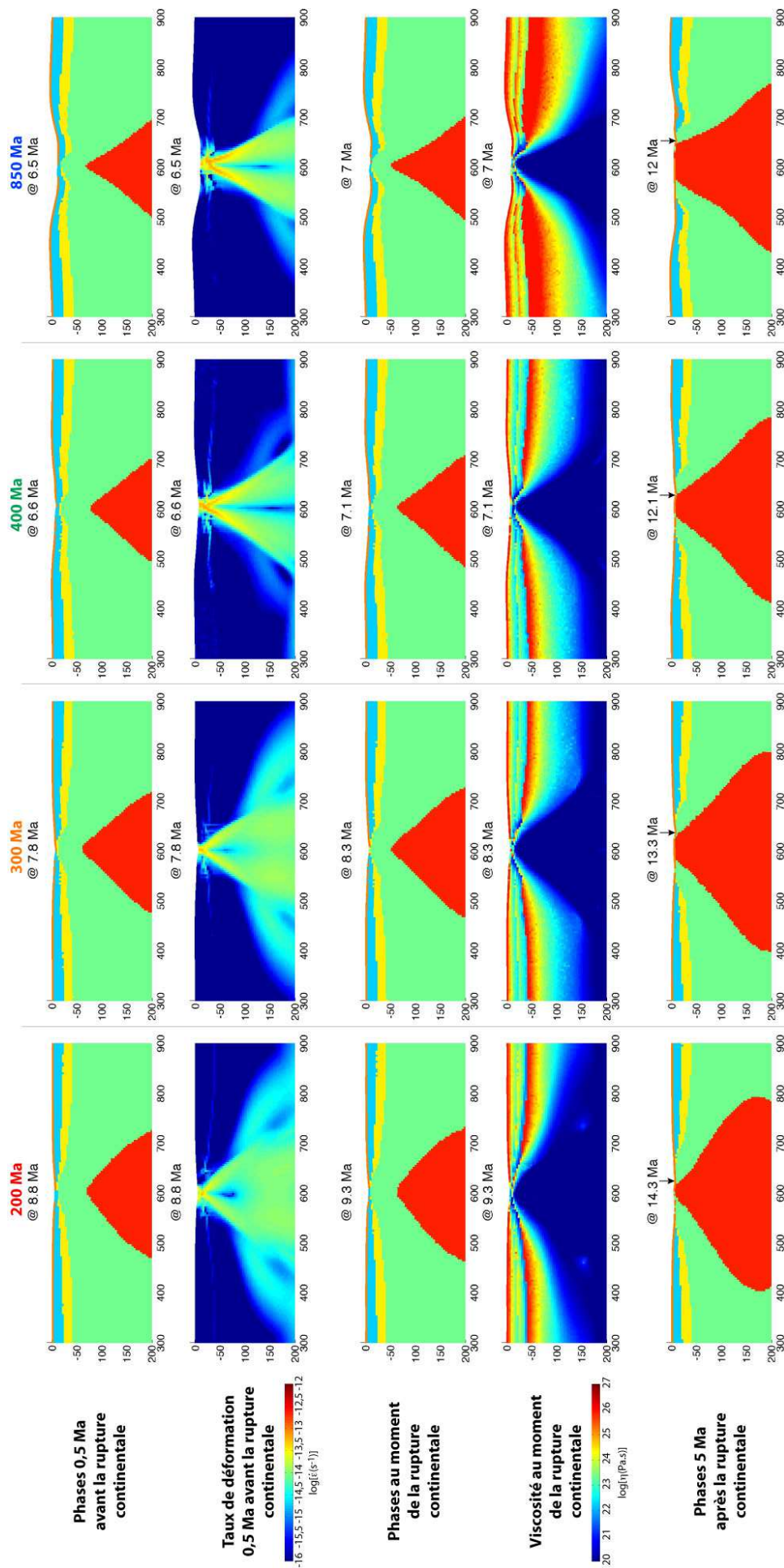


FIG. 6.23: (Page précédente) Influence de l'âge thermique de la lithosphère continentale sur la géométrie du rift et des marges produites. Les colonnes correspondent aux 4 modèles comparés. Les première, troisième et cinquième lignes présentent la géométrie des modèles 0,5 Ma avant la rupture continentale, au moment de la rupture et 5 Ma après la rupture, respectivement. La deuxième ligne présente les taux de déformation 0,5 Ma avant la rupture et la quatrième ligne, la viscosité au moment de la rupture. Les flèches noires indiquent la position du rift pour chaque modèle. Voir le texte pour les explications.

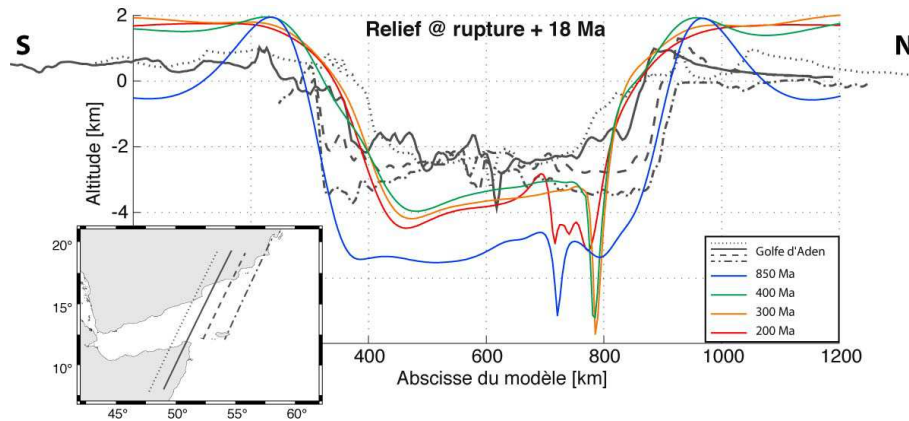


FIG. 6.24: Comparaison du relief du golfe d'Aden le long de 4 coupes différentes actuelles et des reliefs des modèles testant l'influence de l'âge thermique de la lithosphère 18 Ma après la rupture continentale.

diminue avec l'âge thermique, alors que pour le modèle avec un âge de 850 Ma, la profondeur du plancher océanique est beaucoup plus basse. Il semble donc que la profondeur du bassin océanique soit contrôlée par deux facteurs différents, et que l'influence de ces facteurs change en fonction de l'âge thermique de la lithosphère.

On cherche donc à savoir à partir de quel âge thermique la profondeur du bassin va augmenter. Regardons d'abord le relief de 7 modèles avec des âges thermiques entre 200 et 850 Ma (figure 6.25).

Cette figure permet d'observer que l'âge thermique charnière est 400 Ma. En effet, à partir de 400 Ma, les reliefs des différents modèles présentent une profondeur croissante. Cette observation est compatible avec le fait que les isothermes en fonction de la profondeur deviennent stables à partir d'environ 400 Ma (figure 6.21).

La densité du manteau lithosphérique augmente avec l'âge thermique (figure 6.26).

La différence de densité $\Delta\rho = \rho_{asth} - \rho_{litho}$ est fortement positive pour le modèle à 200 Ma, et diminue progressivement avec l'âge thermique. Pour des âges thermiques inférieurs à 400 Ma, la densité du manteau lithosphérique étant plus faible que celle de l'asthénosphère, elle contrôle la profondeur du bassin océanique qui sera moins profond avec l'augmentation de l'âge thermique (diminution de

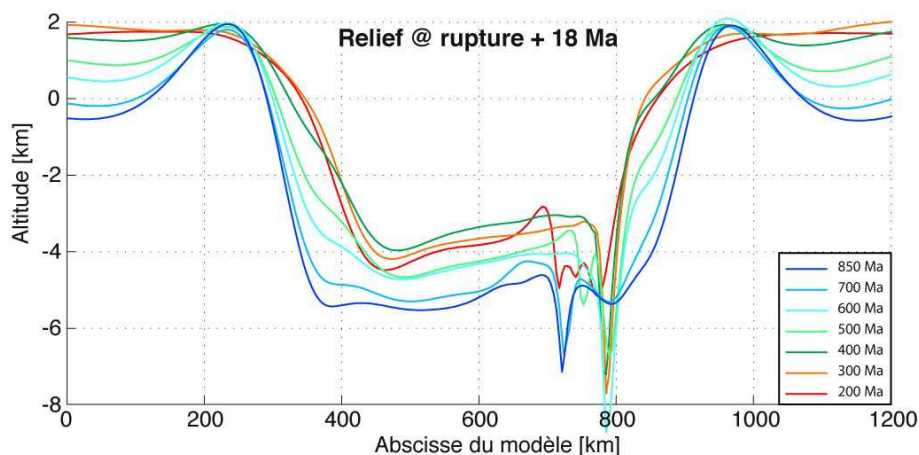


FIG. 6.25: Comparaison du relief pour 7 modèles testant l'influence de l'âge thermique de la lithosphère 18 Ma après la rupture continentale.

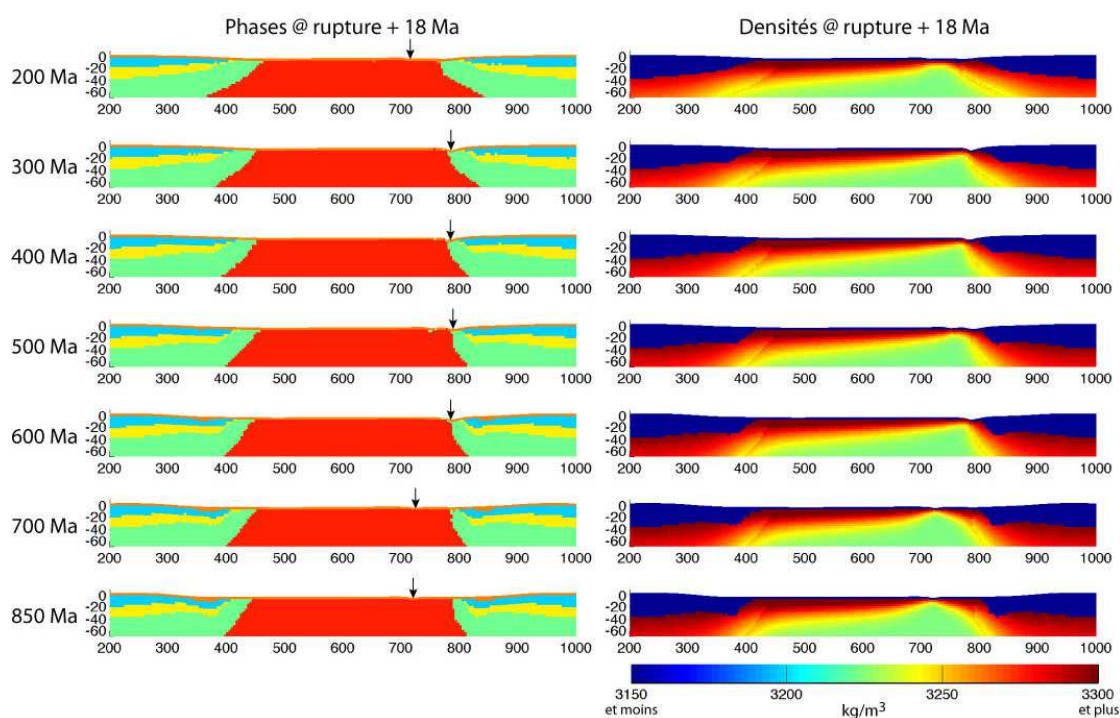


FIG. 6.26: Comparaison de la géométrie et des densités des 7 modèles testant l'influence de l'âge thermique de la lithosphère 18 Ma après la rupture continentale. Les flèches noires indiquent la position du rift pour chaque modèle.

$\Delta\rho$).

De plus, la pente de la limite entre le manteau lithosphérique et l'asthénosphère est de plus en plus raide avec l'augmentation de l'âge thermique. Une limite lithosphère-asthénosphère faiblement pentée induit un géotherme plus élevé dans la lithosphère, et donc une densité plus faible (surtout pour les modèles avec les âges thermiques inférieurs à 400 Ma). Cela explique également que les marges distales des modèles à 200 et 300 Ma restent particulièrement hautes (figure 6.25).

Pour les modèles avec un âge thermique supérieur à 400 Ma, on peut corrélérer l'augmentation de la profondeur du plancher océanique et la formation d'épaule-

ments de rifts de plus en plus amples avec l'augmentation de l'âge thermique, la lithosphère continentale étant de plus en plus résistante. En effet, des épaulements plus amples vont être à l'origine de reliefs plus importants, et d'un approfondissement relatif du bassin océanique.

On observe clairement sur les phases de la figure 6.26 que la flexure de la croûte, 18 Ma après la rupture, est de plus en plus marquée avec l'augmentation de l'âge thermique. Cette caractéristique est d'autant plus visible que la taille des bassins flexuraux augmente également en fonction de l'âge thermique.

6.5.4 Conclusion

L'âge thermique influe principalement sur la géométrie des marges riftées. Plus la lithosphère subissant le rifting est ancienne, plus la flexure de la croûte continentale va être importante, et induire la formation de bassins flexuraux.

L'âge thermique influe également sur la profondeur du bassin océanique, un âge plus récent (mais supérieur à 400 Ma) sera à l'origine d'un bassin océanique plus superficiel.

Le rifting à l'origine du golfe d'Aden s'est produit dans un craton relativement ancien, mais très hétérogène. Il est donc difficile d'évaluer son âge thermique, mais il sera raisonnable d'utiliser un âge supérieur à 600 Ma, permettant de prendre en compte l'effet de la réjuvenation thermique due à des épisodes de collision et de rifting (il y a environ 600 Ma et durant le Mésozoïque) qui sont à l'origine de la complexité de la plaque Arabe (e.g. Bosence, 1997; Al Hussein, 2000).

6.6 Quelle localisation de la déformation pour le manteau lithosphérique (Byerlee, Peierls) ?

6.6.1 Introduction

Le mécanisme communément utilisé pour la déformation du manteau supérieur est la fracturation cassante, respectant la loi de Byerlee (e.g. Vermeer, 1990).

Cependant, le fait d'observer peu de séismes dans le manteau, ni zones de failles sur le terrain mène à penser que le mécanisme de localisation de la déformation dans le manteau lithosphérique pourrait être dans certains cas plutôt ductile (Precigout *et al.*, 2007).

Déjà, Goetze & Evans (1979) ont proposé que les roches se déforment en "*high stress regime*" (contrainte différentielle supérieure à 200 MPa) selon la loi de fluage par dislocation de Dorn, représentant un comportement quasi-plastique de type Peierls. Ce comportement a été réalisé dans des expérimentations de mécanique plus récentes (Kameyama *et al.*, 1999). Kameyama *et al.* (1999) proposent l'utilisation du mécanisme de Peierls, qui favorise les déformations de l'olivine à des contraintes plus faibles que celles définies par les lois frictionnelle de Byerlee et de fluage visqueux.

Le mécanisme de Peierls devient dominant pour des températures lithosphériques et des contraintes élevées. Par exemple, le mécanisme de Peierls intervient pour des contraintes différentielles ($\sigma_1 - \sigma_3$) supérieures à 500 MPa pour des températures lithosphériques (figure 6.27).

Popov & Sobolev (2008) proposent que le critère de rupture de Mohr-Coulomb (Byerlee) en "*high stress regime*", dans des conditions de haute pression, ne convient

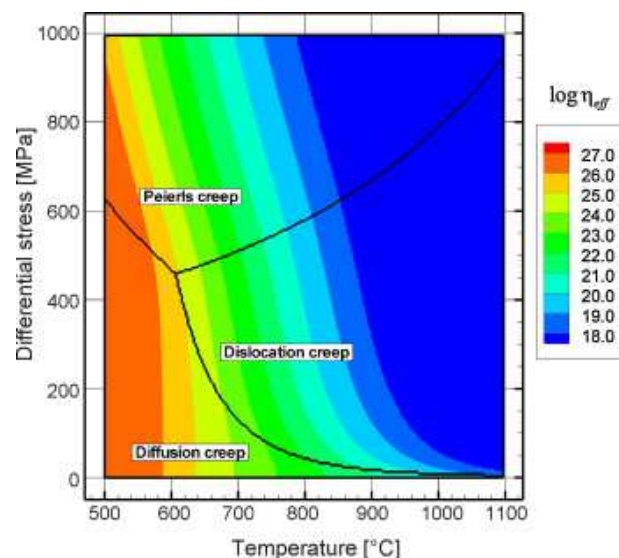


FIG. 6.27: Mécanismes de déformation en fonction de la température et des contraintes (Popov & Sobolev, 2008). Les couleurs représentent le logarithme de la viscosité effective pour l'olivine “dry” (paramètres de Kameyama et al. (1999)). Les domaines température-contrainte représentent les conditions pour lesquelles chaque mécanisme produit le taux de déformation le plus important.

pas pour modéliser la rupture des roches en extension et suggèrent d'utiliser le critère de Tresca pour le calcul de l'enveloppe de rupture. En effet, le critère de rupture de Mohr-Coulomb est plus approprié pour modéliser la compression afin de reproduire le comportement des roches pour une pression de confinement relativement faible (inférieure à 1 GPa) et contraintes différentielles inférieures à 0,5 GPa.

On expérimente ici l'influence du choix du critère de rupture dans le manteau lithosphérique. Les résistances plastiques dans le manteau supérieur sont définies soit par la loi frictionnelle de Byerlee (critère de Mohr-Coulomb), soit par la loi cohésive de Peierls (critère de Tresca, dite “superplastique”).

6.6.2 Configuration des modèles de départ

Les modèles de départ sont identiques à l'exception du choix du critère de rupture dans le manteau lithosphérique (figure 6.28).

Les paramètres de ces modèles sont présentés dans le tableau 6.1 excepté pour le manteau lithosphérique dont les paramètres C_0 et ϕ changent avec le critère de rupture choisi :

- Critère de Mohr-Coulomb : $C_0 = 20$ MPa et $\phi = 30^\circ$
- Critère “superplastique” : $C_0 = 450$ MPa et $\phi = 0^\circ$

La valeur de cohésion choisie pour le critère “superplastique” permet d'avoir la résistance du manteau juste sous le Moho identique à celle de la loi de Mohr-Coulomb. Plus en profondeur, la résistance du manteau lithosphérique respectant le critère “superplastique” n'augmente pas, contrairement à celle du manteau lithosphérique respectant le critère de Mohr-Coulomb. Notons que les contraintes déviatoriques de la “vraie” loi de Peierls diminuent légèrement avec la profondeur et la température entre 40 et 100 km de profondeur.

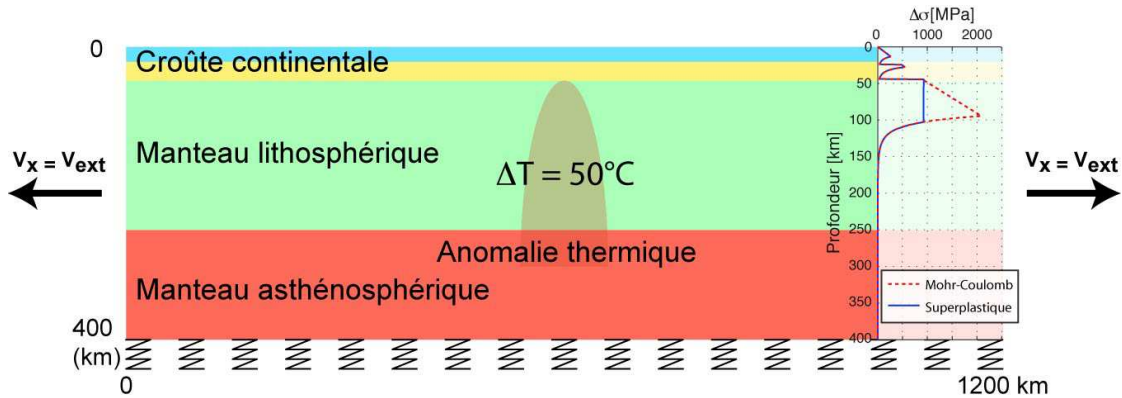


FIG. 6.28: Modèle de départ et enveloppes rhéologiques correspondantes pour les modèles testant l'influence de la rhéologie du manteau supérieur.

6.6.3 Résultats

La comparaison des deux modèles, avec le critère de Mohr-Coulomb ou le critère "superplastique", est réalisée ici dans le but de déterminer l'influence de la rhéologie du manteau lithosphérique sur le rifting et la formation des marges continentales (figure 6.29).

La rupture se produit 1,5 Ma plus tard pour le modèle avec le critère "superplastique" que celui avec le critère de Mohr-Coulomb. L'étude des taux de déformation au début de l'extension montre que la déformation est plus localisée pour le manteau lithosphérique "Mohr-Coulomb" que pour le manteau lithosphérique "superplastique" (figure 6.30).

On observe également que la **déformation** dans la croûte est déjà beaucoup plus intense pour le modèle "Mohr-Coulomb" que pour le modèle "superplastique", expliquant que la rupture intervient plus rapidement pour le premier. En effet, la déformation étant plus intense dans le manteau de type "Mohr-Coulomb", elle se propage plus rapidement dans la croûte.

La **flexure** de la croûte, 0,5 Ma avant la rupture est beaucoup plus forte pour le modèle avec le critère de Mohr-Coulomb. Cette observation est cohérente avec le fait que la déformation soit moins importante dans la croûte pour le modèle "superplastique", dès le début de l'extension (figure 6.30). Cependant, les structures dans la zone la plus amincie sont asymétriques dans les deux cas.

Les **taux de déformation** 0,5 Ma avant la rupture montrent une déformation asymétrique dans le manteau supérieur, sous le rift continental, pour le modèle "Mohr-Coulomb", contrairement au modèle "superplastique". Cela implique que l'utilisation du critère de Tresca dans le manteau lithosphérique va favoriser des processus symétriques en profondeur.

Les **structures** dans la croûte au moment de la rupture sont asymétriques pour les deux modèles. Les profils de viscosité montrent des zones de faible viscosité différentes de part-et-d'autre du rift. Le modèle "superplastique" présente une baisse de viscosité moins importante que le modèle "Mohr-Coulomb". Cette baisse de viscosité est corrélée avec les taux de déformation dans la croûte. Les taux de déformation dans cette zone sont plus intenses pour le modèle "Mohr-Coulomb", provoquant de ce fait une plus forte baisse de viscosité.

5 Ma après la rupture, les marges sont toujours asymétriques pour les deux modèles, et la flexure reste plus marquée pour le modèle avec le manteau litho-

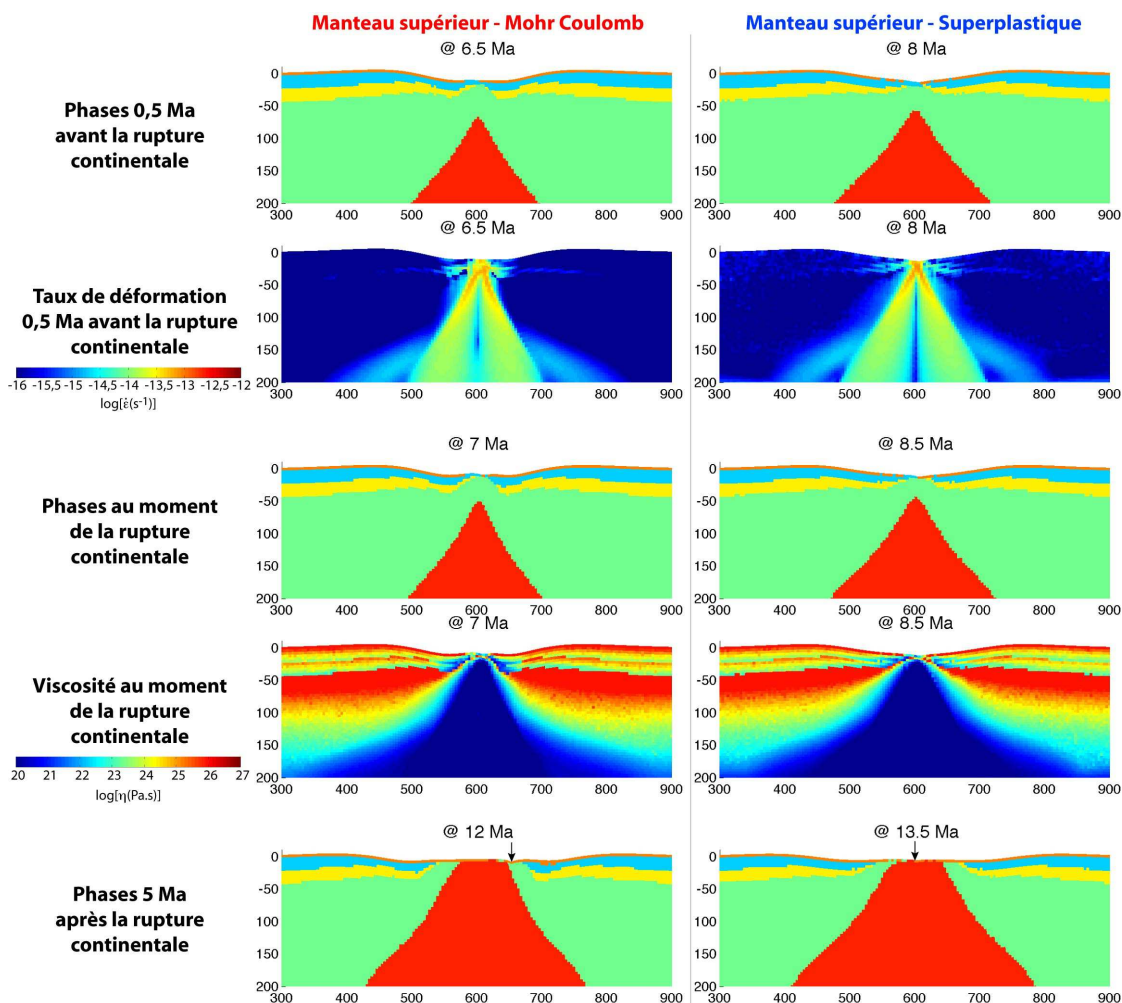


FIG. 6.29: Influence du choix du critère de rupture dans le manteau lithosphérique sur le rifting et la géométrie des marges continentales riftées. Les colonnes correspondent aux 2 modèles comparés. Les première, troisième et cinquième lignes présentent la géométrie des modèles 0,5 Ma avant la rupture continentale, au moment de la rupture et 5 Ma après la rupture, respectivement. La deuxième ligne présente les taux de déformation 0,5 Ma avant la rupture et la quatrième ligne, la viscosité au moment de la rupture. Les flèches noires indiquent la position du rift pour chaque modèle. Voir le texte pour les explications.

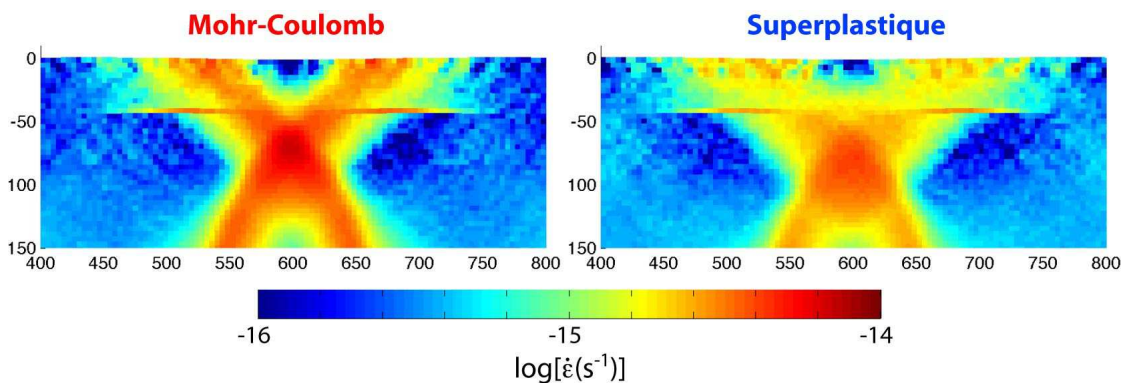


FIG. 6.30: Comparaison des taux de déformation des modèles testant le critère de rupture dans le manteau lithosphérique 1 Ma après le début de l'extension.

sphérique de type “Mohr-Coulomb”. Cependant, les marges distales sont plus larges pour le modèle “superplastique”, ce qui est un effet de la flexure moins forte. La forte flexure du modèle “Mohr-Coulomb” permet la formation d’un bassin flexural, déjà visible 5 Ma après la rupture.

De plus, la ride est au centre du bassin pour le modèle “superplastique”. Ceci est probablement lié au fait que le manteau lithosphérique respectant le critère de rupture de Tresca est à l’origine de processus symétriques dans le manteau car il est moins localisant que celui respectant le critère de Mohr-Coulomb.

La figure 6.31 montre l’influence du choix du critère de rupture dans le manteau lithosphérique sur le relief du modèle 18 Ma après la rupture crustale.

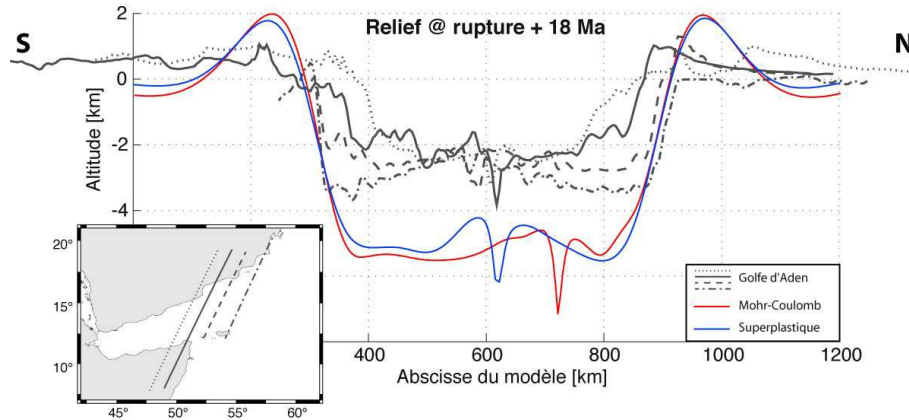


FIG. 6.31: Comparaison du relief du golfe d’Aden actuel et des reliefs des modèles testant l’influence de la rhéologie du manteau lithosphérique 18 Ma après la rupture continentale.

L’amplitude du relief est comparable pour les deux modèles, mais le rift est centré pour le modèle “superplastique”. Ainsi le choix du critère de rupture dans le manteau lithosphérique ne modifie pas l’amplitude totale du relief du modèle, probablement parce que la résistance du manteau lithosphérique juste sous le Moho est comparable d’un modèle à l’autre. Par contre, le fait que le manteau avec le critère de rupture “superplastique” soit peu localisant (la déformation est proche d’un processus visqueux), il ne permet pas de localiser la ride océanique contre une marge, à la différence d’un modèle avec un manteau lithosphérique de type “Mohr-Coulomb”.

6.6.4 Conclusion

Le choix du critère de rupture dans le manteau lithosphérique gouverne la déformation dans le manteau supérieur, et donc la déformation dans la croûte continentale. Ainsi, le choix du critère “superplastique”, qui impose une résistance quasi-indépendante de la profondeur, et qui n’atteint pas le pic de résistance imposé par le critère de Mohr-Coulomb, permet une déformation plus diffuse. Cette déformation se propage de manière moins intense dans la croûte, et induit qu’une plus grande quantité d’extension est nécessaire pour obtenir la rupture de la croûte continentale. Ainsi, le moment de la rupture est plus tardif lorsque l’on utilise le critère “superplastique” dans le manteau lithosphérique.

De cette façon, l'utilisation du critère "superplastique" provoque une flexure de la croûte moins importante que le critère de Mohr-Coulomb, et les marges distales riftées sont alors plus larges.

De plus, la localisation induit par le critère de Mohr-Coulomb inhibe le repositionnement de la ride au centre du bassin. L'utilisation du critère "superplastique" permet ainsi le recentrage rapide de la ride océanique.

Ainsi, le choix du critère de rupture dans le manteau lithosphérique a une influence importante sur la morphologie des marges riftées et la position de la ride océanique. Le choix du critère "superplastique" semble plus approprié en regard des observations géophysiques (Precigout *et al.*, 2007).

6.7 Application au golfe d'Aden oriental

6.7.1 Introduction

Le golfe d'Aden oriental est un bassin océanique jeune dont l'accrétion océanique a débuté il y a au-moins 17,6 Ma.

La formation du golfe d'Aden résulte de l'interaction de plusieurs plaques dans un contexte géodynamique varié. En effet, la plaque Arabe subducte au Nord sous l'Eurasie, au niveau du Zagros, à une vitesse d'environ 20 mm/an alors que la plaque Somalienne se sépare de la plaque Nubienne, vers l'Est-Nord-Est à une vitesse de 7 mm/an. L'accommodation de ces différentes cinématiques se produit au niveau du golfe d'Aden, qui s'ouvre obliquement, à une vitesse moyenne de 20 mm/an (figure 2.1, Reilinger *et al.*, 2006). Ainsi, le golfe d'Aden semble s'être formé le long d'une zone de faiblesse créée par les forces aux limites que sont la tension exercée par la subduction sous l'Eurasie et l'anomalie sous le point chaud Afar (e.g. Bellahsen *et al.*, 2003).

La plaque Arabe a, elle-même, une histoire complexe depuis le Néo-protérozoïque (observation de zones de sutures dans le craton Arabe, figure 2.2) jusqu'au Mésozoïque (phase de rifting à l'origine de la formation de bassins sédimentaires, figure 2.12, Bosence 1997). Ces événements induisent une structure hétérogène de la plaque Arabe, de l'héritage tectonique sous la forme de bassins hérités (et l'amincissement associé de la croûte) et probablement un réchauffement partiel de la lithosphère lié à la phase de rifting continental Mésozoïque (e.g. Bosence, 1997; Al Hussein, 2000).

De plus, le golfe d'Aden oriental est une zone soumise à une thermique anormalement élevée d'après les travaux de Lucazeau *et al.* (2008, 2009); d'Acremont *et al.* (2010); Autin *et al.* (2010); Basuyau *et al.* (2010) (partie 2.3). L'influence du point chaud Afar est proposée s'étendre actuellement jusqu'à au moins 54,5°E de longitude (Leroy *et al.*, 2010a).

La modélisation thermo-mécanique de la formation d'un rift comparable au golfe d'Aden est importante pour comprendre les processus menant à la rupture continentale et à l'évolution des marges riftées.

6.7.2 Choix du modèle de départ

La configuration de départ pour cette étude est présentée dans la figure 6.32.

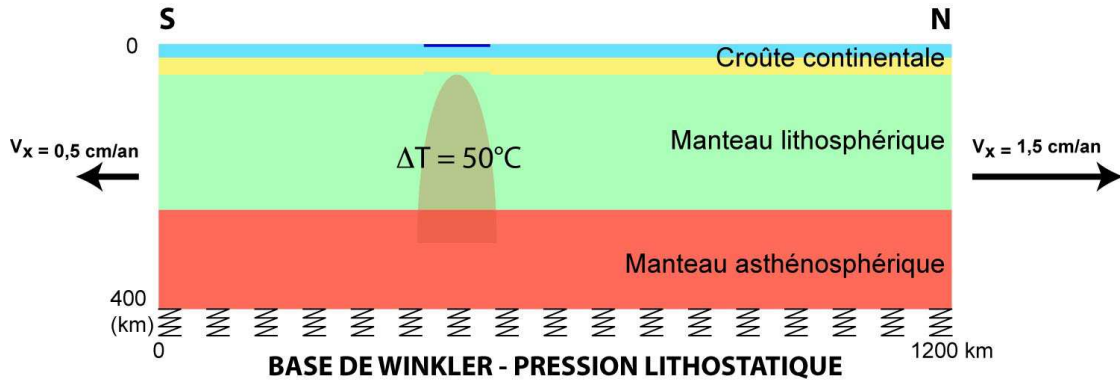


FIG. 6.32: Modèle de départ pour l'étude de l'évolution du golfe d'Aden.

Les résultats des tests effectués dans ce chapitre ont permis :

- le choix d'un coefficient d'érosion ($k_{erosion} = 50 \text{ m}^2/\text{an}$) en comparaison avec le relief du golfe d'Aden,
- Le calcul de la pression hydrostatique due à la formation d'un océan.
- Le choix d'une rhéologie pour la croûte continentale (DF : croûte supérieure constituée de granite dry et croûte inférieure constituée de granulite felsique) qui est un cas intermédiaire en terme de résistance de la croûte continentale.
- La détermination d'une asthénosphère moins dense que le manteau lithosphérique, en regard des comparaisons des reliefs des modèles avec celui du golfe d'Aden. On prendra ici une densité de 3310 kg/m^3 pour l'asthénosphère afin de conserver un $\Delta\rho$ raisonnable. L'asthénosphère du golfe d'Aden oriental a pu être soumise à l'influence du point chaud Afar (influence post-rift), provoquant de la fusion partielle et une différenciation impliquant une diminution de sa densité par rapport au manteau lithosphérique.
- L'utilisation d'une anomalie thermique ($\Delta T = 50^\circ\text{C}$) pour localiser la déformation, qui est cohérente avec le contexte thermique du golfe d'Aden.

Le contexte géodynamique dans lequel s'est formé le golfe d'Aden montre que la plaque Arabe se déplace plus rapidement vers le Nord que la plaque Somalienne (e.g. Reilinger *et al.*, 2006). C'est pourquoi, nous proposons d'utiliser des conditions d'extension aux limites asymétriques (1,5 cm/an à gauche et 0,5 cm/an à droite), comparables à la géodynamique actuelle.

De plus, le rifting mésozoïque a provoqué :

- La formation de bassins sédimentaires hérités, on intégrera un bassin de géométrie similaire au bassin Mésozoïque de Jeza-Qamar (figure 2.12) dans notre modèle.
- Un réchauffement partiel de la lithosphère, un âge thermique de 700 Ma est utilisé pour prendre en compte cet effet.

La rhéologie "superplastique" dans le manteau lithosphérique permet essentiellement la formation d'une ride relativement centrée par rapport au bassin océanique, mais aussi des épaulements dans la croûte continentale un peu moins marqués et une rupture plus lente que pour la rhéologie définie par le critère de Mohr-Coulomb (qui est plus localisante). De plus, cette rhéologie semble plus appropriée

pour modéliser l'extension. On choisit donc ici d'utiliser la rhéologie "superplastique".

6.7.3 Evolution du modèle

Du début de l'extension à la rupture continentale

La figure 6.33 présente l'évolution du modèle au cours des dix premiers millions d'années de l'extension.

Le code Flamar/Para(o)voz ne permettant pas de prendre en compte la fusion partielle, nous avons évalué le taux de fusion partielle dans le manteau en fonction de la pression et de la température. Pour cela nous avons utilisé les relations de McKenzie & Bickle (1988) pour le calcul de la température du liquidus et la fraction de fusion partielle, ainsi que la relation de Hirschmann (2000) pour le calcul de la température du solidus.

On observe ainsi l'amincissement progressif de la lithosphère. Lors des trois premiers millions d'années, la déformation commence à se localiser le long de deux grands cisaillements qui se rejoignent à une centaine de kilomètres de profondeur, profondeur à laquelle le manteau devient visqueux. On observe également qu'une partie de la déformation se concentre sur les niveaux ductiles de la croûte.

A partir de 4 Ma, les cisaillements observés sur les taux de déformation provoquent les épaulements de la croûte (abscisses 375 et 600 km, environ) de part-et-d'autre du bassin hérité (abscisses entre 425 et 525 km). On observe également que les taux de déformation dans les niveaux ductiles de la croûte sont de plus en plus intenses. Ils restent très marqués jusqu'à 7-8 Ma, un peu avant la rupture crustale. Entre 4 et 7 Ma, l'intersection entre les deux zones de cisaillement remonte progressivement vers la base de la croûte où la déformation commence à se concentrer. Pendant ce temps, l'amplitude des épaulements augmente et l'asthénosphère remonte progressivement sous le rift continental.

A 8 Ma, la croûte est extrêmement amincie au centre du rift et les taux de déformation correspondants sont symétriques, ce qui est cohérent avec les observations de la partie 6.6 : la déformation est diffuse et symétrique au centre du rift lorsque le manteau lithosphérique est modélisé avec une rhéologie "superplastique".

La rupture de la croûte se produit à 8,5 Ma, les conditions de pression et de température permettent alors la fusion partielle dans le manteau (figure 6.34).

Cette rupture se produit relativement rapidement par rapport à la chronologie du golfe d'Aden (début de l'extension il y a environ 35 Ma et rupture continentale il y a environ 18-19 Ma). Ceci est probablement dû au fait que les taux d'extension au début du rifting étaient plus faibles que ceux introduits dans la modélisation (adaptés aux taux d'accrétion océanique et à la cinématique des plaques Arabe et Somalienne).

La fusion partielle en profondeur entraîne une remontée par "diking" des liquides produits et la mise en place en surface de la croûte océanique et/ou de magmatisme.

A partir de 9 Ma, la croûte est rompue, et l'asthénosphère est arrivée à la surface à 10 Ma. La déformation est fortement concentrée au centre du rift, et la fusion partielle prend place sous le rift, dont le centre devient une ride océanique.

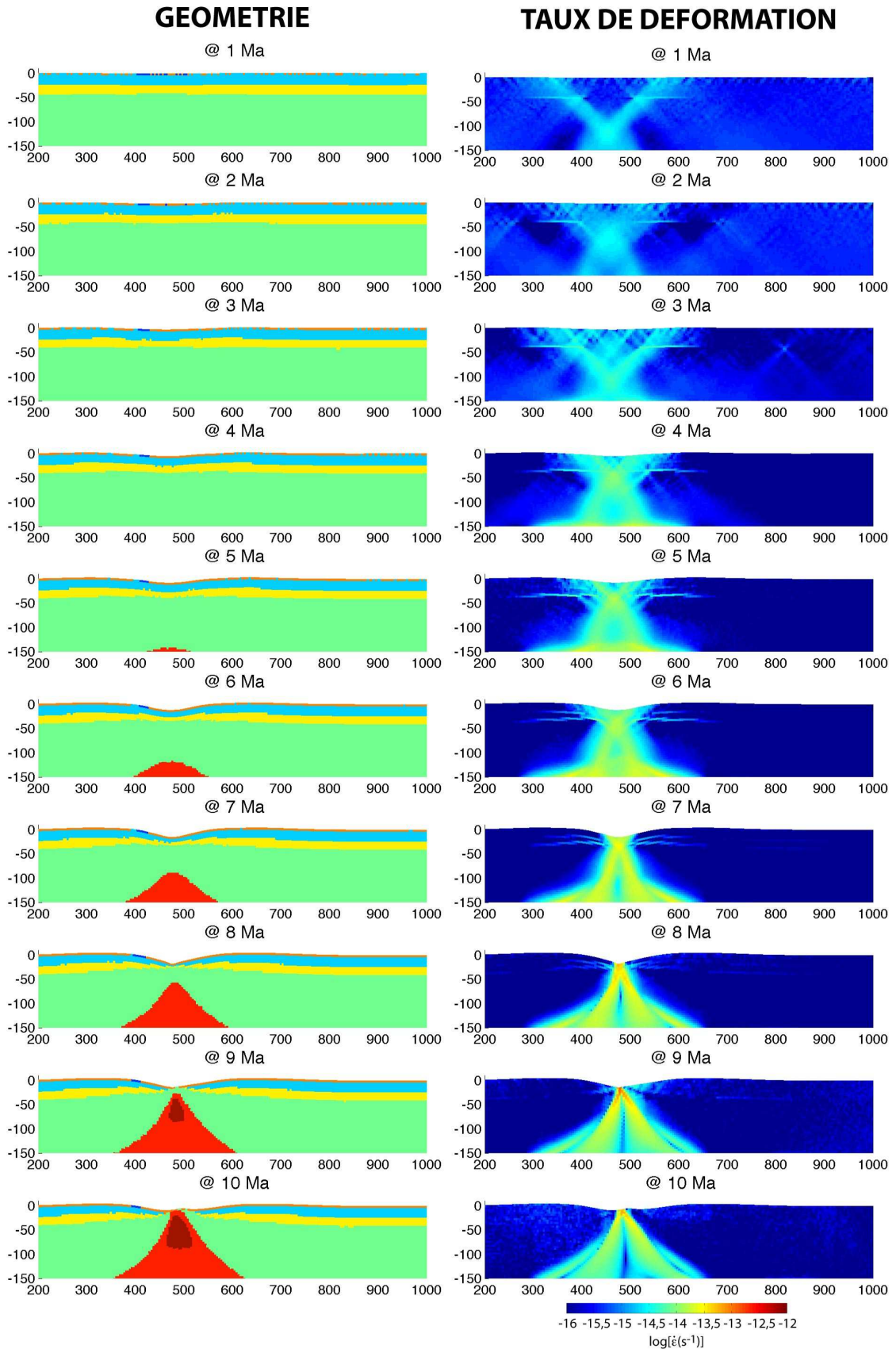


FIG. 6.33: Evolution du modèle pendant les dix premiers millions d'années. A gauche : la géométrie du modèle au cours de l'évolution (les zones grisées correspondent aux zones où de la fusion partielle pourrait se produire). A droite : les taux de déformation du modèle (la même échelle de couleur est conservée pour chaque image).

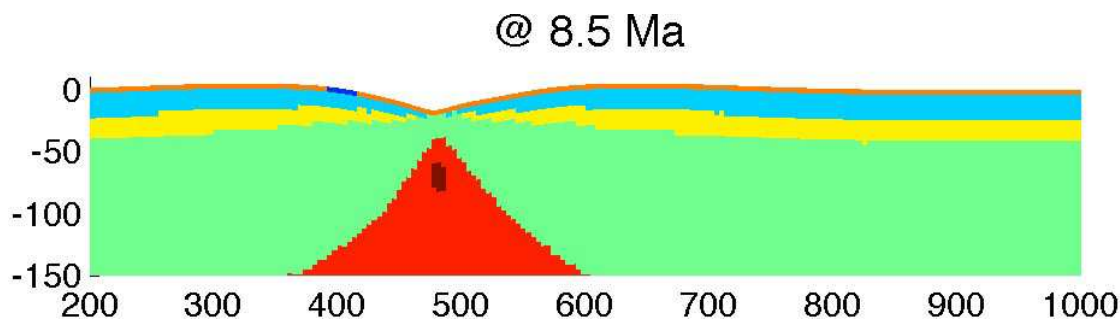


FIG. 6.34: Géométrie du modèle au moment de la rupture crustale. La zone grisée correspond à la zone où les conditions de pression et de température sont telles que de la fusion partielle peut se produire.

L'évolution des marges riftées

La figure 6.35 présente l'évolution du modèle après la rupture continentale.

On observe que la zone où la fusion partielle devient possible s'étend progressivement sous le domaine océanique.

La flexure des marges s'atténue progressivement à la faveur de l'érosion, les taux de déformation mettant en évidence le fait qu'il n'y ait plus de déformation dans les niveaux ductiles de la croûte continentale, et donc qu'elle ne se déforme plus de manière significative.

On observe la formation de bassins sédimentaires d'environ 4 kilomètres d'épaisseur sur la marge distale, qui deviennent de plus en plus larges avec le temps (environ 10 km de large à 12,5 Ma et 30 km de large à 30 Ma).

La flexure de la marge de gauche semble moins marquée que celle de droite, probablement à cause des conditions aux limites asymétriques.

Evolution de la topographie et du flux de chaleur

Les évolutions du relief et du flux de chaleur à la surface du modèle sont présentées dans la figure 6.36.

L'asymétrie observée sur les évolutions du relief et du flux de chaleur est due aux conditions aux limites asymétriques.

Au début du modèle, le centre du bassin hérité se trouve à 450 km d'abscisse, et selon les conditions aux limites, le centre des structures à 30 Ma devrait être à 600 km d'abscisse. Cependant, ce n'est pas exactement le cas, la ride océanique se trouve plutôt à l'abscisse 550 km à 30 Ma. Comme les conditions aux limites sont asymétriques, les déplacements de matière dans le manteau ductile sont également asymétriques, et l'apport de l'asthénosphère est plus important à gauche de la ride qu'à droite. On le voit également en coupe avec la zone de fusion sur la figure 6.35. Ce qui explique l'observation de cette asymétrie.

L'évolution du flux de chaleur montre que les fortes valeurs au centre du rift arrivent au moment où l'asthénosphère est très proche de la surface, générant des valeurs de flux de chaleur plus élevées. On remarque que l'augmentation de flux de chaleur est très brutale, et n'apparaît qu'au moment de la rupture.

Après la rupture continentale, le flux de chaleur au niveau de la ride reste entre 300 et 400 mW/m², ce qui représente une valeur cohérente avec les valeurs de flux de chaleur mesurées sur des rides océaniques.

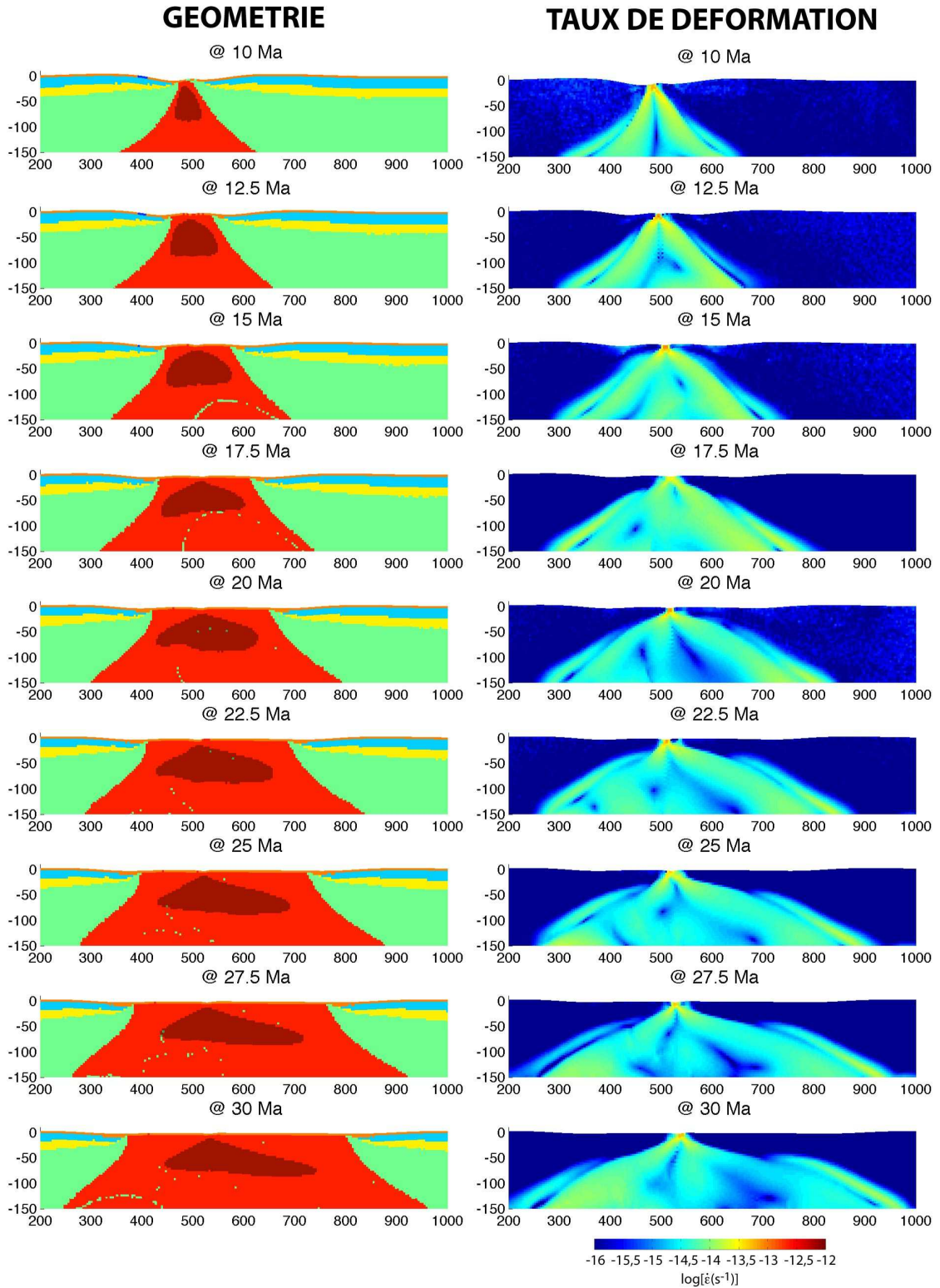


FIG. 6.35: Evolution du modèle après la rupture continentale. A gauche : la géométrie du modèle au cours de l'évolution (les zones grisées correspondent aux zones où de la fusion partielle pourrait se produire). A droite : les taux de déformation du modèle (la même échelle de couleur est conservée pour chaque image).

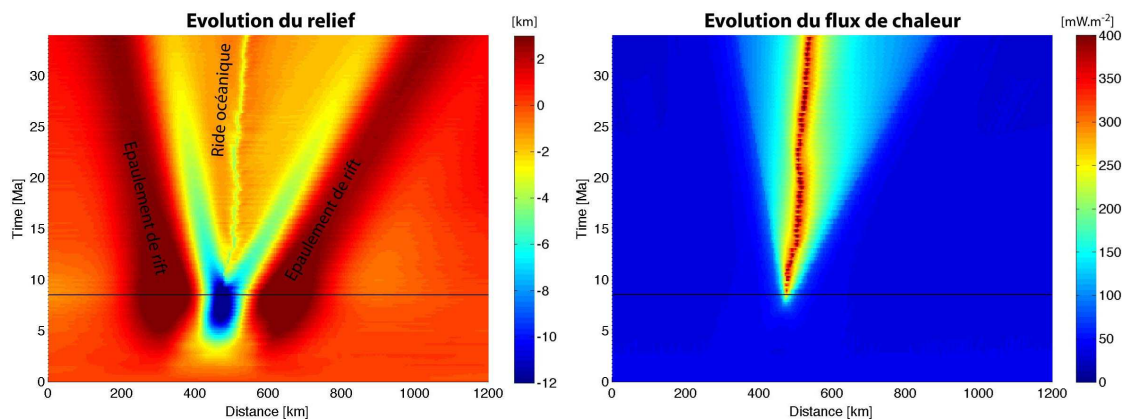


FIG. 6.36: Evolution du relief et du flux de chaleur du modèle au cours du temps. La ligne horizontale noire indique le moment de la rupture de la croûte continentale.

6.7.4 Comparaison avec le golfe d'Aden oriental

La comparaison du modèle, 18 Ma après la rupture, avec les données du golfe d'Aden oriental montre que le modèle est relativement comparable au golfe (figure 6.37).

Le relief obtenu à partir du modèle est comparable avec celui du golfe d'Aden oriental. Cependant, la morphologie des épaulements restent plus marqués que dans la réalité (figure 6.37A).

Les valeurs de flux de chaleur du modèle sont comparables avec les valeurs mesurées sur la marge (Lucazeau *et al.*, 2008), à la différence près que l'augmentation de flux de chaleur au passage entre la croûte continentale et la croûte océanique est plus abrupte dans la réalité (figure 6.37). Cette augmentation particulièrement abrupte des valeurs de flux de chaleur mesurées à la transition océan-continent est expliquée par de la convection à petite échelle (Lucazeau *et al.*, 2008) créant - ou étant responsable de - une anomalie de fusion post-rift située à environ 40 km de profondeur sous la marge. Celle-ci n'est pas modélisée ici (figure 6.37B).

La géométrie de l'amincissement de la croûte est comparable entre le modèle et les résultats de sismique réfraction (Leroy *et al.*, 2010b). Cependant, la résolution du modèle (mailles de 4 km de côté) ne permet pas une observation détaillée des structures à cette échelle (figure 6.37C).

6.7.5 Synthèse et perspectives

L'étude de ce modèle permet ainsi d'appréhender les mécanismes qui conduisent à la rupture continentale et l'évolution des marges. Ainsi, on a pu comparer les résultats au golfe d'Aden oriental.

La modélisation thermomécanique montre que :

- La rupture continentale se produit 8,5 Ma après le début de l'extension
- Ensuite, la formation des épaulement de rift gouverne la structure des marges conjuguées.

Les conditions de pression et de température au moment de la rupture sont favorables à la fusion partielle en profondeur. Ainsi les produits de fusion générés par cette fusion partielle peuvent remonter en surface et (1) se retrouver piégés sous

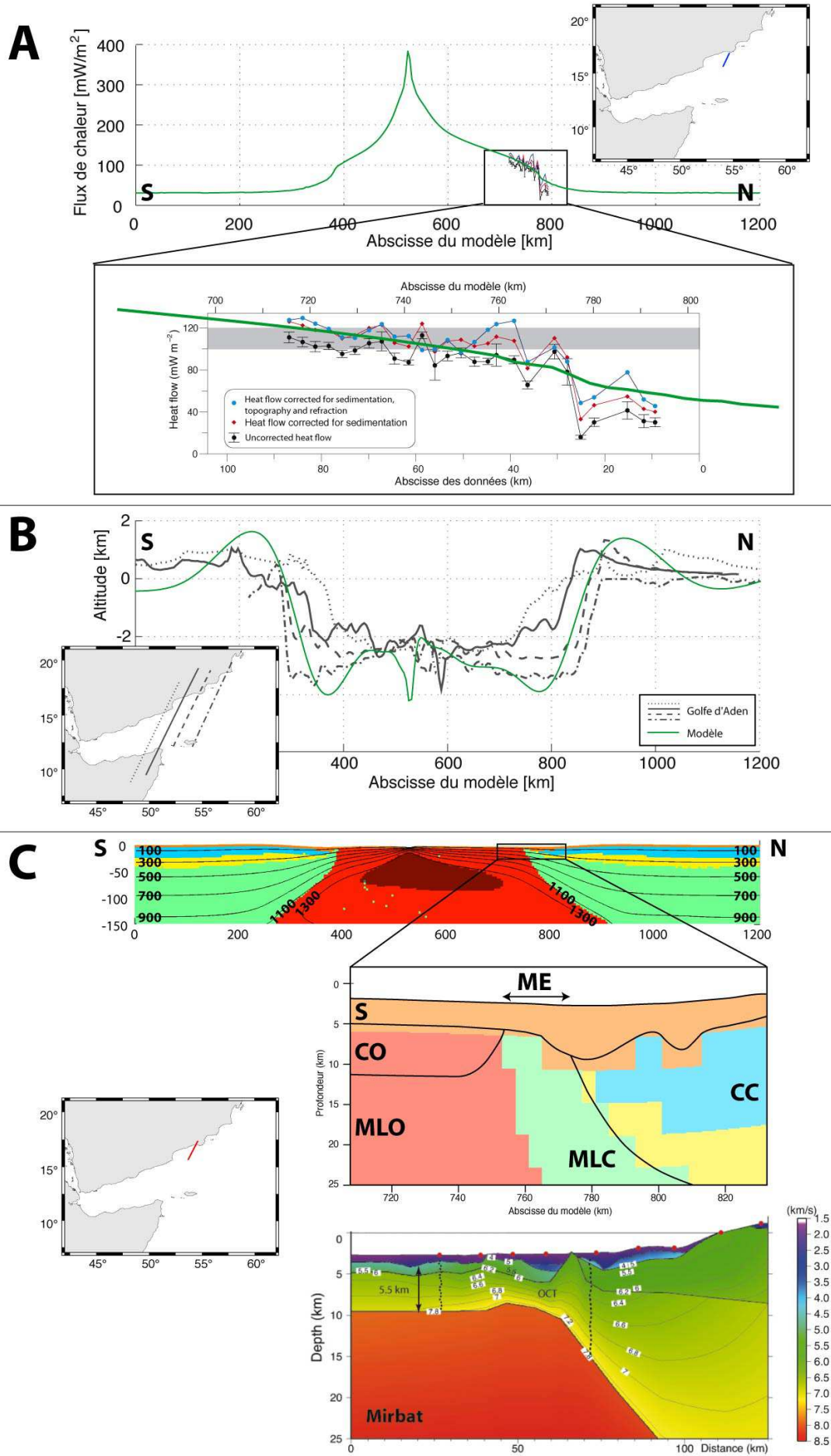


FIG. 6.37: (Page précédente) Comparaison du modèle avec les données sur le golfe d'Aden oriental. A : Comparaison des valeurs de flux de chaleur. Les données de flux de chaleur (Lucazeau et al., 2008) correspondent au profil en bleu sur l'encart, l'acquisition a été effectuée lors de la campagne Encens-Flux. B : Comparaison de la topographie (données de Sandwell & Smith, 1997 et SRTM Farr et al., 2007). C : Géométrie du modèle 18 Ma après la rupture crustale et zoom sur le modèle et comparaison avec un profil de sismique réfraction (localisation en rouge sur l'encart, Leroy et al., 2010b).

la marge (sous-plaquage, apparition de magmatisme) et/ou (2) créer directement de la croûte océanique. Si les conditions de pression et de température pour la fusion partielle sont réunies avant la rupture continentale, on formera une marge volcanique, alors que si elles ne sont réunies qu'après la rupture continentale, du manteau continental pourra être exhumé et serpentinisé, formant une Z.E.C.M., caractéristique des marges peu-volcaniques (e.g. Whitmarsh *et al.*, 2001).

Ici, les conditions sont réunies au moment de la rupture continentale. Donc, il reste très peu de temps pour exhumer et serpentiner du manteau continental. La transition océan-continent sera très étroite, voire inexistante. Ces observations sont cohérentes avec le fait que la transition océan-continent le long du segment Ashawq-Salalah soit très étroite, et soit marquée par du magmatisme synchrone ou immédiatement postérieur à la formation de la TOC (Autin *et al.*, 2010).

L'asymétrie de l'extension induit une asymétrie de la convection mantellique, et une accréation océanique asymétrique. Dans le cas du golfe d'Aden, on note également une asymétrie du plancher océanique, mais cette asymétrie est expliquée par des sauts de dorsales (d'Acremont *et al.*, 2010).

La comparaison du modèle 18 Ma après la rupture de la croûte continentale montre (figure 6.37) :

- Un relief du modèle comparable à celui du golfe d'Aden oriental (données de Sandwell & Smith, 1997 et SRTM Farr *et al.*, 2007).
- Des valeurs de flux de chaleur modélisées sur la marge très proches de celles mesurées lors de la campagne Encens-Flux (Lucazeau *et al.*, 2008).
- Une géométrie générale de la marge également comparable avec les résultats de sismique réfraction (Leroy *et al.*, 2010b).

Cependant, ces résultats ont une très faible résolution et nécessiteraient de pouvoir être calculés avec une résolution très fine afin d'observer la géométrie des marges dans le détail, la formation de blocs basculés, de bassins sédimentaires syn-rift et post-rift et l'exhumation du manteau.

L'ajout de changements de phases dans le modèle permettrait d'observer l'influence des variations de densité du manteau en fonction de la pression et de la température sur l'évolution des marges.

De plus, les phénomènes "3D" ne sont pas modélisés ici. En effet, le golfe d'Aden oriental est affecté par une anomalie de fusion post-rift ou immédiatement post-rupture continentale, transverse au profil modélisé, ayant probablement pour origine le point chaud Afar (e.g. Leroy *et al.*, 2010a).

Conclusions et perspectives

Le travail de cette thèse s'est articulé autour du thème du rifting, de la rupture continentale et de l'évolution des marges passives à partir de l'utilisation de deux outils :

- La modélisation des vitesses des ondes P et de la gravimétrie afin de déterminer la structure profonde de la marge Nord du golfe d'Aden oriental.
- La modélisation thermo-mécanique de l'extension de la lithosphère continentale pour l'étude de différents paramètres influant sur le processus de rifting et l'évolution des marges passives. Ces travaux de modélisation ont permis de proposer un modèle d'évolution du golfe d'Aden oriental en comparaison avec les données disponibles dans la région.

L'observation de volcanisme sur une marge réputée non-volcanique

La littérature présente une opposition nette entre les marges continentales étirées volcaniques et non-volcaniques (Geoffroy, 2005) :

- Les marges volcaniques sont issues d'un rifting actif, où le volcanisme est à l'origine de la rupture de la lithosphère continentale.
- Les marges non-volcaniques seraient issues d'un rifting passif, où la rupture continentale est provoquée par les conditions aux limites de plaques extensives, permettant notamment l'exhumation de manteau lithosphérique continental à la transition océan-continent.

La modélisation des données de sismique réfraction acquises lors de la campagne Encens (Fév.-Mars 2006) a permis de définir la structure profonde d'un segment de second-ordre de la marge Nord du golfe d'Aden oriental, le segment d'Ashawq-Salalah.

La marge présente un amincissement de la croûte continentale sur des distances de 50 à 100 km avec des facteurs d'amincissement variant de 3,2 à 5,3. ainsi, la croûte peut devenir totalement cassante, et l'eau peut s'infiltrer le long de fractures et provoquant ainsi la serpentinsation du manteau supérieur. Cependant, on n'observe pas de vitesses ou un gradient de vitesses pouvant suggérer la présence de manteau serpentinisé. La croûte océanique qui marque le début de l'océanisation présente un fort épaissement vers le centre du segment Ashawq-Salalah, ce qui suggère un apport magmatique à la ride plus élevé au centre du segment le long de la paléo-dorsale.

On observe notamment une transition océan-continent étroite (environ 15 km) et un corps à vitesse et densité intermédiaires en base de croûte interprété comme du sous-plaquage et/ou de la croûte intrudée de matériel magmatique.

Ce corps mafique atteint son épaisseur maximale (environ 5 km) sous le volcan dont la présence a été révélée par les travaux d'interprétation de la sismique réflexion (Autin *et al.*, 2010) et de modélisation des valeurs élevées du flux de chaleur

(Lucazeau *et al.*, 2009). La présence de ce volcan s'inscrit dans un contexte thermique élevé. En effet, les travaux de Lucazeau *et al.* (2008) expliquent les mesures élevées de flux de chaleur sur la marge par une anomalie thermique persistante, qui pourrait être générée par des processus de convection à petite échelle, d'Acremont *et al.* (2010) montrent la présence d'une anomalie de fusion actuellement au niveau du segment ouest de la ride de Sheba, Basuyau *et al.* (2010) mettent en évidence la présence de fusion partielle dans le manteau, sous la marge proximale affleurant dans le Dhofar, et Leroy *et al.* (2010a) proposent que le point chaud Afar interagit avec la ride océanique le long du golfe d'Aden, expliquant les occurrences de volcanisme tout le long du golfe et les anomalies de fusion, et la fusion partielle dans cette région. De plus, on n'observe pas de vitesses correspondant à des roches dont la nature pourrait être du manteau serpentinisé alors que les facteurs d'amincissement suggèrent que ce phénomène a dû être possible. On propose donc que l'anomalie thermique post-rift a pu supprimer les indices géophysiques de la serpentinitisation.

Ainsi, on met en évidence des traits caractéristiques de ce que l'on peut observer au niveau des marges volcaniques, sur une marge non-volcanique. Cependant, le magmatisme observé le long de cette marge est localisé sur ce segment, de plus faible volume que sur les marges volcaniques, et il apparaît peu après la phase de rifting, pendant la formation de la transition océan-continent.

On déduit donc que cette marge est le produit d'un rifting non-volcanique qui a ensuite été affectée par une anomalie thermique post-rift. L'anomalie thermique liée au point chaud Afar a pu se focaliser le long de la lithosphère amincie du golfe d'Aden et ainsi se propager vers l'Est à partir du point chaud Afar.

La variabilité des structures le long de la marge Nord du golfe d'Aden oriental

L'obliquité de l'ouverture du golfe d'Aden induit la formation de zones transformantes majeures, segmentant le golfe en trois parties. La marge du Nord du golfe d'Aden oriental est, elle-même, divisée en trois segments dont les structures sont variables d'Ouest en Est.

En effet, la largeur de la transition océan-continent augmente du segment Ashawq-Salalah (15 km) vers le segment de Taqah (35 km) puis le segment de Mirbat (50 km). De plus, la transition océan-continent du segment Ashawq-Salalah présente des preuves de volcanisme post-rift, contrairement à celles des segments de Taqah et de Mirbat qui sont caractérisées par des vitesses d'ondes P caractéristiques de celles du manteau serpentinisé.

Ces variations sont expliquées par la présence d'une anomalie de fusion mise en évidence dans le bassin océanique liée à un flux chenalisé de matériel mantellique se propageant du point chaud Afar jusqu'à la zone transformante d'Alula-Fartak. De cette manière, le segment Ashawq-Salalah, proche de cette transformante, est affecté par cette anomalie de fusion, la transition océan-continent des segments plus éloignés de la zone transformante d'Alula-Fartak (Taqah et Mirbat) est plus large avec une signature non magmatique.

La formation et l'évolution du golfe d'Aden oriental

Ainsi, le golfe d'Aden oriental est un rift dont l'ouverture s'est effectuée de manière passive et dont la marge Nord (au-moins) est affectée par une anomalie thermique post-rift.

Les travaux de modélisation thermomécanique ont permis de montrer que :

- L'érosion et la sédimentation tendent à adoucir le relief du modèle et modifie la géométrie des marges étirées. En effet, un taux d'érosion élevé va fortement éroder les épaulements de rift, et produire une pente continentale faiblement inclinée (incompatible avec la morphologie du golfe d'Aden oriental).
- La pression hydrostatique, due à l'arrivée de l'océan, induit un approfondissement du bassin océanique d'environ 1 à 2 km.
- La résistance de la croûte continentale gouverne la géométrie des marges, la topographie du modèle et la chronologie du rifting. De cette manière, une croûte résistante rompt rapidement et une croûte peu résistante produit une flexure modérée de la croûte qui s'exprime sur le relief du modèle.
- L'héritage tectonique simulé par un bassin hérité à l'équilibre isostatique ne suffit pas à lui seul à expliquer la rupture continentale, montrant la nécessité de l'utilisation d'une anomalie thermique pour localiser la déformation. La présence de cette anomalie thermique est justifiée par le contexte géodynamique du golfe d'Aden qui s'ouvre en reliant la ride de Carlsberg au point chaud Afar.
- Le contraste de densité entre le manteau lithosphérique et l'asthénosphère contrôle la géométrie des marges riftées et le relief, notamment la profondeur du bassin océanique. Ainsi, une asthénosphère 30 kg/m^3 moins dense que le manteau lithosphérique va induire un bassin océanique moins profond, et un relief comparable à celui du golfe d'Aden. Cette observation est cohérente avec le fait que les coulées mantelliques provenant du point chaud Afar induisent de la fusion partielle dans l'asthénosphère, provoquant une diminution de sa densité.
- L'âge thermique de la lithosphère influe principalement sur la flexure de la croûte continentale par le biais de la résistance de la lithosphère. En effet, une lithosphère jeune sera moins résistante qu'une lithosphère ancienne. De cette manière, le temps nécessaire à la rupture de la croûte pour un craton jeune (âge inférieur à 400 Ma) est supérieur à celui pour un craton ancien (âge supérieur à 400 Ma).
- Le critère de rupture dans le manteau lithosphérique contrôle la localisation de la déformation. Ainsi, le critère de rupture "superplastique" induit une localisation de la déformation plus diffuse dans la lithosphère, la flexure de la croûte étant alors moins forte, qu'avec le critère de rupture de Mohr-Coulomb.

Les tests de modélisation thermomécanique effectués permettent d'obtenir les conditions aux limites et les paramètres initiaux qui ont permis au golfe d'Aden d'avoir les caractéristiques observées aujourd'hui. Une synthèse de ces observations et les données disponibles sur le golfe d'Aden ont permis le choix d'un modèle de départ, comparable au golfe d'Aden oriental, dont les résultats peuvent être interprétés en termes de processus de rifting et de formation des marges conjuguées.

Ainsi, la rupture continentale se produit 8,5 Ma après le début de l'extension, ce qui est plus rapide que ce que suggèrent les données disponibles (15 Ma). Ceci est dû au fait que les conditions aux limites choisies soient dirigées par la vitesse

d'ouverture actuelle qui était probablement plus lente lors de la phase de rifting continental, avant la rupture continentale.

On montre que la fusion partielle est possible dans le modèle juste au moment de la rupture continentale. Cela explique que la transition océan-continent, zone pour laquelle du manteau lithosphérique continental peut être exhumé et serpentinisé, soit étroite.

Perspectives

Le travail effectué lors de cette thèse ouvre des perspectives à explorer.

En effet, la modélisation des ondes P a permis de déterminer la structure profonde de la marge Nord du golfe d'Aden oriental. Cependant, certains OBS utilisés pour cette étude ont également enregistré des arrivées sur les composantes horizontales. On peut alors utiliser ces données pour **modéliser les rapports V_P/V_S** dans les modèles et interpréter les résultats en terme de nature des roches en profondeur (Annexe B). Ce travail est en cours, mais n'a pas pu être finalisé pour ce mémoire.

La modélisation thermo-mécanique a permis de quantifier l'influence de nombreux paramètres sur le rifting et l'évolution des marges passives. Cependant, dans un souci d'efficacité, les modèles ont été calculés avec une résolution relativement faible. Il semble important de refaire les calculs avec une **meilleure résolution** avant de publier les résultats de modélisation directement appliqués à la structure crustale des marges septentrionales du golfe d'Aden oriental. De plus, la prise en compte de **changements de densités dans le manteau** en fonction de la pression et de la température permettrait de quantifier l'influence des changements de phases sur l'évolution des marges passives, après la rupture continentale.

Enfin, **la réaction de serpentisation** induit une diminution de la résistance des roches mantelliques proches de la surface. Il serait donc intéressant d'ajouter la réaction de serpentisation comprenant un changement de densités et une diminution de la résistance afin d'apprécier l'influence de la serpentisation sur l'évolution des marges.

Quatrième partie

Annexes

Conversion des données en Seg-Y

Les données enregistrées par un récepteur sont rassemblées dans un fichier où sont enregistrées toutes les ondes reçues sur différents canaux (fonction du type de récepteur) pendant toute la durée de l'expérience.

La toute première étape du travail est de convertir les données issues des récepteurs (OBS en mer et sismomètres à terre) en un format Seg-Y utilisable par les logiciels de sismique et de les découper en plusieurs fichiers selon les lignes de tirs.

L'étape de conversion des données des OBS nécessite de corriger des données de la dérive horaire et de relocaliser les OBS.

En effet, les horloges des OBS sont synchronisées avec le GPS avant le largage. A la récupération, les dérives des différentes horloges ont été mesurées. Les horloges des OBS sont sensibles à la température ambiante, plus il fait froid, plus elles sont ralenties. Les données sont alors corrigées de ces dérives (en supposant la dérive linéaire).

Pour utiliser les données, il faut connaître au mieux la position de chaque OBS (latitude, longitude, profondeur). Lors du largage des OBS, les données de position sont notées. Cependant, l'OBS peut être légèrement dévié par les courants entre le largage et l'arrivée sur le fond marin. La position réelle sur le fond est donc différente de celle du largage, ce qui peut altérer la précision lors de la construction du modèle de vitesses. Il est donc impératif de relocaliser les OBS avant de commencer à travailler. Le relocalisation se fait à l'aide d'un programme qui inverse automatiquement les temps d'arrivées de l'onde dans l'eau pour les tirs les plus proches de la position supposée de l'OBS en fonction de la profondeur supposée de l'OBS et de la vitesse des ondes P dans l'eau.

A.1 Les OBS de l'IRD

La conversion des données des OBS de l'IRD s'effectue avec le software *Obstool* (Christeson, 1995). *Obstool* est une interface graphique permettant de convertir les données des OBS conçus par l'UTIG (University of Texas at Austin Institute of Geophysics). Ce software a été adapté pour la conversion des données issues des OBS de l'IRD.

Cette interface fait le lien avec une série de programmes qui permettent de calculer la dérive d'horloge, de relocaliser les OBS, de convertir les données etc., grâce aux données issues de la campagne (un fichier par OBS contenant les enregistrements de tous les tirs qui ont eu lieu pendant qu'il était sur le fond marin), les fichiers de navigation et points de tirs de chaque ligne sismique, les positions de largage et de récupération des OBS et les dérives d'horloges mesurées pour chaque OBS.

Le processus de fabrication d'un fichier Seg-Y pour un OBS sur une ligne de tir est le suivant (figure A.1) :

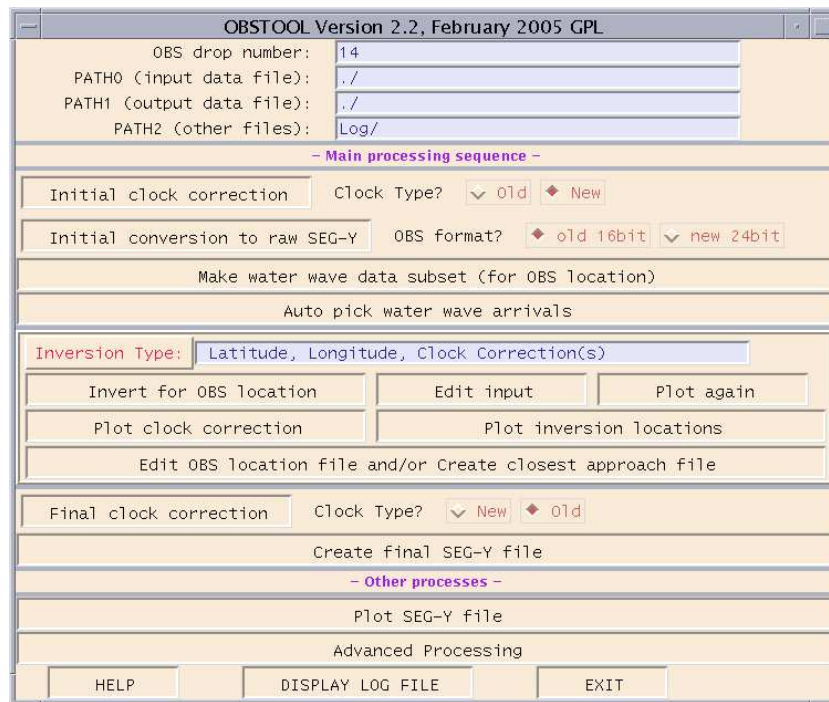


FIG. A.1: Fenêtre principale du software *Obstool* (Christeson, 1995). Cette interface est organisée comme le processus à suivre pour convertir les données, des premières étapes en haut à la création du fichier final en bas de la fenêtre.

- Entrer les informations de localisation et de profondeur de largage pour chaque OBS ;
- Effectuer la correction d'horloge pour chaque OBS ;
- Conversion du fichier issu de l'OBS en un fichier Seg-Y brut ;
- Importer les fichiers contenant les informations de navigation et de tirs de chaque ligne d'acquisition ;
- Sélectionner les tirs les plus proches de la localisation de largage de l'OBS dans le fichier de navigation ;
- Pointer les arrivées de l'onde directe, propagée dans l'eau (processus semi-automatique, figure A.2) ;
- Relocaliser l'OBS à l'aide des informations de localisation disponibles, des tirs sélectionnés et des temps d'arrivées de l'onde dans l'eau. L'opération peut être renouvelée plusieurs fois afin de faire converger au mieux l'inversion (figure A.3). On peut éventuellement choisir la relocalisation la plus vraisemblable (figure A.4) ;
- Calculer le délai de tir qui est un délai électronique entre le temps de déclenchement de la source et l'explosion réelle. Ce délai est de l'ordre de 50 à 60 ms ;
- Créer les fichiers Seg-Y par découpage du fichier brut : chaque fichier contiendra alors les données d'un OBS pour une ligne de tir.

Ces OBS avaient 4 canaux d'enregistrement, ce qui signifie que des données correspondent à la composante verticale (ondes P) mais on a aussi enregistré des données sur les composantes horizontales (ondes S). Il serait intéressant d'exploiter ces données afin d'en extraire un rapport V_p/V_s qui est relié au coefficient de

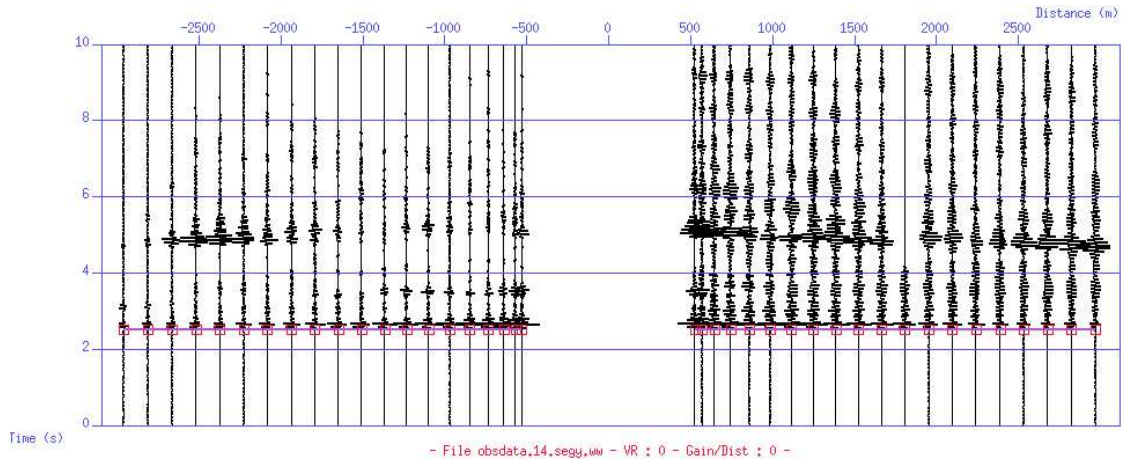


FIG. A.2: Exemple de pointé automatique de l'onde dans l'eau pour l'OBS14 sur la ligne ENCR04. L'affichage des données est en temps réduit à 1,5 km/s (la vitesse des ondes P dans l'eau) afin d'horizontaliser les arrivées les unes par rapport aux autres.

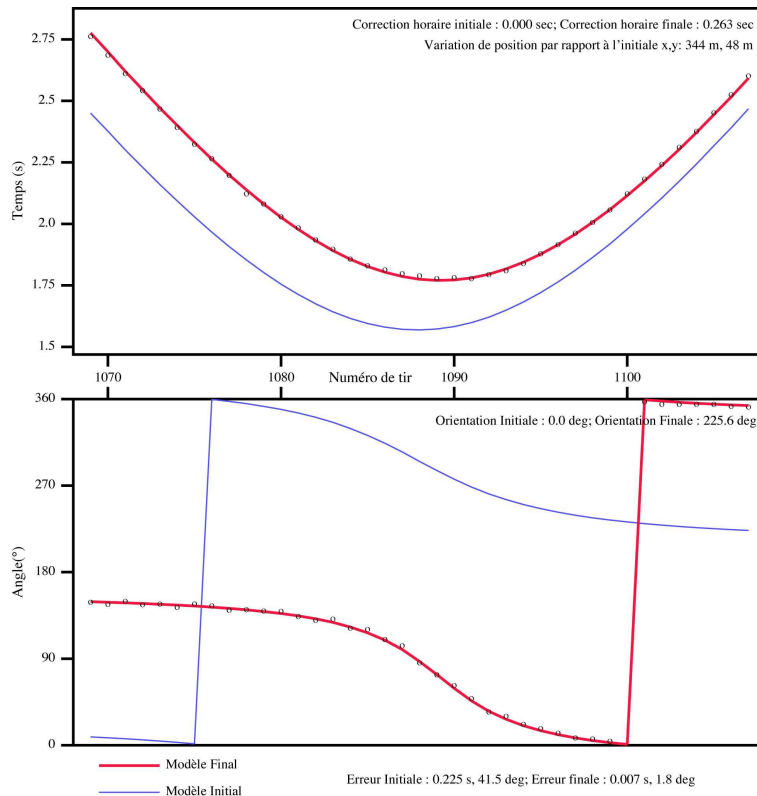


FIG. A.3: Relocalisation par inversion de la position et de l'orientation de l'OBS 04 sur la ligne ENCR02. En haut, le résultat de l'inversion pour la position et la dérive horaire de l'OBS, et en bas, le résultat de cette même inversion pour l'orientation des composantes horizontales de l'OBS.

Poisson et peut donner quelques indications sur le type de roches que l'on peut rencontrer en profondeur.

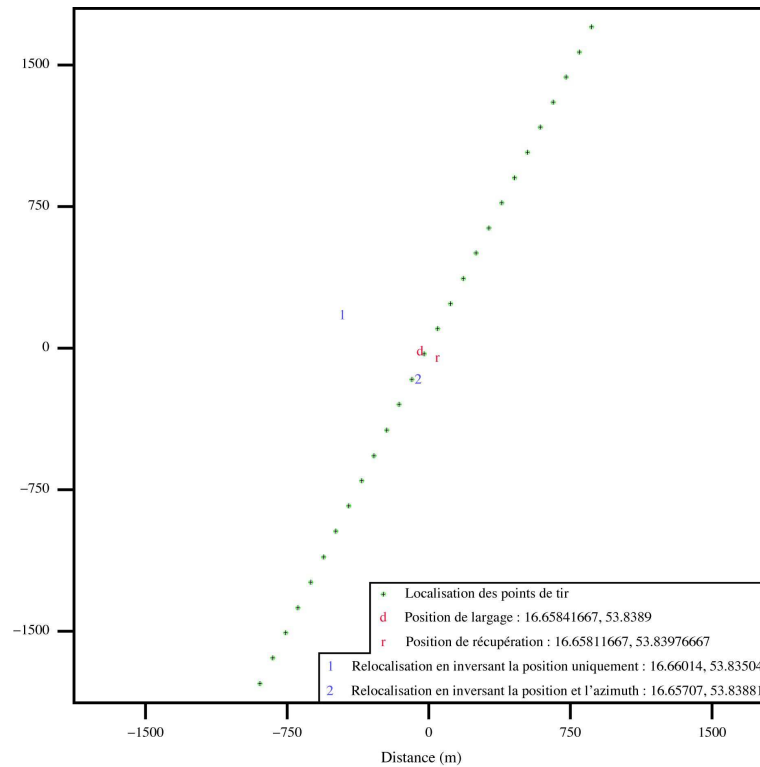


FIG. A.4: *Choix de la position finale de l'OBS 01 en fonction des résultats des inversions. On observe que la relocalisation résultante de l'inversion 1 (position) est très éloignée des positions de largage et de récupération alors que celle de l'inversion 2 (position et orientation) en est beaucoup plus proche. La position choisie sera donc celle de l'inversion 2.*

A.2 Les OBS de l'INSU

Les données des OBS de l'INSU ont été converties selon le même type de procédé que celles des OBS de l'IRD avec un programme différent fourni par un script en Python écrit par W. Crawford auquel on fournit les mêmes informations que pour Obstool.

A.3 Les stations sismologiques à terre

Les données enregistrées par les stations sismiques à terre lors de la campagne ont été converties à distance grâce à des logiciels fournis par le consortium anglais Seis-UK (sactosegy). Le processus est beaucoup plus simple pour les stations à terre que pour les OBS sachant qu'il n'y a pas de relocalisation et de dérive horaire à calculer, les stations étant équipées de systèmes GPS.

Les données ainsi converties au format Seg-Y seront ensuite transformées en un format Seismic-Unix (SU) commun à toutes les stations (OBS et Stations à Terre).

Les ondes S

Les OBS de l'IRD/Géosciences-Azur ont enregistré les tirs de la campagne Encens sur 4 composantes : une verticale (que l'on a utilisée pour la modélisation des ondes P), un capteur de pression, et deux horizontales.

Ces deux composantes horizontales ont permis l'enregistrement des arrivées d'ondes cisailantes.

Le rapport moyen entre la vitesse des ondes P et la vitesse des ondes S, V_P/V_S , est égal à $\sqrt{3}$ pour les roches de la Terre.

En réalité, ce rapport varie selon le type de roche traversé. Ainsi, la connaissance des vitesses des ondes S permet de déterminer un rapport V_P/V_S et le coefficient de Poisson (σ , équation B.1) dans le modèle, et d'utiliser ces résultats comme proxy pour la nature des roches traversées par les ondes sismiques.

Le coefficient de Poisson est défini par :

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{(V_P/V_S)^2 - 1} \right] \quad (\text{B.1})$$

Ainsi, un coefficient de Poisson égal à 0 indique un rapport $V_P/V_S = \sqrt{2}$, un coefficient de poisson égal à 0,5 indique un rapport $V_P/V_S = \infty$ et donc un V_S nul (le matériau considéré est alors liquide), et le coefficient de poisson moyen est 0,25, avec $V_P/V_S = \sqrt{3}$ (Christensen, 1996). Ainsi, ce coefficient ne dépend pas des valeurs absolues de V_P et de V_S .

B.1 Phénomène de conversion en ondes S

Les ondes émises par la source se propagent dans l'eau, sous la forme d'ondes P uniquement, les liquides ne se cisillant pas ($\sigma = 0$). Les ondes S enregistrées sur les composantes horizontales des OBS sont donc générées pendant le trajet entre le fond marin et l'OBS par conversion d'ondes P en S au niveau d'une interface majeure (figure B.1).

Cependant, la production d'ondes S nécessite certaines conditions, la quantité d'énergie dépendant de l'angle d'incidence et du contraste de propriétés physiques à l'interface (Digranes *et al.*, 1998) :

- Il faut de forts contrastes de vitesses et de densités au niveau des interfaces telles eau-sédiments, base des sédiments ou Moho.
- Il faut également de grandes distances source-récepteur pour avoir de grands angles d'incidence, la meilleure gamme de distances étant le plus souvent entre 5 et 120 km (e.g. Digranes *et al.*, 1998; Zhao *et al.*, 2008, dans l'Atlantique Nord ou en mer de Chine).

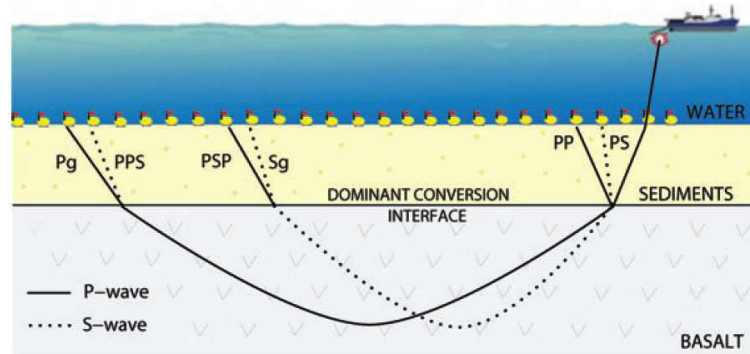


FIG. B.1: Schéma représentant les principales phases converties en ondes S (Eccles et al., 2009). La base des sédiments est considérée comme l'interface principale pour les conversions.

B.2 Identification des ondes S et exemple d'application

L'identification des ondes S est plus délicate que celle des ondes P car elles arrivent plus tard que les ondes P et sont souvent masquées par le reste du signal sismique (rapport signal sur bruit faible).

Les arrivées des ondes S sont généralement classées en deux groupes (e.g. Zhao et al., 2008) :

- Les P-SS, converties “à la descente”, c'est-à-dire juste après que l'onde soit entrée sous le fond marin. La conversion se fait au niveau d'une interface au niveau de laquelle les propriétés sismiques présentent un fort contraste (fond marin, base des sédiments, Moho, etc.). La vitesse apparente de ces ondes est plus faible que celle des ondes P.
- Les P-PS, converties “à la remontée”, c'est-à-dire peu avant l'arrivée de l'onde sur l'OBS. La conversion se fait également au niveau d'une interface majeure. La vitesse apparente de ces ondes est égale à celle des ondes P.

La principale difficulté réside dans les différentes possibilités pour les interfaces où peuvent se dérouler les conversions, et donc l'identification des phases.

Pour cela, Zhao et al. (2008) proposent une stratégie :

- Ils supposent que le rapport $V_P/V_S = \sqrt{3}$ et que la géométrie des interfaces du modèle de vitesse des ondes P donne toutes les interfaces possibles où la conversion peut se produire.
- Ensuite, ils calculent les temps d'arrivées théoriques pour chacune des phases converties.
- Ils obtiennent ainsi des hodochrones théoriques qu'ils peuvent comparer aux données, et permettant d'identifier les différentes conversions.

Après avoir identifié les différentes phases converties (par exemple, figure B.2, la modélisation des ondes S à partir du modèle des ondes P permet de déterminer des rapports V_P/V_S (figure B.3).

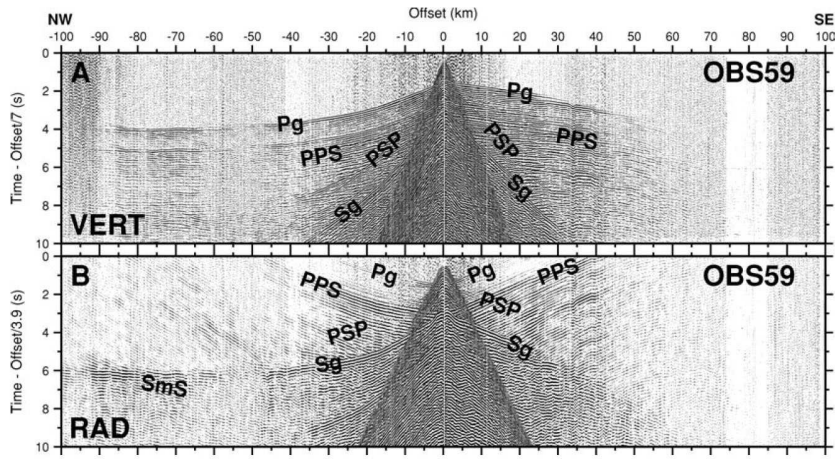


FIG. B.2: Exemple d'enregistrement de sismique réfraction présentant les phases converties en ondes S (Eccles et al., 2009). Les noms des phases correspondent à celles de la figure B.1, et la phase SmS correspond aux ondes converties en S "à la descente" et réfléchies sur le Moho.

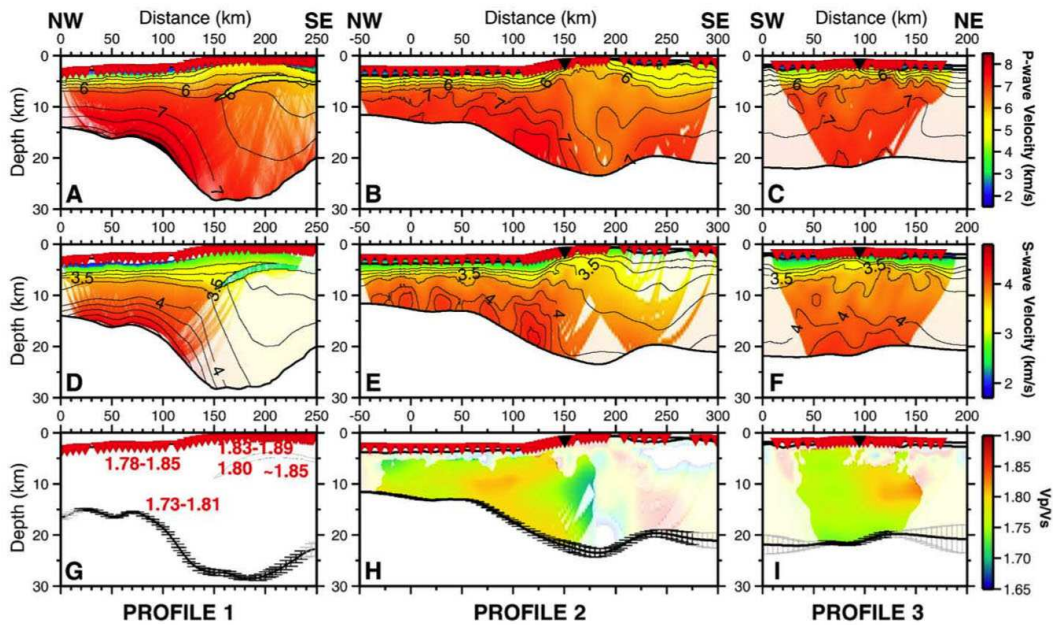


FIG. B.3: Exemple de modèles de vitesses issus du traitement des arrivées des ondes converties en S (Eccles et al., 2010).

B.3 Indications sur la nature des roches

La connaissance du rapport V_P/V_S , et donc du coefficient de Poisson est importante pour interpréter les modèles de vitesses en terme de nature des roches. En effet, Christensen (1996) effectue une synthèse des mesures en laboratoire des vitesses des ondes P et S et des coefficients de Poisson en fonction de différentes lithologies et minéralogies (figure B.4).

Il compile ainsi des données de vitesses des ondes P et S et de densités de différentes roches en fonction de leur coefficient de poisson (par exemple, figure B.5).

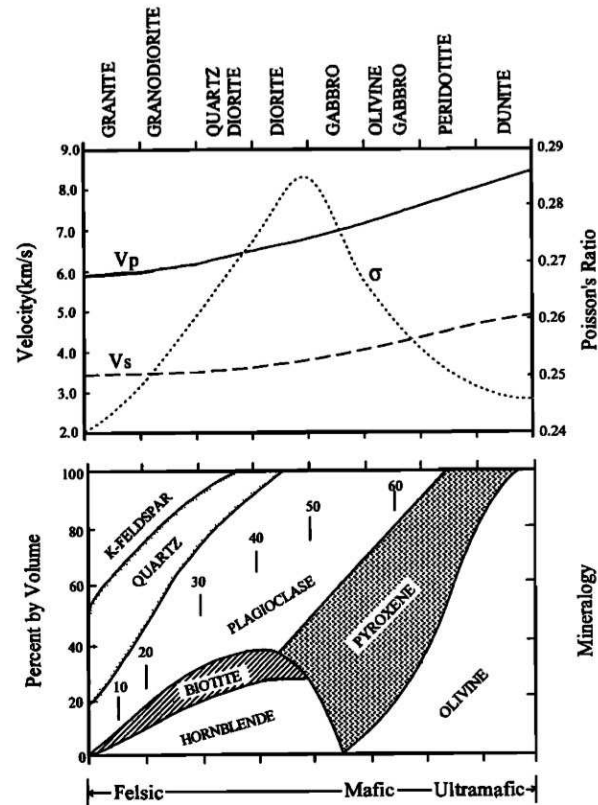


FIG. B.4: Variations des vitesses des ondes P et des ondes S, et du coefficient de Poisson en fonction de la composition minérale (Berry & Mason, 1959) pour les roches ignées les plus communes (Christensen, 1996).

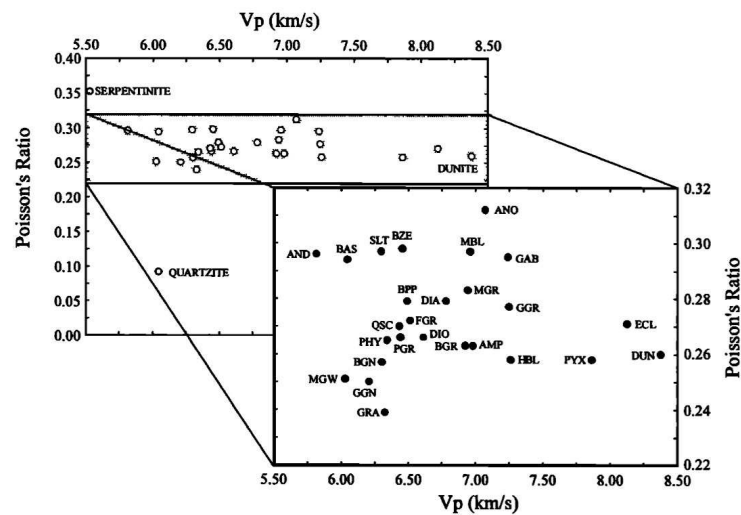


FIG. B.5: Coefficient de Poisson en fonction de la vitesse des ondes P à 600 MPa (Christensen, 1996).

Ces travaux ont été utilisés dans des études ultérieures afin de caractériser la nature de structures particulières (e.g. une zone à faible vitesse interprétée comme une intrusion basaltique par Eccles *et al.* 2009).

Le géotherme de la lithosphère continentale

L'objectif est de déterminer la température en tout point dans le modèle numérique, à l'état initial. Il s'agit donc de prendre en compte la production radiogénique dans la croûte, la chaleur provenant du manteau et la chaleur résiduelle liée à l'âge thermique du craton.

Le tableau C.1 présente les notations utilisées dans cette annexe.

TAB. C.1: *Notations pour les calculs de températures et rhéologies.*

Symbole	(unité)	Définition
z	(m)	Profondeur dans la croûte
h_c	(m)	Epaisseur de la croûte
h_l	(m)	Epaisseur de la lithosphère
T	(K)	Température
T_0	(K)	Température à la surface
T_{hl}	(K)	Température à la base de la lithosphère
T_r	(K)	Contribution radiogénique dans la croûte
T_m	(K)	Température au Moho
T_{age}	(K)	Contribution liée à l'âge thermotectonique
ρ_c	(kg.m ⁻³)	Densité de la croûte
ρ_m	(kg.m ⁻³)	Densité du manteau
H_s	(W.kg ⁻¹)	Production de chaleur radiogénique en surface
h_r	(m)	Epaisseur de décroissance de production radiogénique
k_c	(W.K ⁻¹ .m ⁻¹)	Conductivité thermique de la croûte
k_m	(W.K ⁻¹ .m ⁻¹)	Conductivité thermique du manteau
q_m	(W.m ²)	Flux de chaleur calculé au Moho
C_p	(J.K ⁻¹ .kg ⁻¹)	Capacité de chaleur spécifique pour le manteau
age	(s)	Age thermo-tectonique du craton

C.1 Température dans la croûte continentale, en stationnaire

L'équation de la chaleur dans la croûte continentale en stationnaire (c'est-à-dire indépendamment du temps) s'exprime par l'équation différentielle suivante :

$$k_c \frac{\partial^2 T_{st}}{\partial z^2} = Q \quad (\text{C.1})$$

Où Q est la source de chaleur : $Q = \rho_c H(z)$.

Et avec $H(z) = H_0 e^{-\frac{z}{h_r}}$, la production de chaleur radiogénique dans la croûte, H_0 la production en surface, et h_r l'épaisseur de décroissance de production radiogénique, k_c la conductivité thermique dans la croûte, ρ_c , la densité de la croûte, T la température et z la profondeur.

Selon la loi de Fourier de la conduction de la chaleur, reliant le flux de chaleur au gradient de température, le flux de chaleur est défini comme :

$$q(z) = -k_c \frac{\partial T_{st}}{\partial z} \quad (\text{C.2})$$

D'après les équations C.1 et C.2, on obtient :

$$-\frac{\partial q}{\partial z} = \rho_c H_0 e^{-\frac{z}{h_r}} \quad (\text{C.3})$$

On intègre pour obtenir l'expression littérale décrivant le flux de chaleur en fonction de la profondeur, avec $q(0) = q_s$, le flux de chaleur en surface, en condition limite :

$$-\int_0^z \frac{\partial q}{\partial z} dz = \rho_c H_0 \int_0^z e^{-\frac{z}{h_r}} dz \quad (\text{C.4})$$

$$-[q(z)]_0^z = \rho_c H_0 \left[-h_r e^{-\frac{z}{h_r}} \right]_0^z \quad (\text{C.5})$$

$$q(z) = -\rho_c H_0 h_r \left(1 - e^{-\frac{z}{h_r}} \right) + q_s \quad (\text{C.6})$$

Notons que pour $z \gg h_r$, $q(z) - q_s \simeq \rho_c H_0 h_r$, d'où l'expression du flux en surface à partir du flux au Moho (q_m) :

$$q_s = \rho_c H_0 h_r + q_m \quad (\text{C.7})$$

En combinant les équations C.2 et C.6, on obtient :

$$k_c \frac{\partial T_{st}}{\partial z} = \rho_c H_0 h_r \left(1 - e^{-\frac{z}{h_r}} \right) - q_s \quad (\text{C.8})$$

On intègre donc pour obtenir l'expression de la température en fonction de la profondeur dans la croûte, avec $q(0) = q_s$ et $T(0) = T_0$, en conditions limites :

$$k_c \int_0^z \frac{\partial T_{st}}{\partial z} dz = \rho_c H_0 h_r \int_0^z \left(1 - e^{-\frac{z}{h_r}} \right) dz - \int_0^z q_s dz \quad (\text{C.9})$$

$$k_c [T_{st}(z)]_0^z = \rho_c H_0 h_r \left[z + h_r e^{-\frac{z}{h_r}} \right]_0^z - q_s [z]_0^z \quad (\text{C.10})$$

$$k_c (T_0 - T_{st}(z)) = \rho_c H_0 h_r \left(h_r - \left(z + h_r e^{-\frac{z}{h_r}} \right) \right) + q_s z \quad (\text{C.11})$$

$$T_{st}(z) = -\frac{\rho_c H_0 h_r^2}{k_c} \left(1 - e^{-\frac{z}{h_r}} \right) + \frac{\rho_c H_0 h_r - q_s}{k_c} z + T_0 \quad (\text{C.12})$$

On remarque que $\rho_c H_0 h_r - q_s = q_m$, donc :

$$T_{st}(z) = -\frac{\rho_c H_0 h_r^2}{k_c} \left(1 - e^{-\frac{z}{h_r}} \right) + \frac{q_m}{k_c} z + T_0 \quad (\text{C.13})$$

Le terme $-\frac{\rho_c H_0 h_r^2}{k_c} \left(1 - e^{-\frac{z}{h_r}}\right)$ correspond à la contribution radiogénique. Elle sera notée T_r par la suite.

C.2 Température dans le manteau lithosphérique continental, en stationnaire

L'équation de la chaleur dans le manteau lithosphérique continental en stationnaire s'exprime de la même manière que l'équation C.1, à la différence que la source de chaleur est considérée comme négligeable, d'où :

$$k_m \frac{\partial^2 T_{st}}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{C.14})$$

Avec k_m la conductivité thermique dans le manteau, T la température et z la profondeur.

Selon la loi de Fourier de la conduction de la chaleur, reliant le flux de chaleur au gradient de température, le flux de chaleur est défini comme :

$$q(z) = -k_m \frac{\partial T_{st}}{\partial z} \quad (\text{C.15})$$

D'après les équations C.14 et C.15, on obtient :

$$-\frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad (\text{C.16})$$

C'est-à-dire, le flux de chaleur dans le manteau est considéré comme constant :

$$q(z) = q_m \quad (\text{C.17})$$

En combinant les équations C.15 et C.17, on obtient :

$$k_m \frac{\partial T_{st}}{\partial z} - q_m = 0 \quad (\text{C.18})$$

On intègre alors cette équation à partir de la base de la croûte ($z = h_c$), donc :

$$k_m (T_m - T_{st}(z)) - q_m (h_c - z) = 0 \quad (\text{C.19})$$

Avec T_m la température au Moho.

$$T_{st}(z) = T_m - \frac{q_m}{k_m} (h_c - z) \quad (\text{C.20})$$

C.3 Flux de chaleur au Moho

L'inconnue restante est la valeur de q_m , le flux de chaleur au Moho. On peut déterminer la température au Moho de deux manières différentes, à partir des équations C.13 et C.20, ce qui permet de sortir l'expression de q_m :

D'après l'équation C.13,

$$T_m = T_0 + T_r + \frac{q_m}{k_c} h_c \quad (\text{C.21})$$

D'après l'équation C.20,

$$T_m = T_{hl} + \frac{q_m}{k_m}(h_c - h_l) \quad (\text{C.22})$$

Avec T_{hl} la température à la base de la lithosphère et h_l la profondeur de la base de la lithosphère. Donc,

$$T_0 + T_r + \frac{q_m}{k_c}h_c = T_{hl} + \frac{q_m}{k_m}(h_c - h_l) \quad (\text{C.23})$$

$$q_m \frac{h_c}{k_c} - q_m \frac{h_c - h_l}{k_m} = T_{hl} - T_0 - T_r \quad (\text{C.24})$$

$$q_m = \frac{T_{hl} - T_0 - T_r}{\frac{h_c}{k_c} - \frac{h_c - h_l}{k_m}} \quad (\text{C.25})$$

C.4 Contribution liée à l'âge thermique du craton

Le géotherme dépend également de l'âge thermique de la lithosphère :

On suppose une lithosphère initiale à une température T_{hl} à laquelle on impose une température T_0 (nulle ici) en surface. La contribution liée à l'âge thermique sera calculée par diffusion de la chaleur dans un demi-espace dont les limites sont deux plans parallèles. La conduction horizontale est ignorée.

L'équation différentielle résolue est :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k_m}{\rho_m C_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + B \quad (\text{C.26})$$

Pour $z \in [0; h_l]$. Avec ρ_m la densité du manteau, C_p la capacité de chaleur spécifique du manteau, t l'âge thermique du craton (en secondes), et B de production de chaleur.

Selon les calculs de Carslaw & Jaeger (1959) et Parsons & Sclater (1977), adaptés pour la lithosphère continentale :

$$T_{age} = \frac{2}{\pi}(T_{hl} - T_0) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \exp\left(\frac{-k_m \pi^2 t}{\rho_m C_p h_l^2} n^2\right) \sin\left(\frac{n\pi z}{h_l}\right) \quad (\text{C.27})$$

C.5 Température en fonction de la profondeur dans la lithosphère continentale

On a ainsi déterminé l'évolution de la température en fonction de la profondeur et de l'âge du craton dans la lithosphère :

Si $z \leq h_c$:

$$T(z) = T_r + \frac{q_m}{k_c}z + T_0 + T_{age} \quad (\text{C.28})$$

Si $h_c < z \leq h_l$:

$$T(z) = T_m - \frac{q_m}{k_m}(h_c - z) + T_{age} \quad (\text{C.29})$$

Enregistrements sismiques

Cette annexe présente les enregistrements sismiques utilisés pour la modélisation des profils présentés dans cette thèse.

Le traitement des OBS consiste en seulement un gain de l'amplitude en fonction de la distance.

A noter que :

- Les données de l'OBS IRD 06 le long de la ligne ENCR02 sont très bruitées. Un filtre a parfois été appliqué pour visualiser les données mais pas lors du pointé des arrivées.
- Les données de l'OBS IRD 16 le long de la ligne ENCR05 semblent “en retard” par rapport aux autres OBS. Nous avons extrait les données de cet OBS sur chacune de ses composantes et nous observons que les “premières arrivées” arrivent toujours avec ce même retard. En regardant de plus près la composante “verticale”, on observe un “fantôme” environ 600 ms plus tôt. On en a déduit que l'OBS était penché sur le fond marin, et que ce fantôme correspondait aux arrivées des ondes P. Ainsi, les “premières arrivées” correspondraient à des ondes qui ont été converties et ont voyagé en S dans une couche particulière du modèle (à définir lors de la modélisation des ondes S).

Le traitement des stations à terre consiste en un filtre passe-bande. Une déconvolution a été appliquée pour une meilleure visualisation seulement.

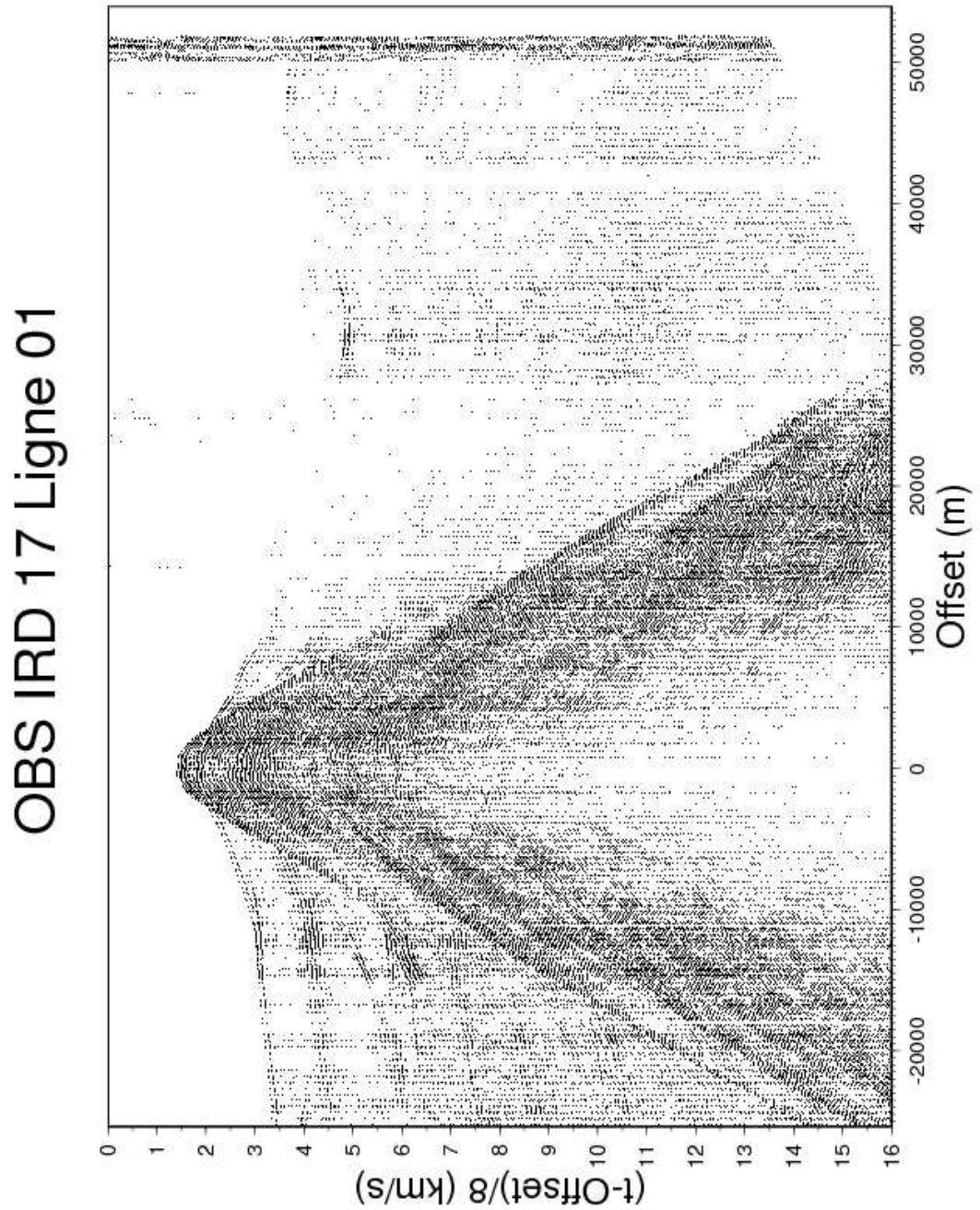


FIG. D.1: Enregistrement de l'OBS IRD 17 le long de la ligne de tir ENCR01

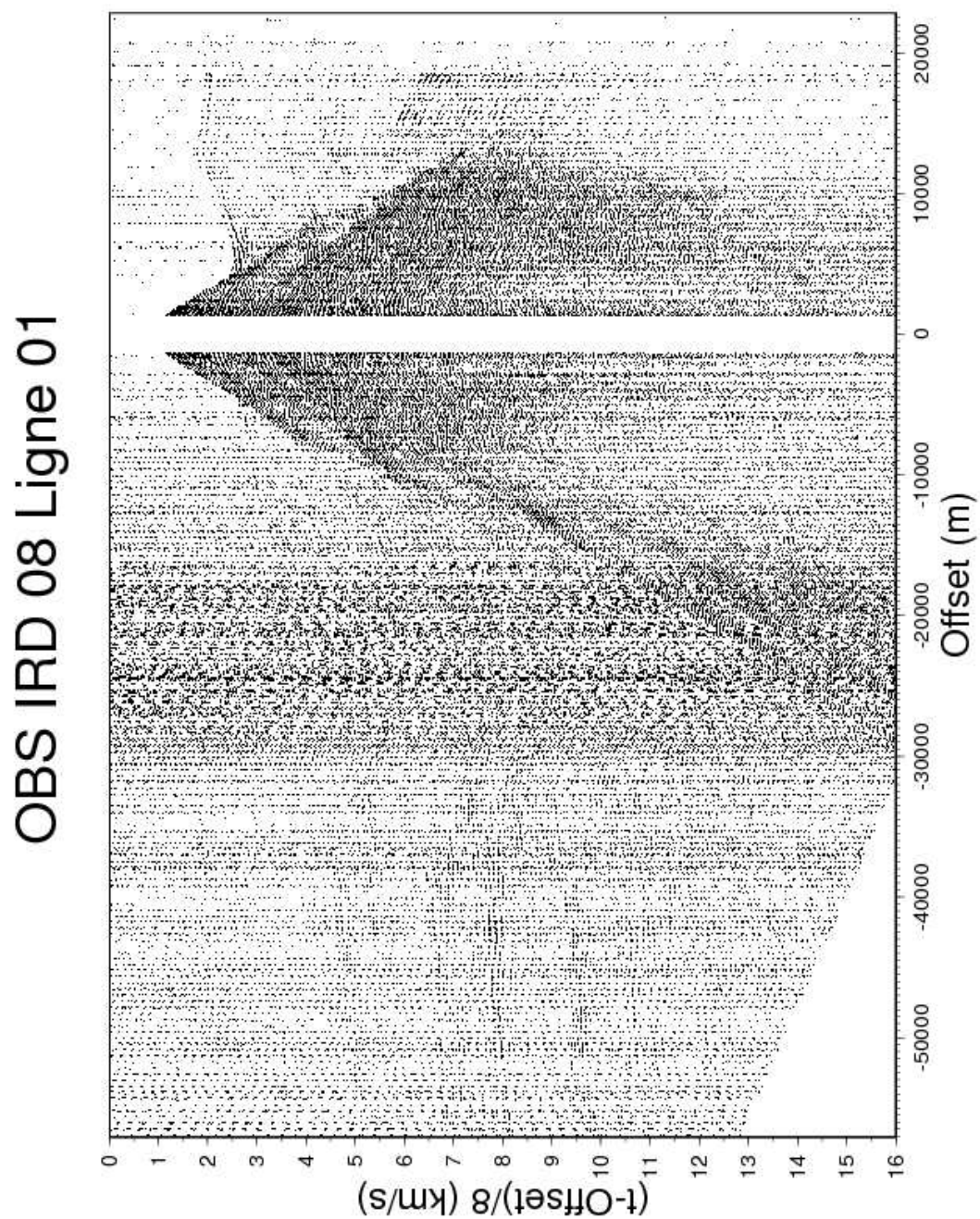


FIG. D.2: Enregistrement de l'OBS IRD 08 le long de la ligne de tir ENCR01

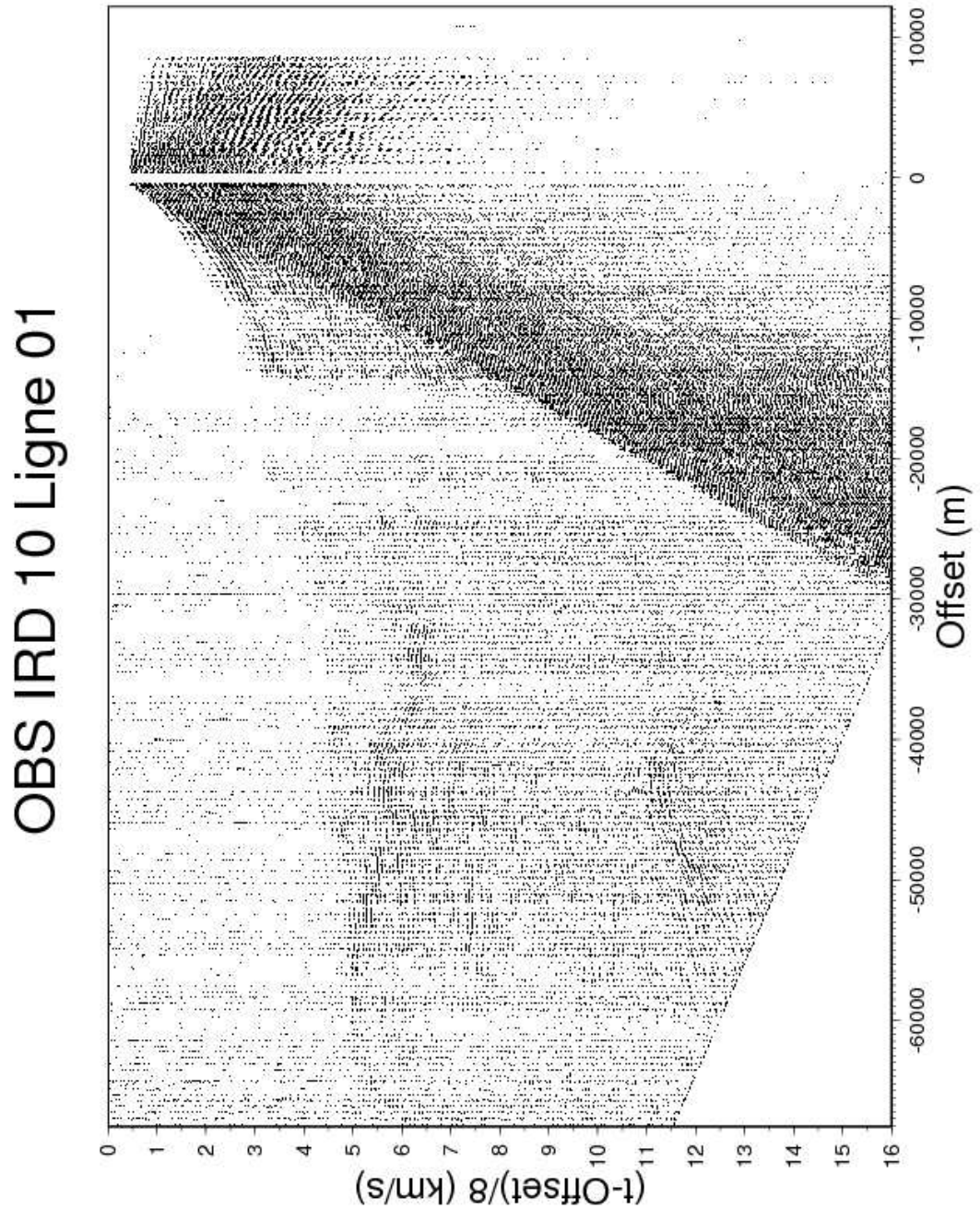


FIG. D.3: Enregistrement de l'OBS IRD 10 le long de la ligne de tir ENCR01

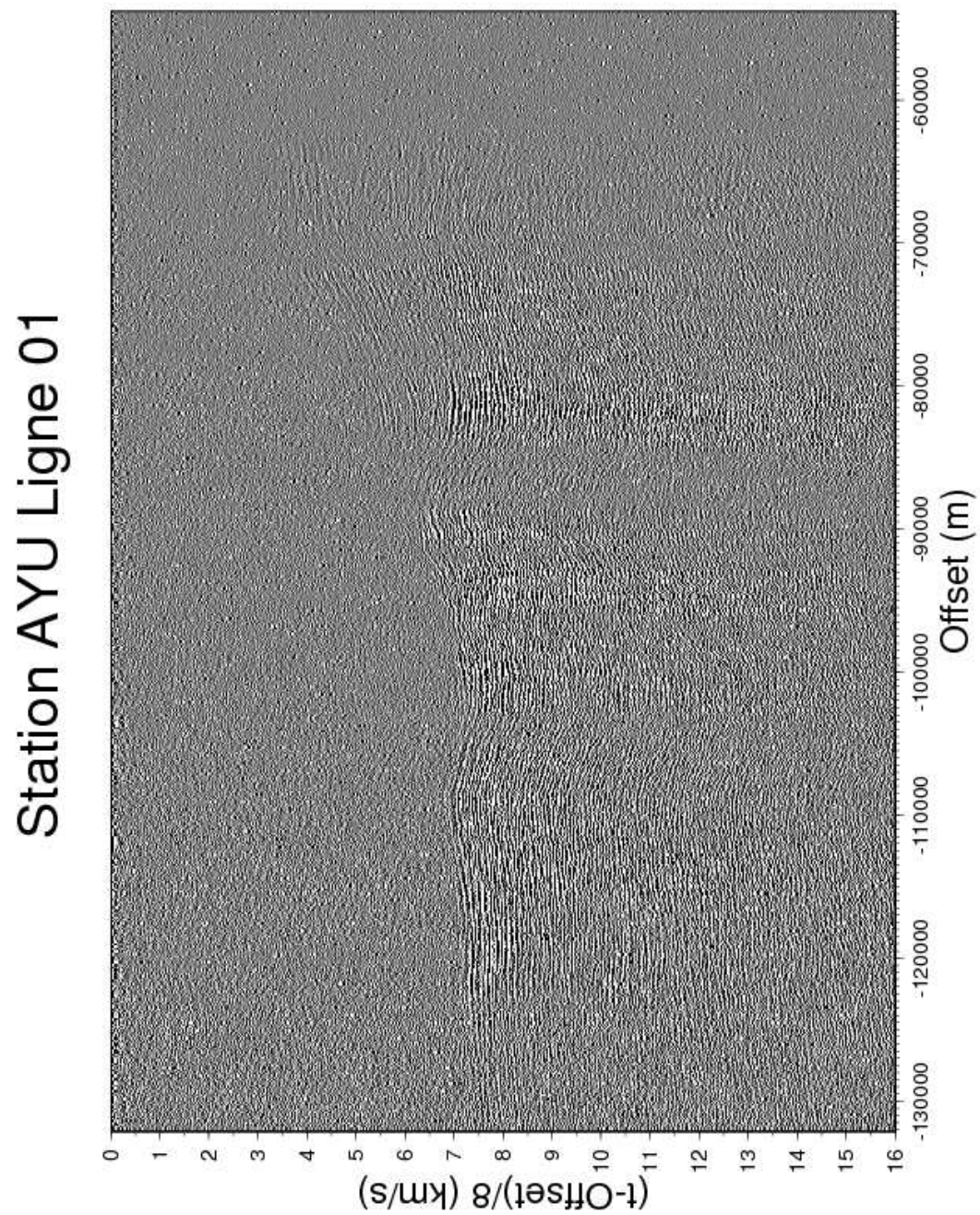


FIG. D.4: Enregistrement de la station à terre AYU le long de la ligne de tir ENCR01

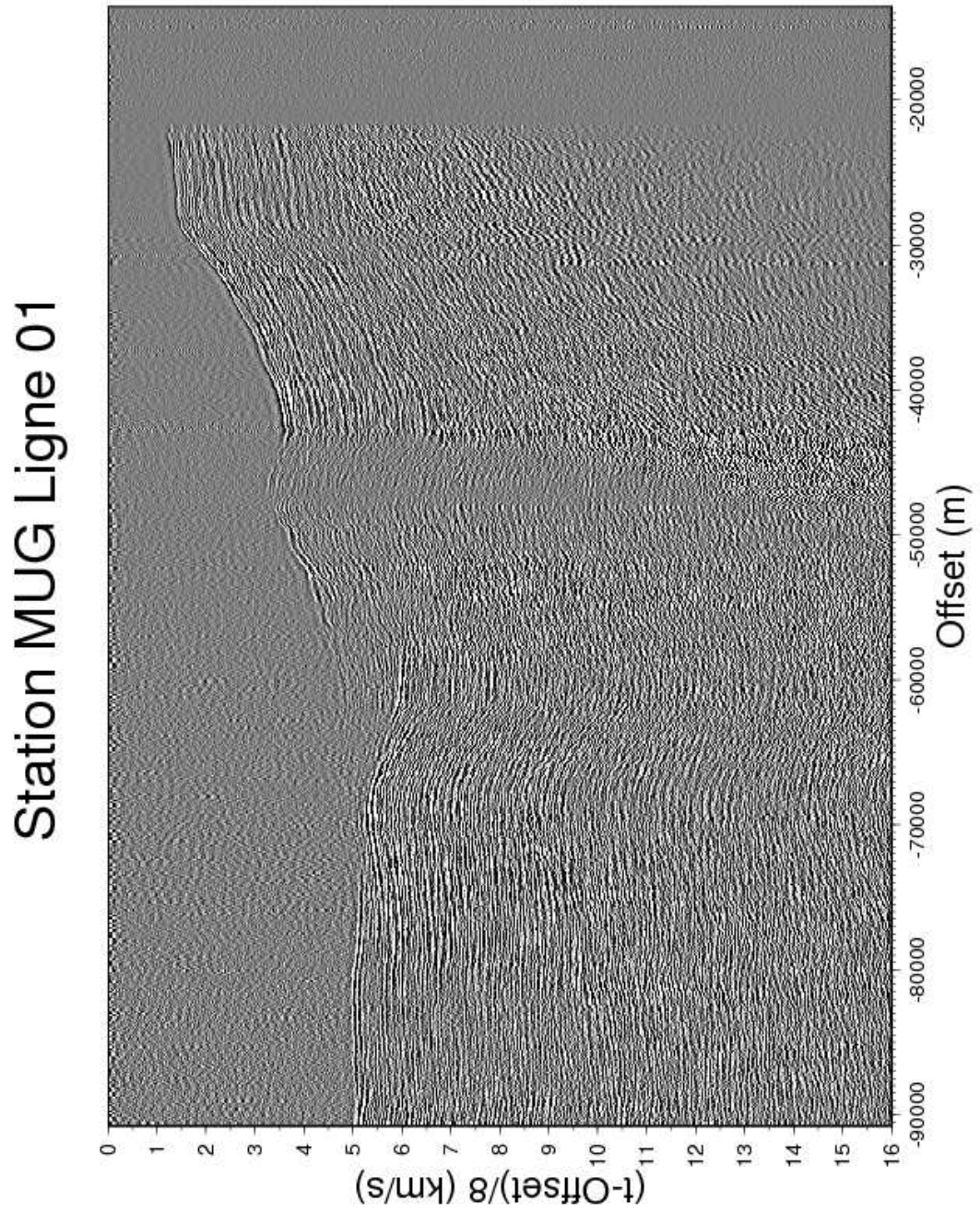


FIG. D.5: *Enregistrement de la station à terre MUG le long de la ligne de tir ENCR01*

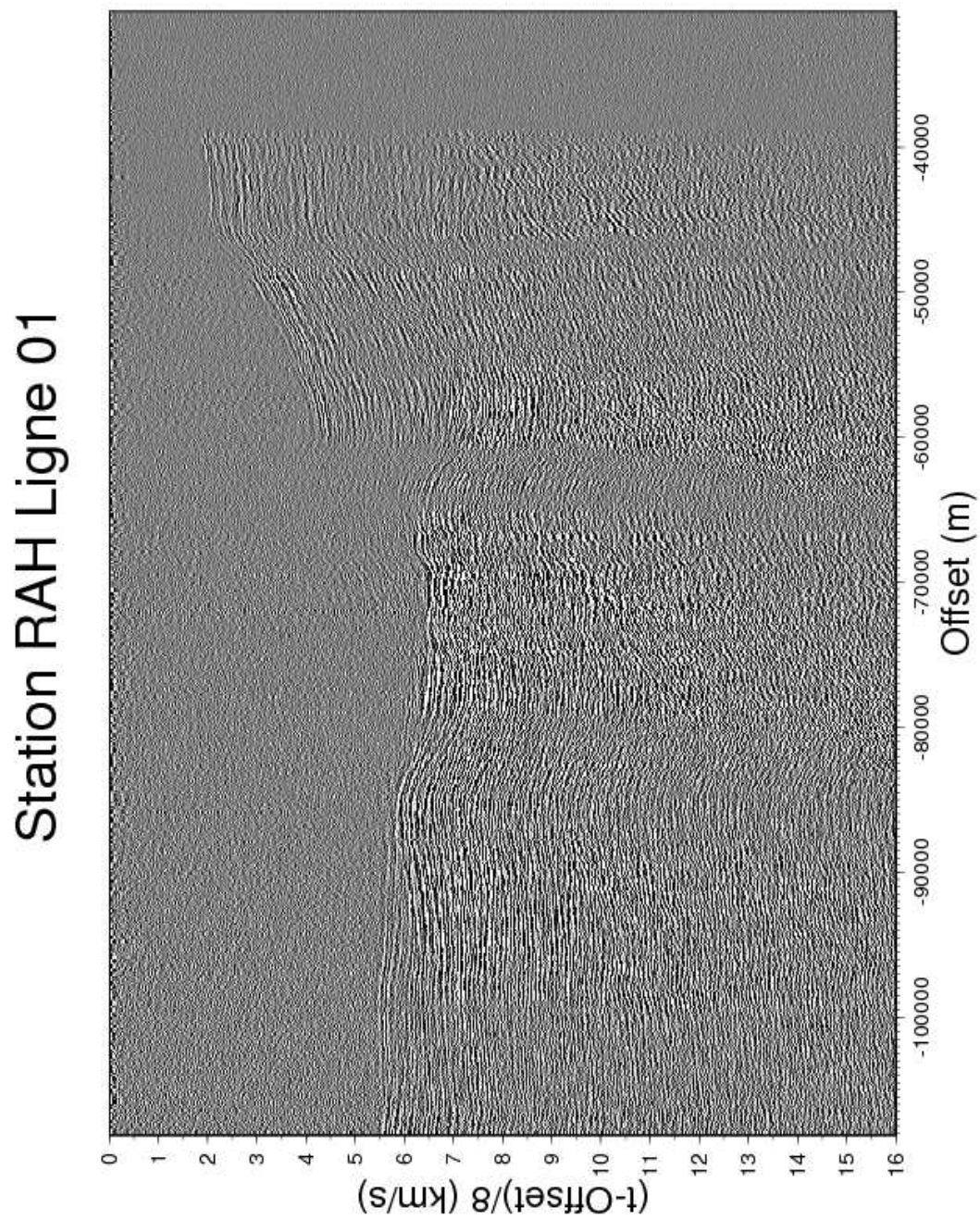


FIG. D.6: Enregistrement de la station à terre RAH le long de la ligne de tir ENCR01

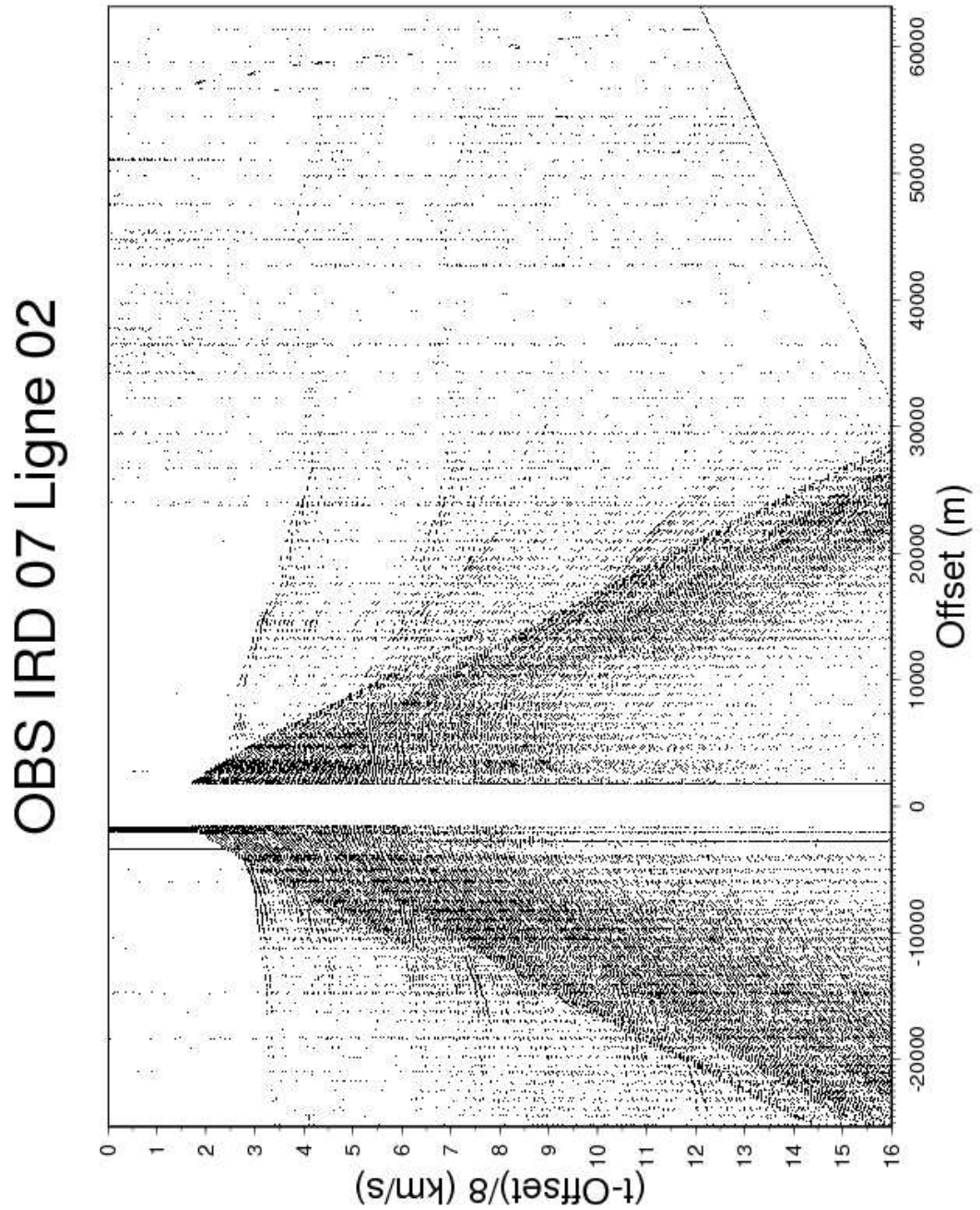


FIG. D.7: Enregistrement de l'OBS IRD 07 le long de la ligne de tir ENCR02

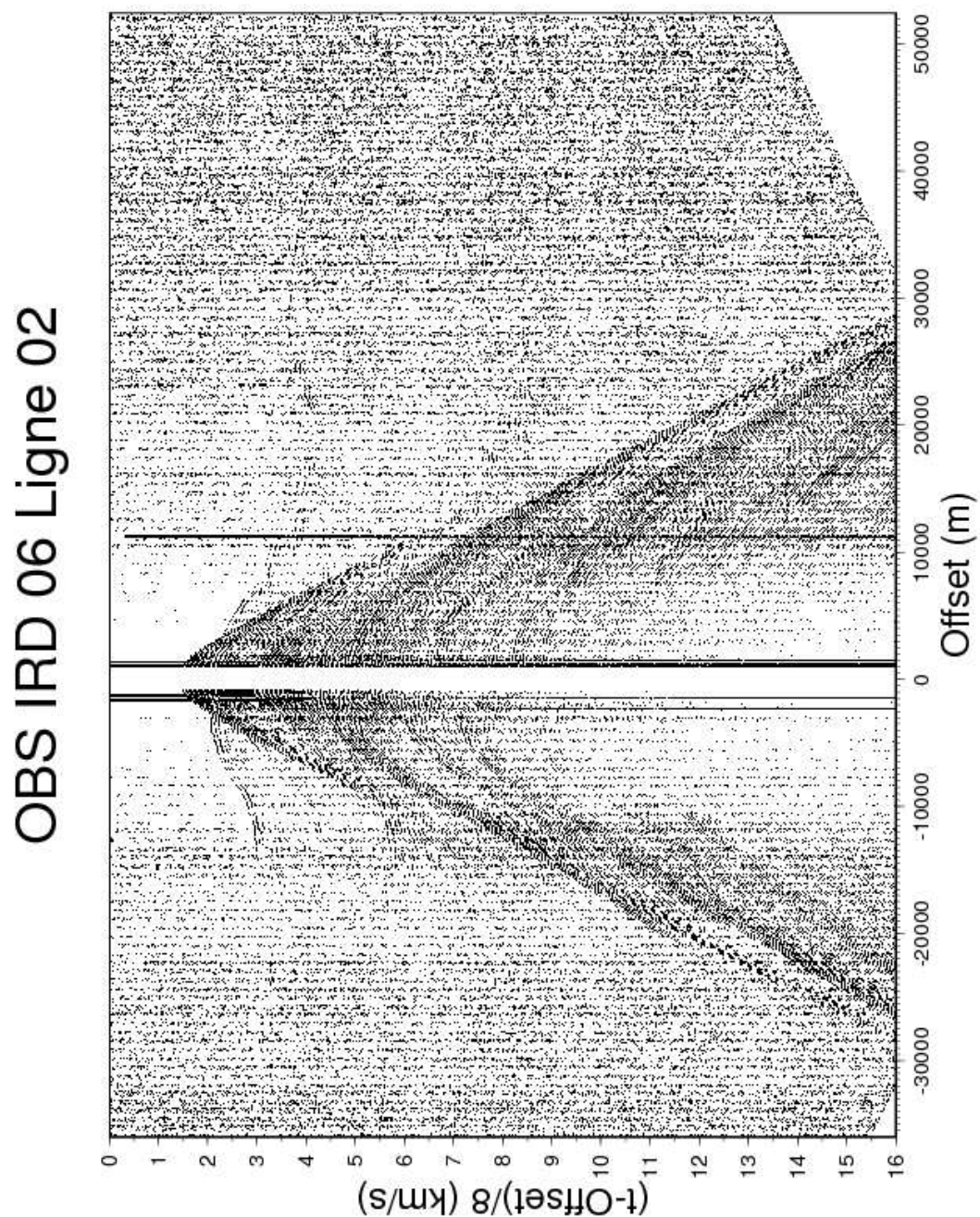


FIG. D.8: Enregistrement de l'OBS IRD 06 le long de la ligne de tir ENCR02

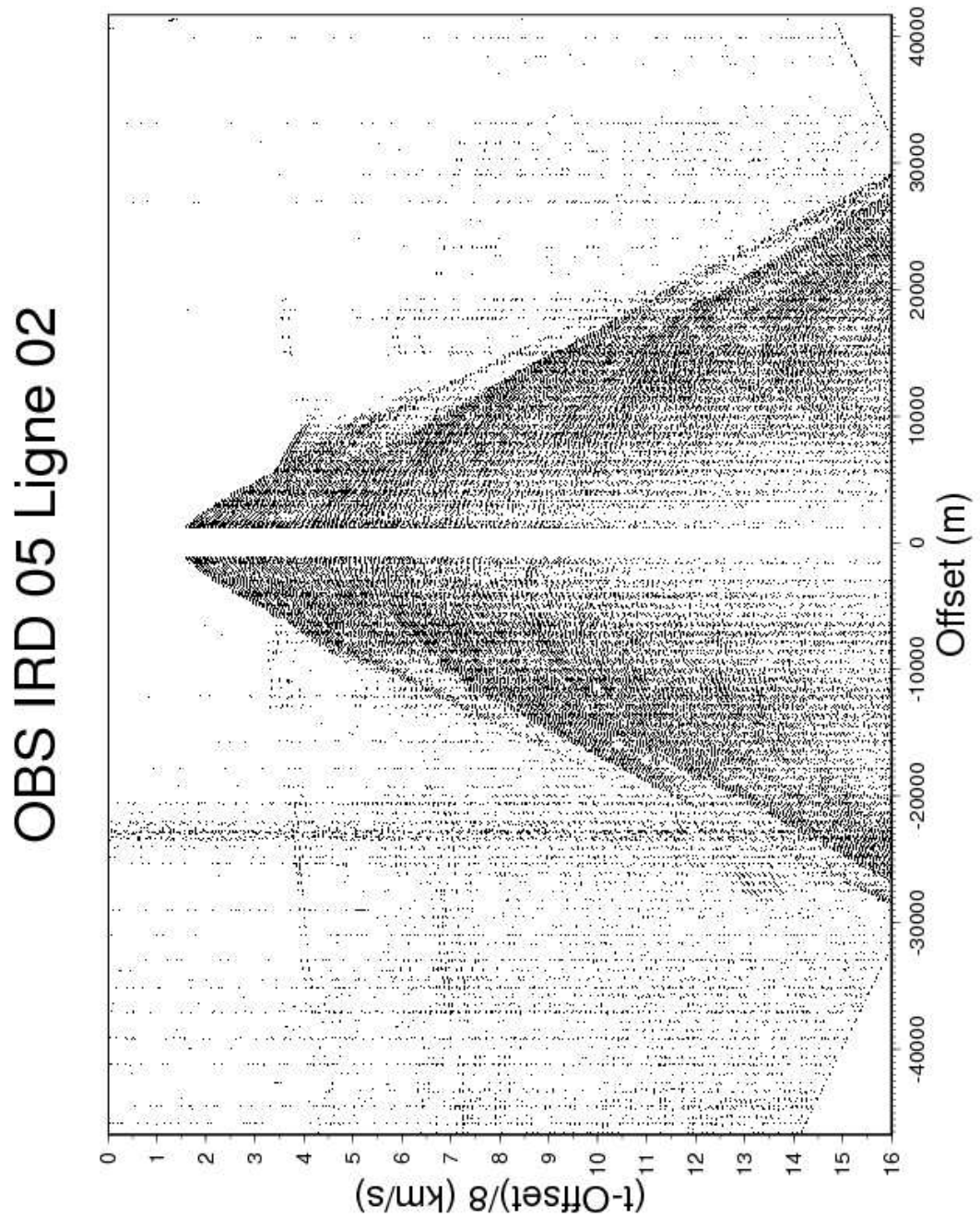


FIG. D.9: Enregistrement de l'OBS IRD 05 le long de la ligne de tir ENCR02

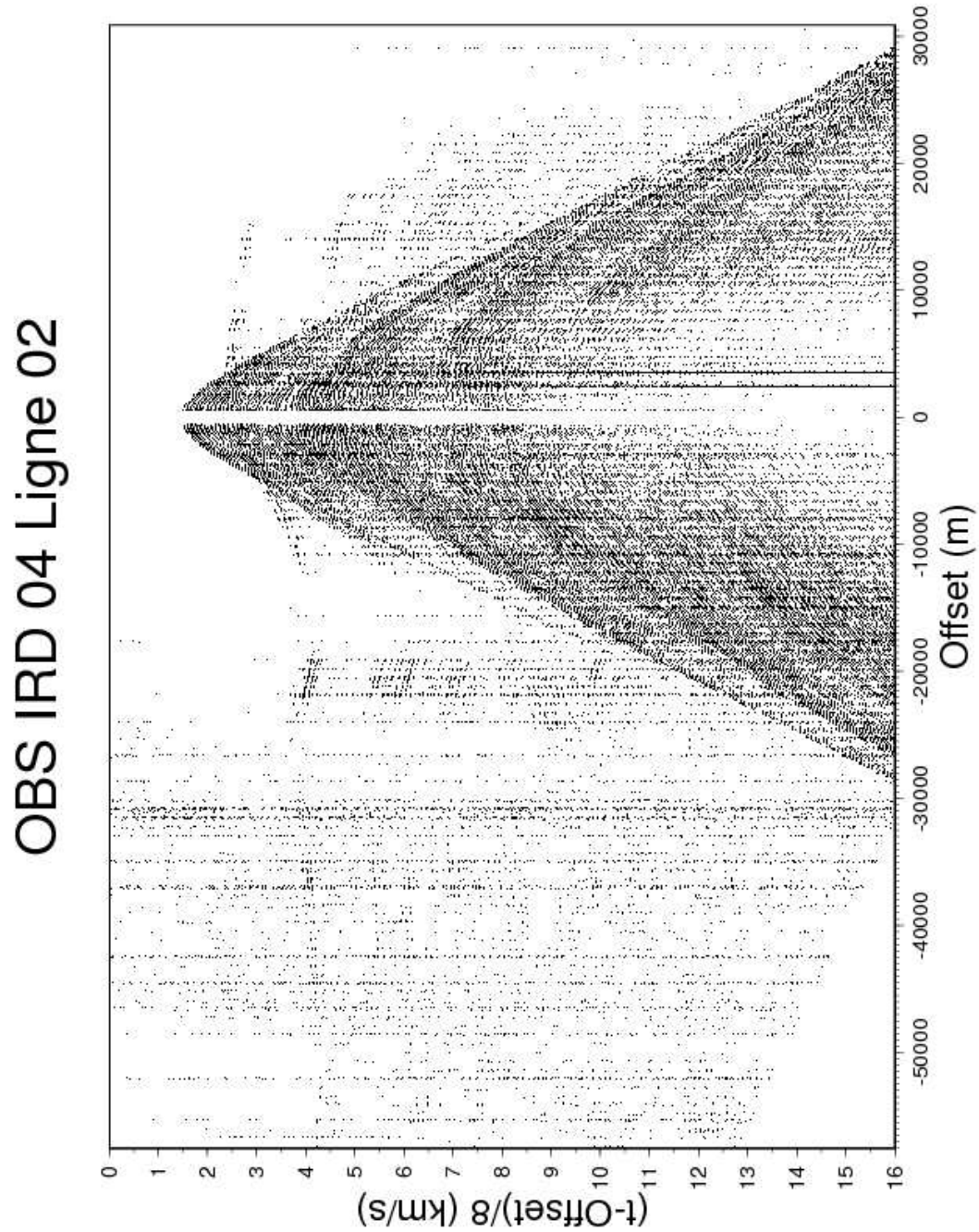


FIG. D.10: Enregistrement de l'OBS IRD 04 le long de la ligne de tir ENCR02

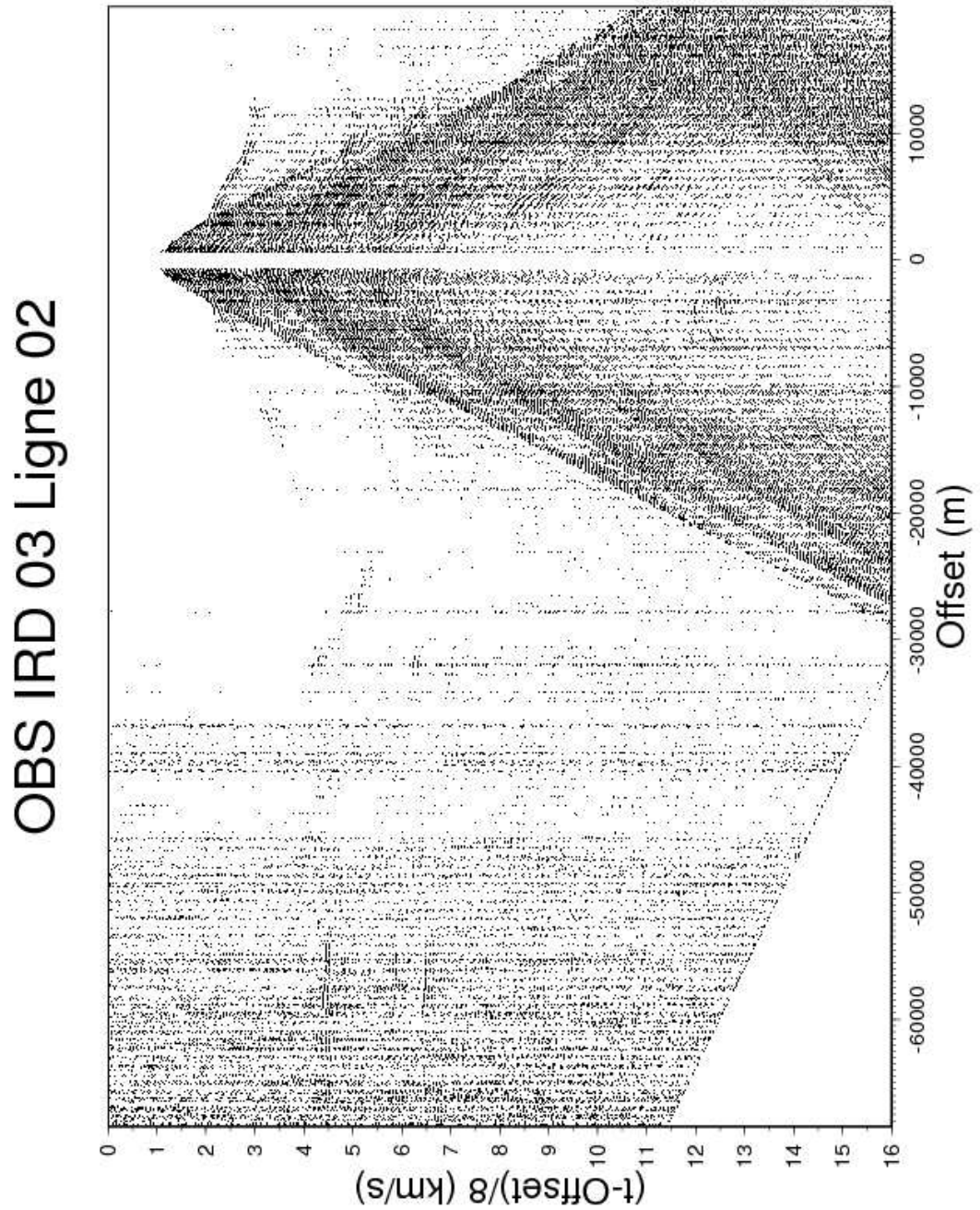


FIG. D.11: Enregistrement de l'OBS IRD 03 le long de la ligne de tir ENCR02

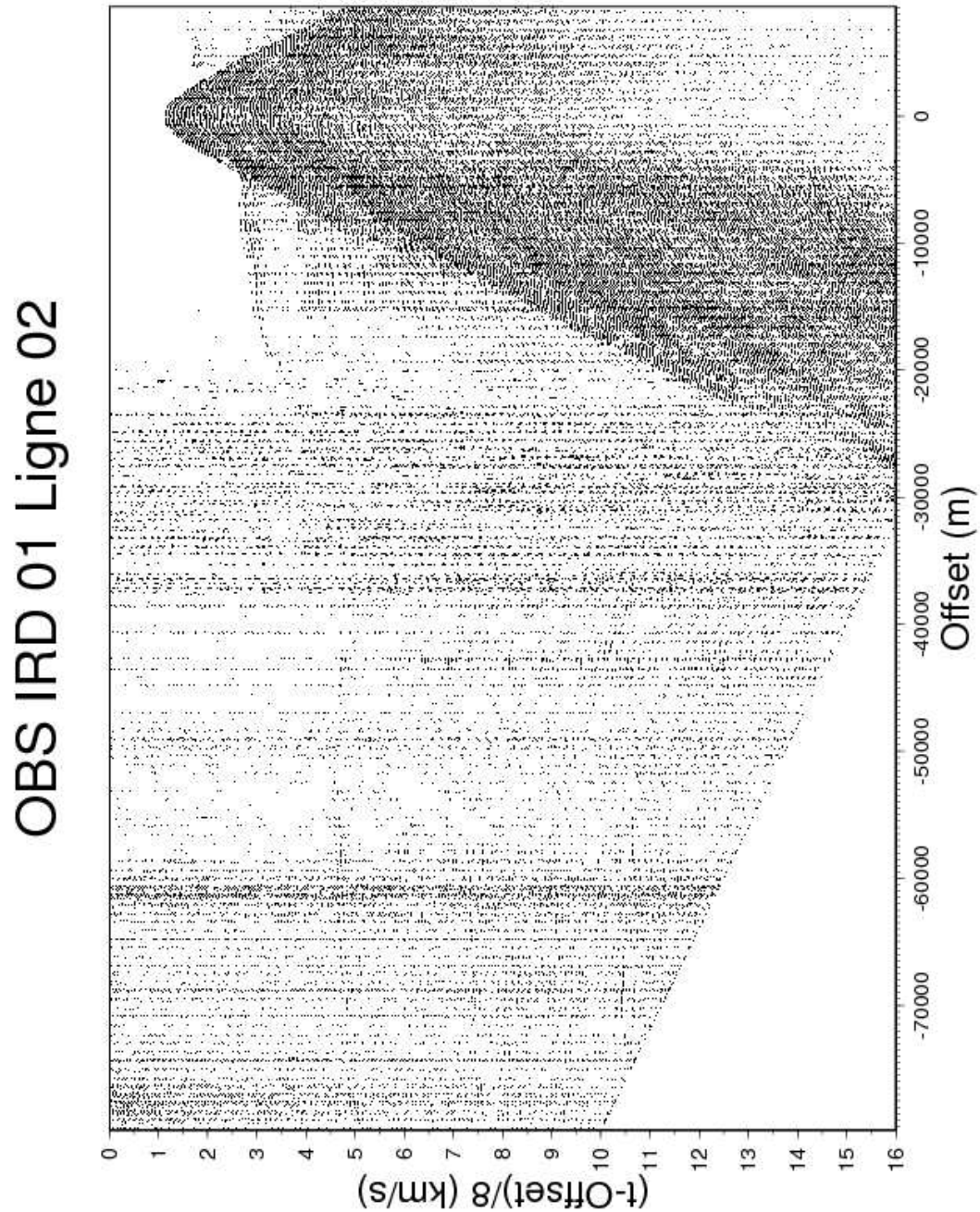


FIG. D.12: Enregistrement de l'OBS IRD 01 le long de la ligne de tir ENCR02

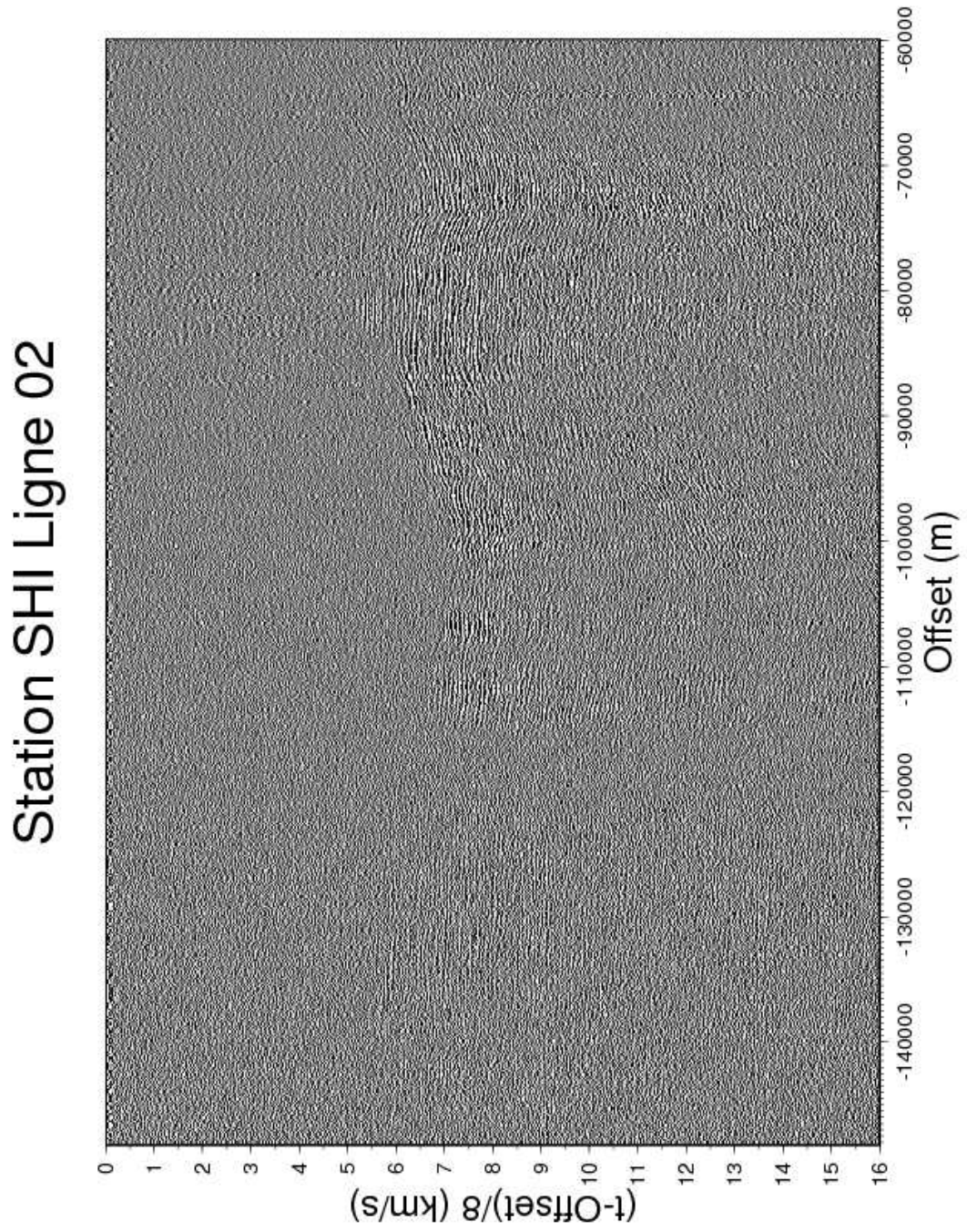


FIG. D.13: *Enregistrement de la station à terre SHI le long de la ligne de tir ENCR02*

Station ASH Ligne 02

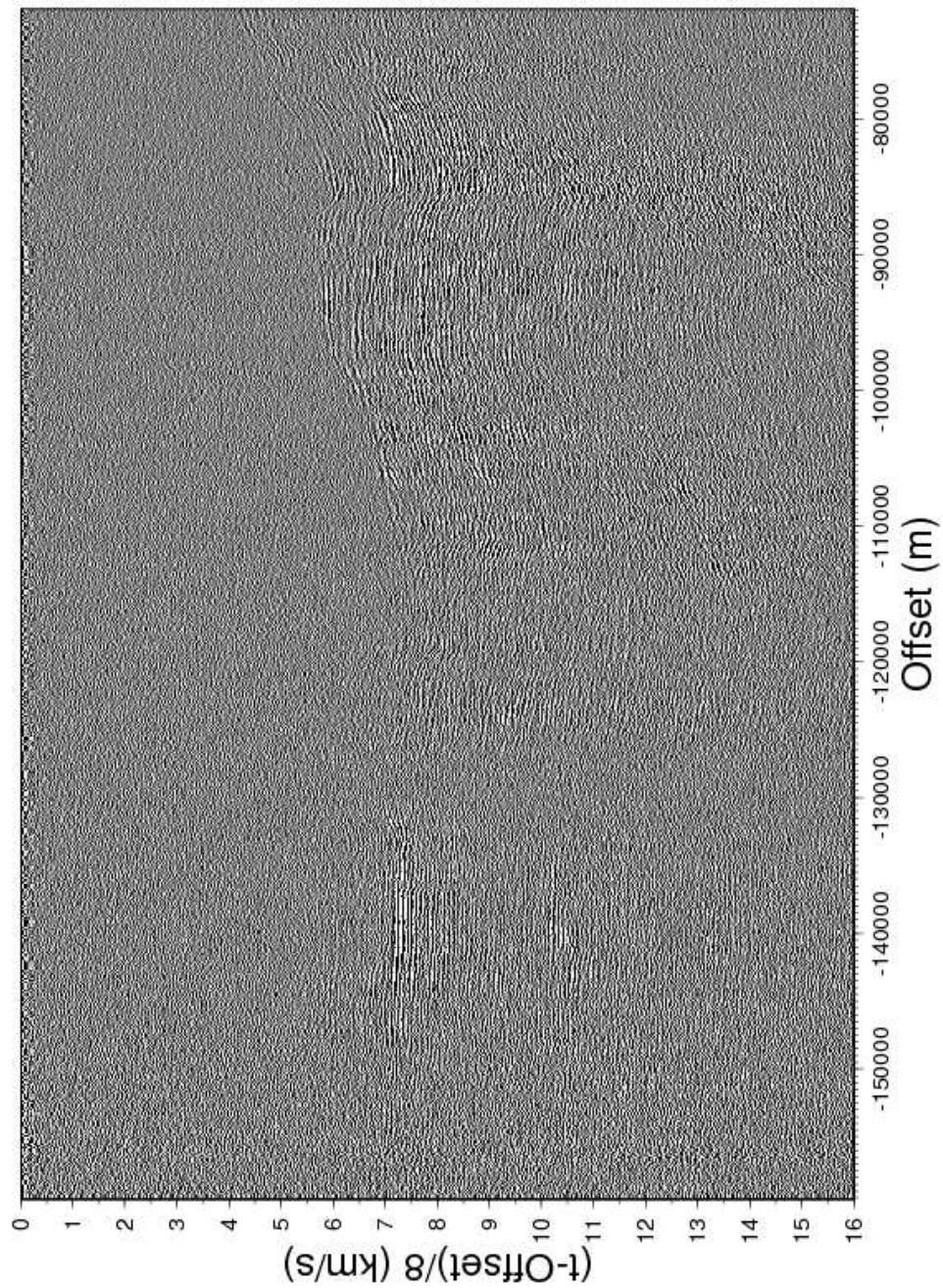


FIG. D.14: *Enregistrement de la station à terre ASH le long de la ligne de tir ENCR02*

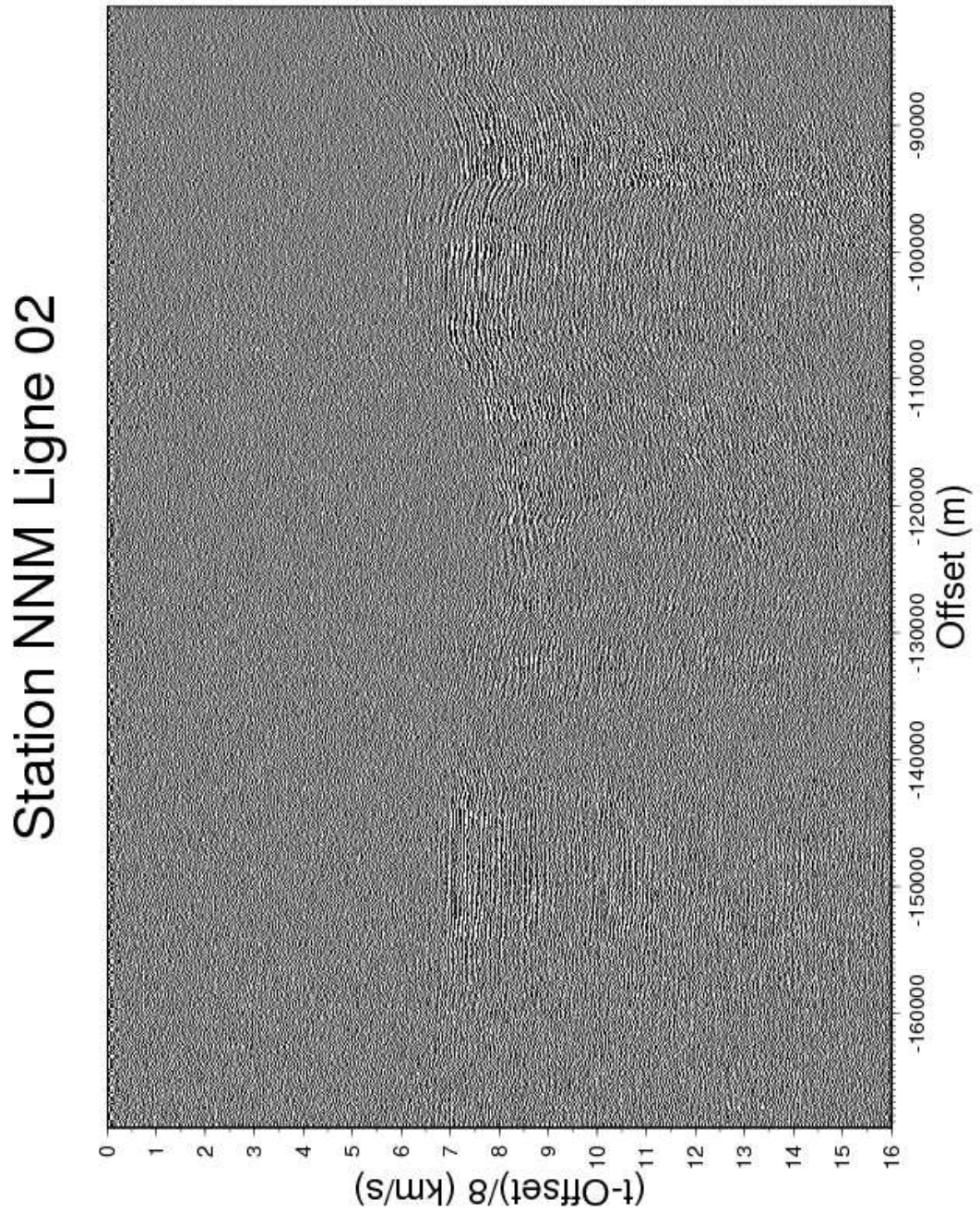


FIG. D.15: *Enregistrement de la station à terre NNM le long de la ligne de tir ENCR02*

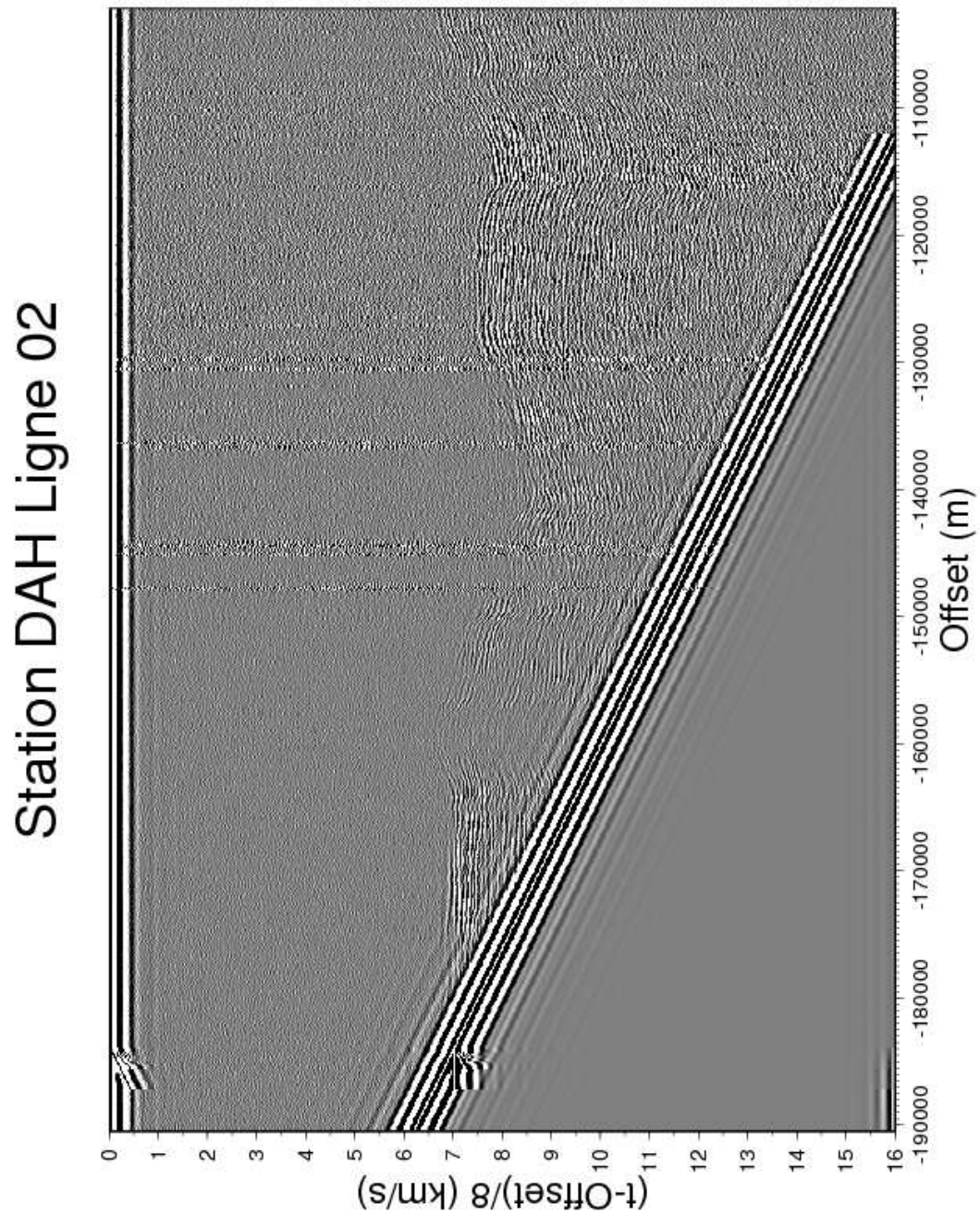


FIG. D.16: *Enregistrement de la station à terre DAH le long de la ligne de tir ENCR02*

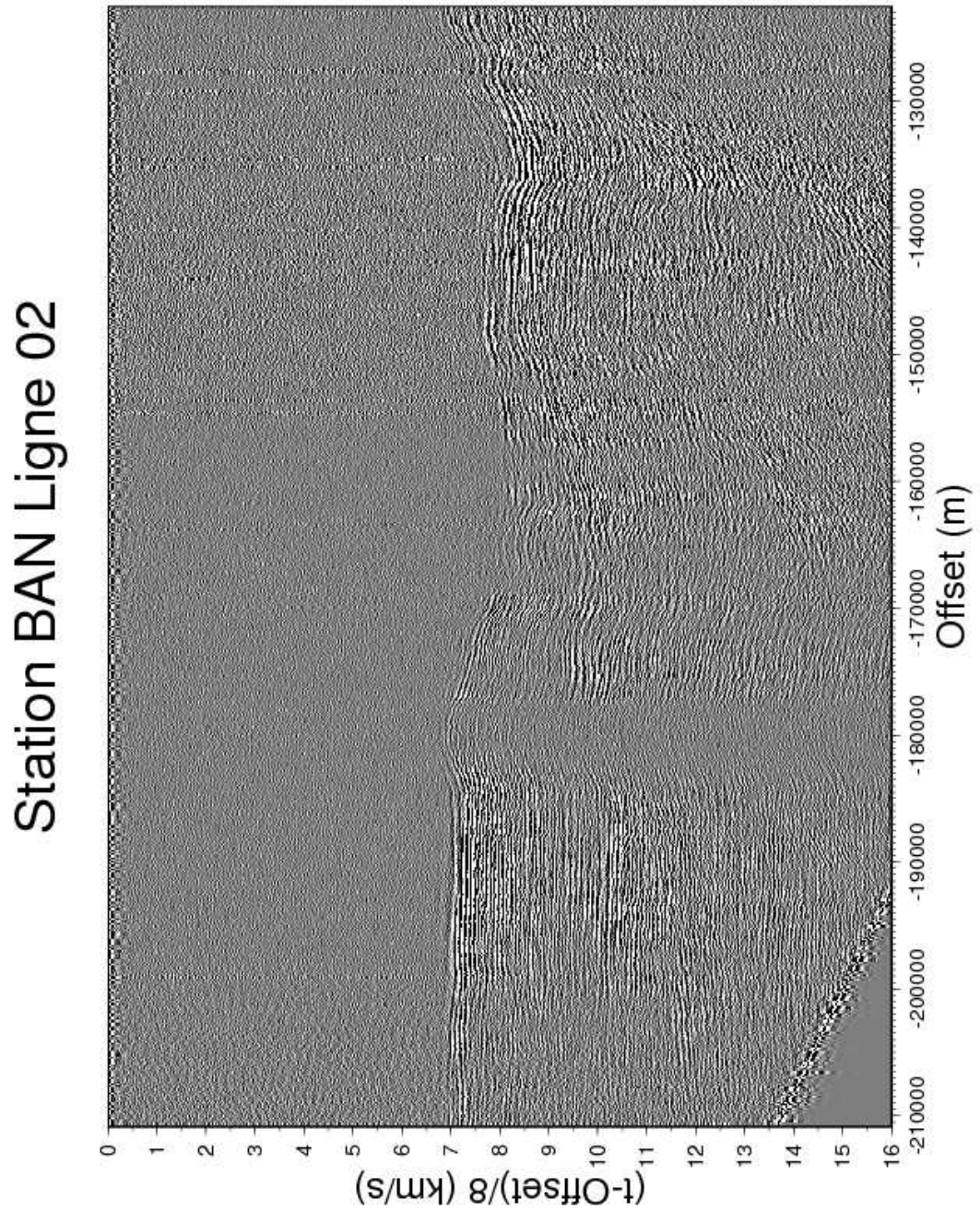


FIG. D.17: *Enregistrement de la station à terre BAN le long de la ligne de tir ENCR02*

OBS IRD 15 Ligne 04

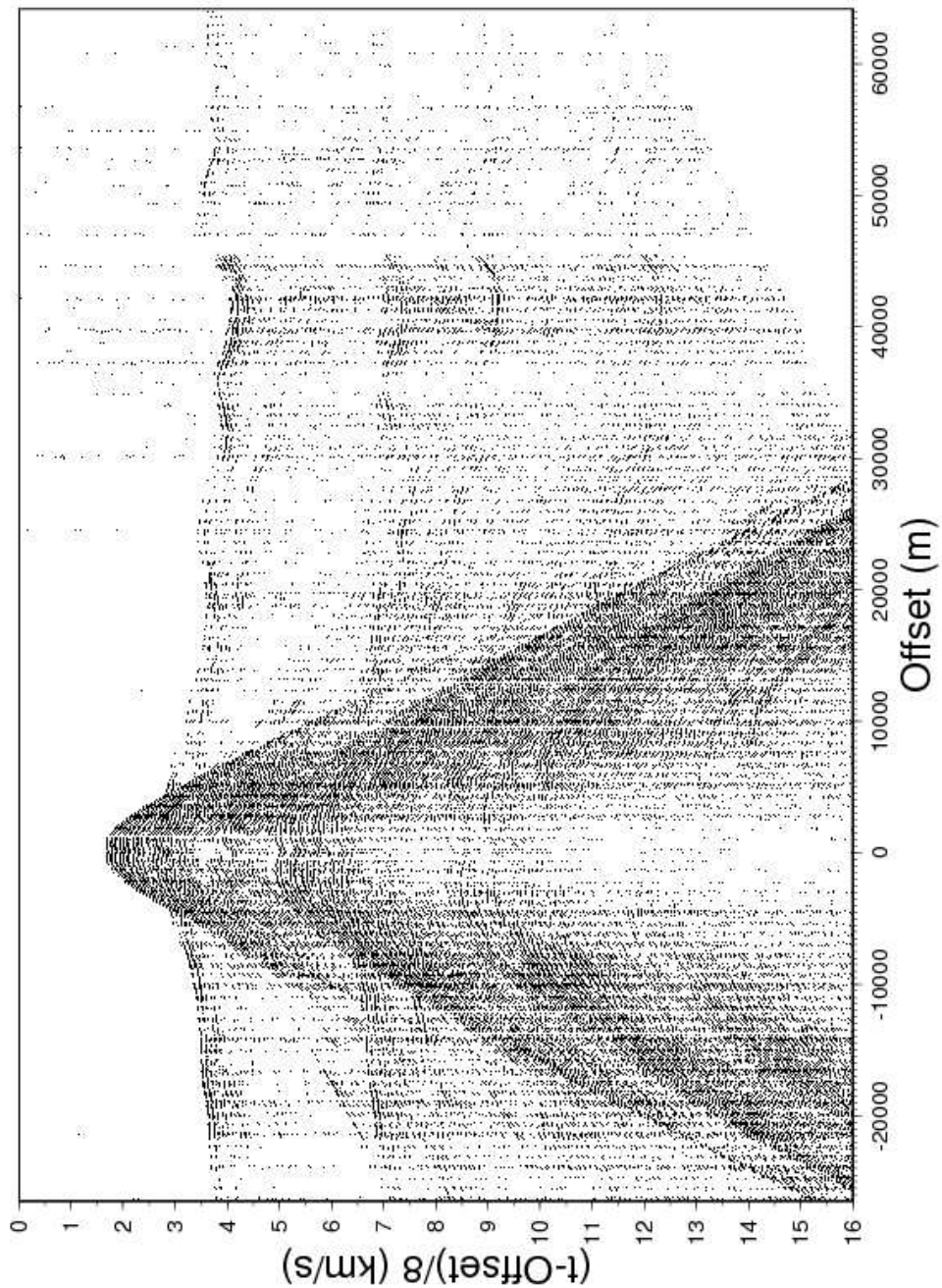


FIG. D.18: Enregistrement de l'OBS IRD 15 le long de la ligne de tir ENCR04

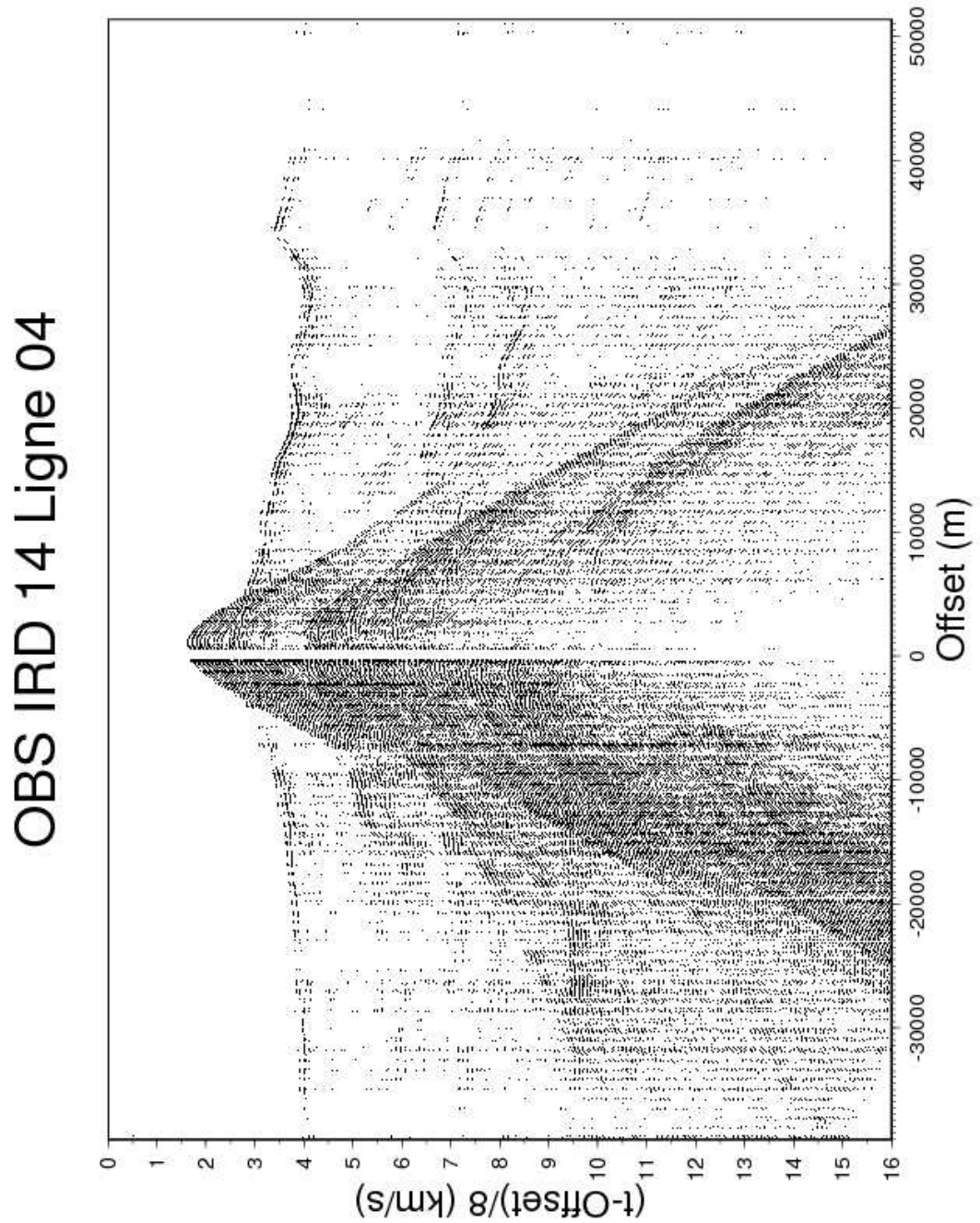


FIG. D.19: Enregistrement de l'OBS IRD 14 le long de la ligne de tir ENCR04

OBS IRD 11 Ligne 04

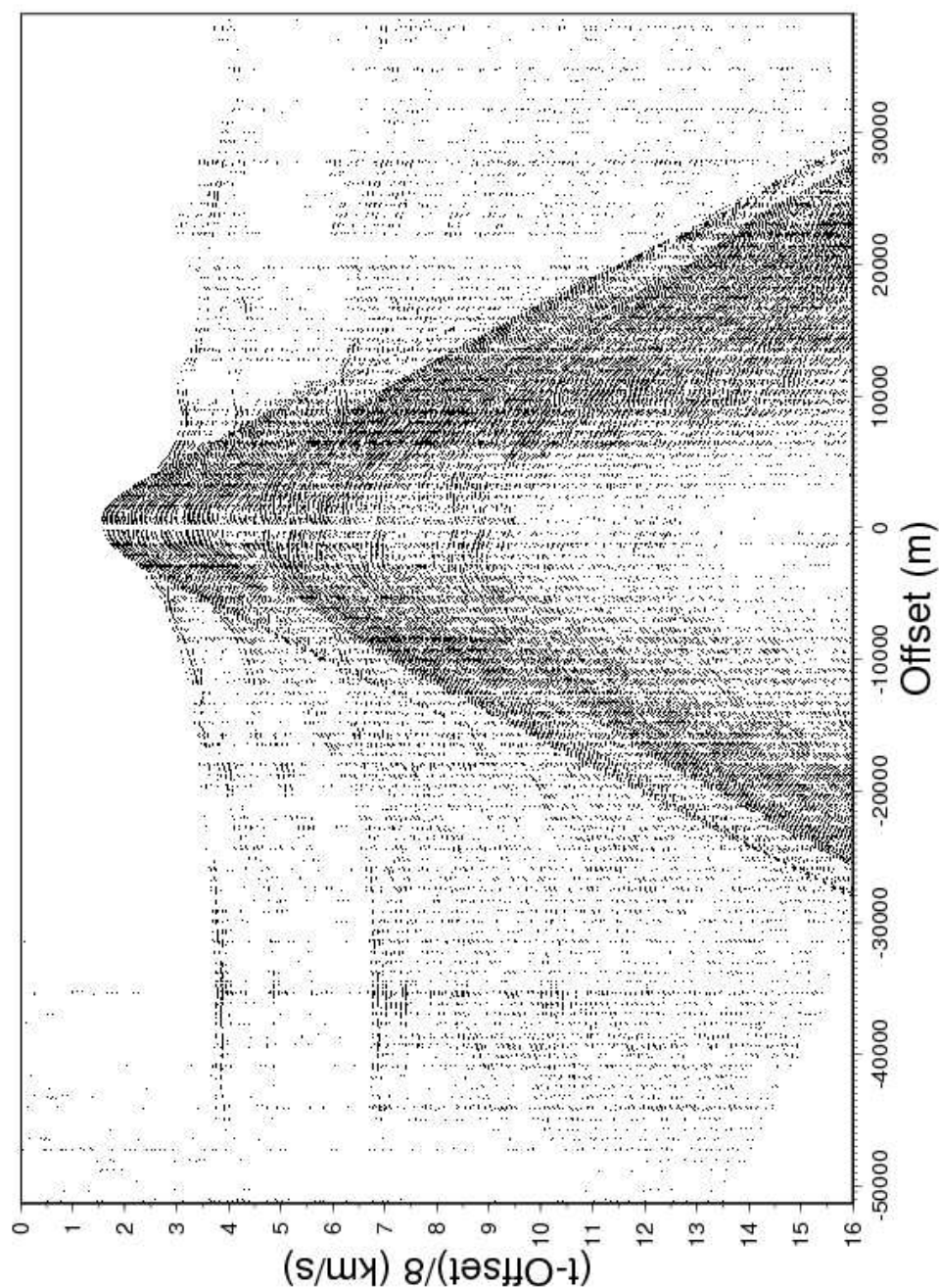


FIG. D.20: Enregistrement de l'OBS IRD 11 le long de la ligne de tir ENCR04

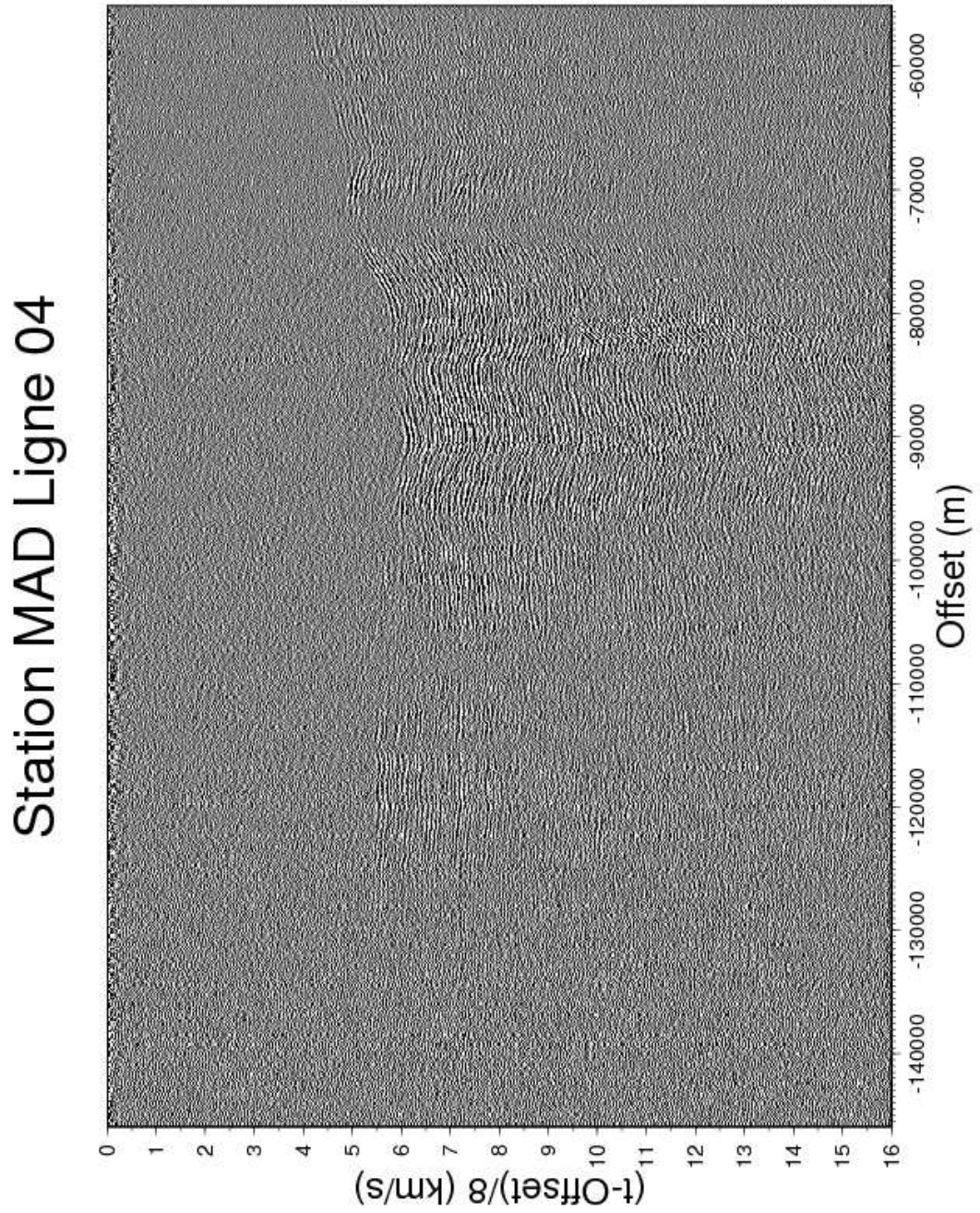


FIG. D.21: *Enregistrement de la station à terre MAD le long de la ligne de tir ENCR04*

OBS IRD 17 Ligne 05

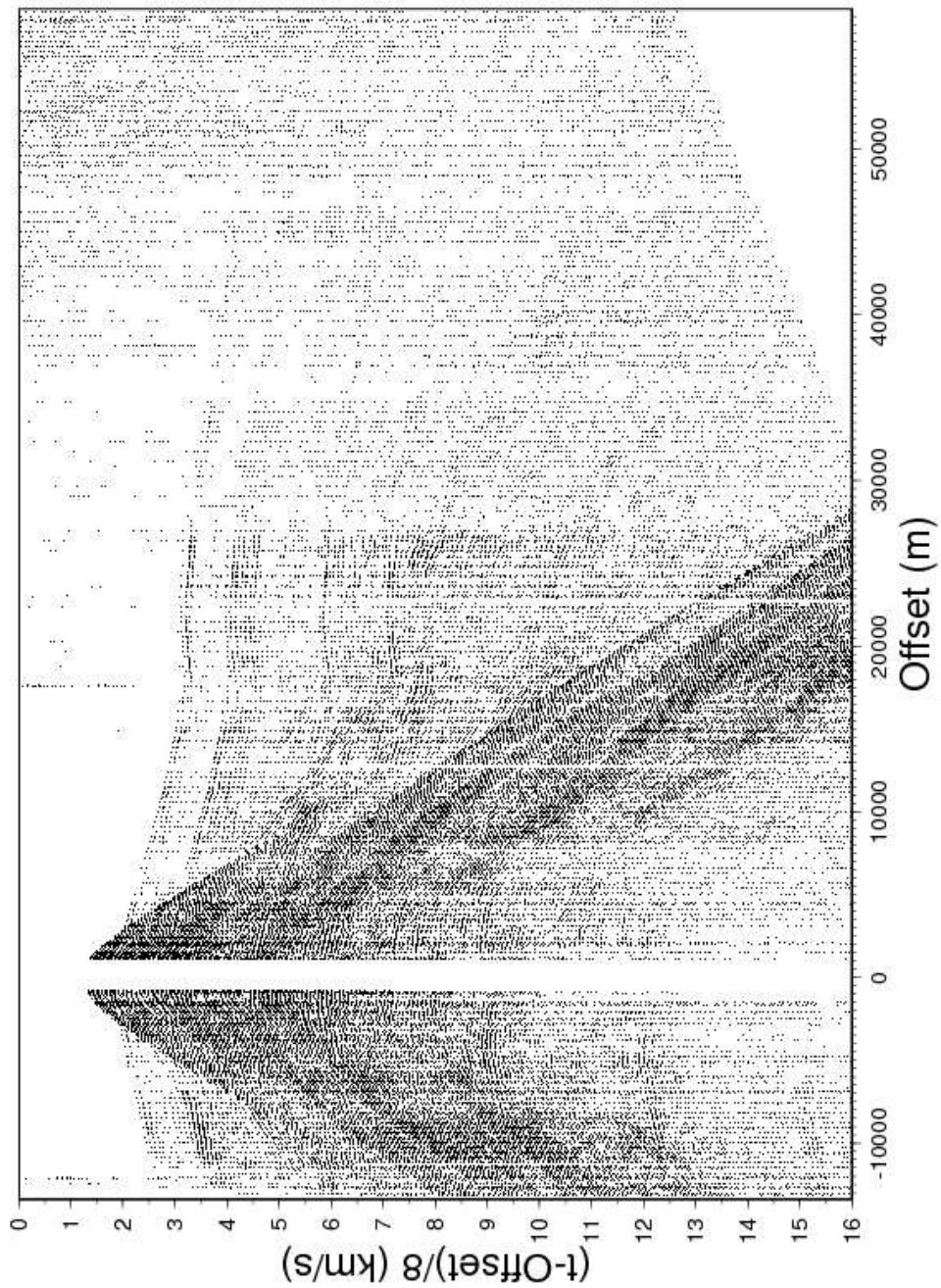


FIG. D.22: Enregistrement de l'OBS IRD 17 le long de la ligne de tir ENCR05

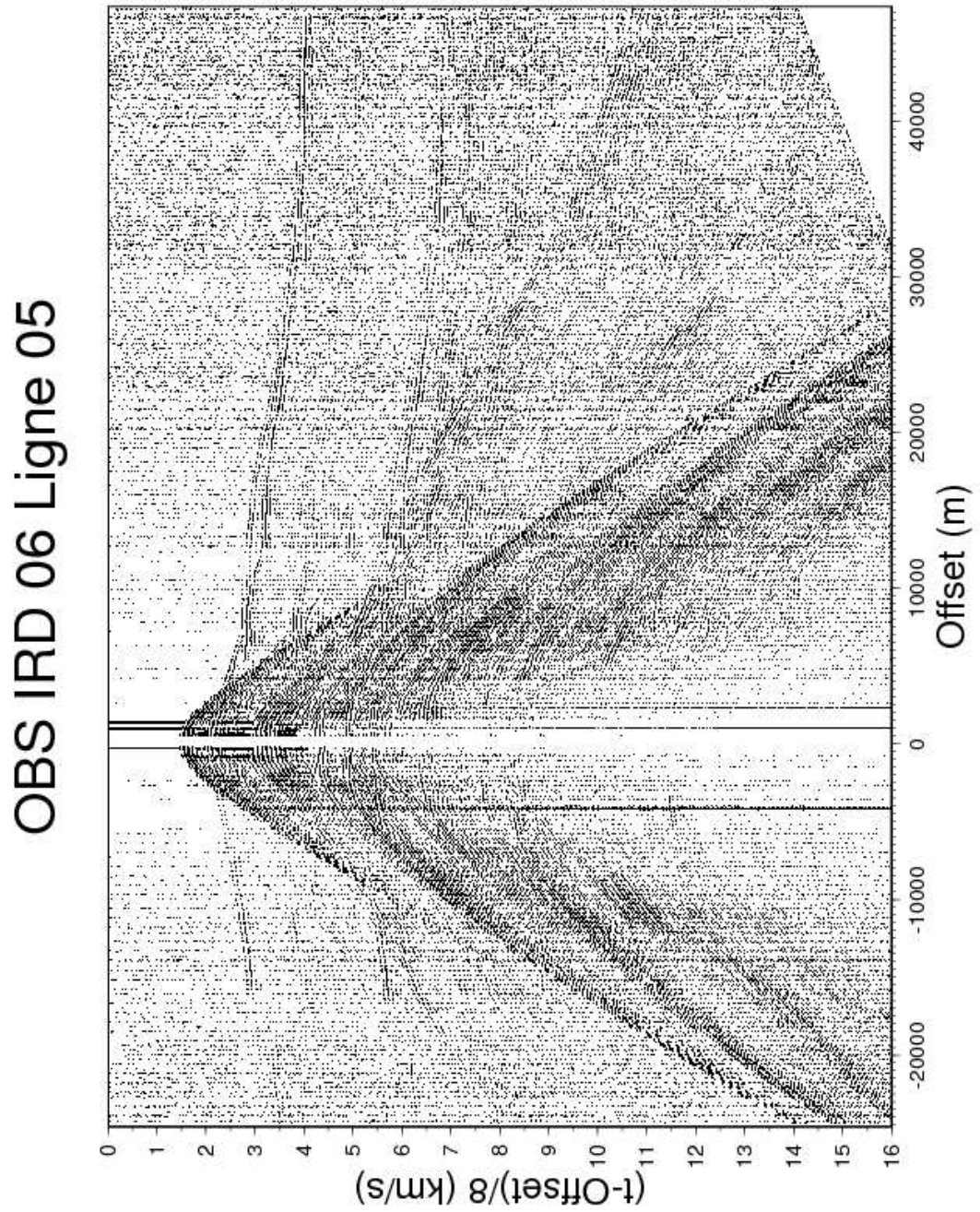


FIG. D.23: Enregistrement de l'OBS IRD 06 le long de la ligne de tir ENCR05

OBS IRD 16 Ligne 05

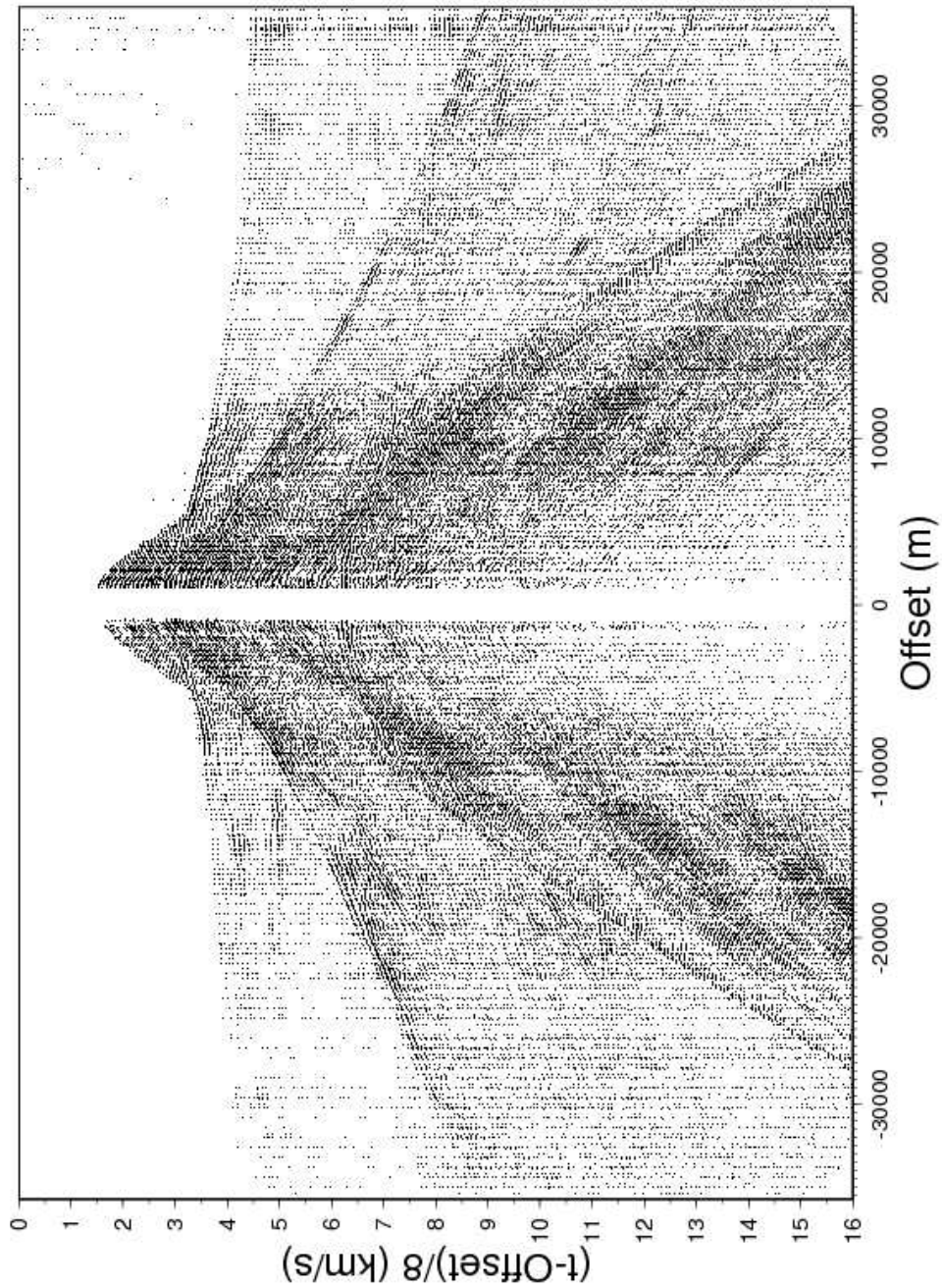


FIG. D.24: Enregistrement de l'OBS IRD 16 le long de la ligne de tir ENCR05

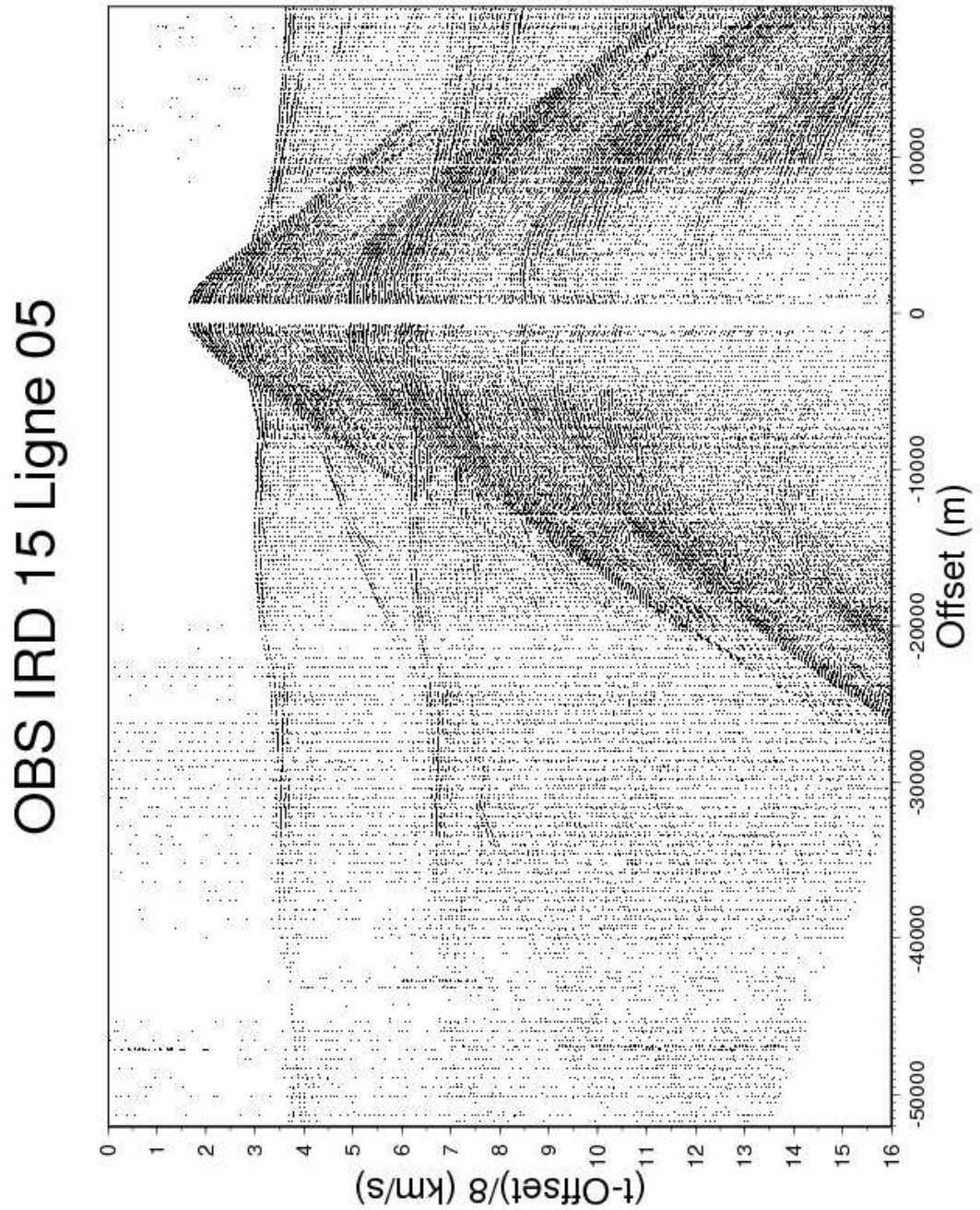


FIG. D.25: Enregistrement de l'OBS IRD 15 le long de la ligne de tir ENCR05

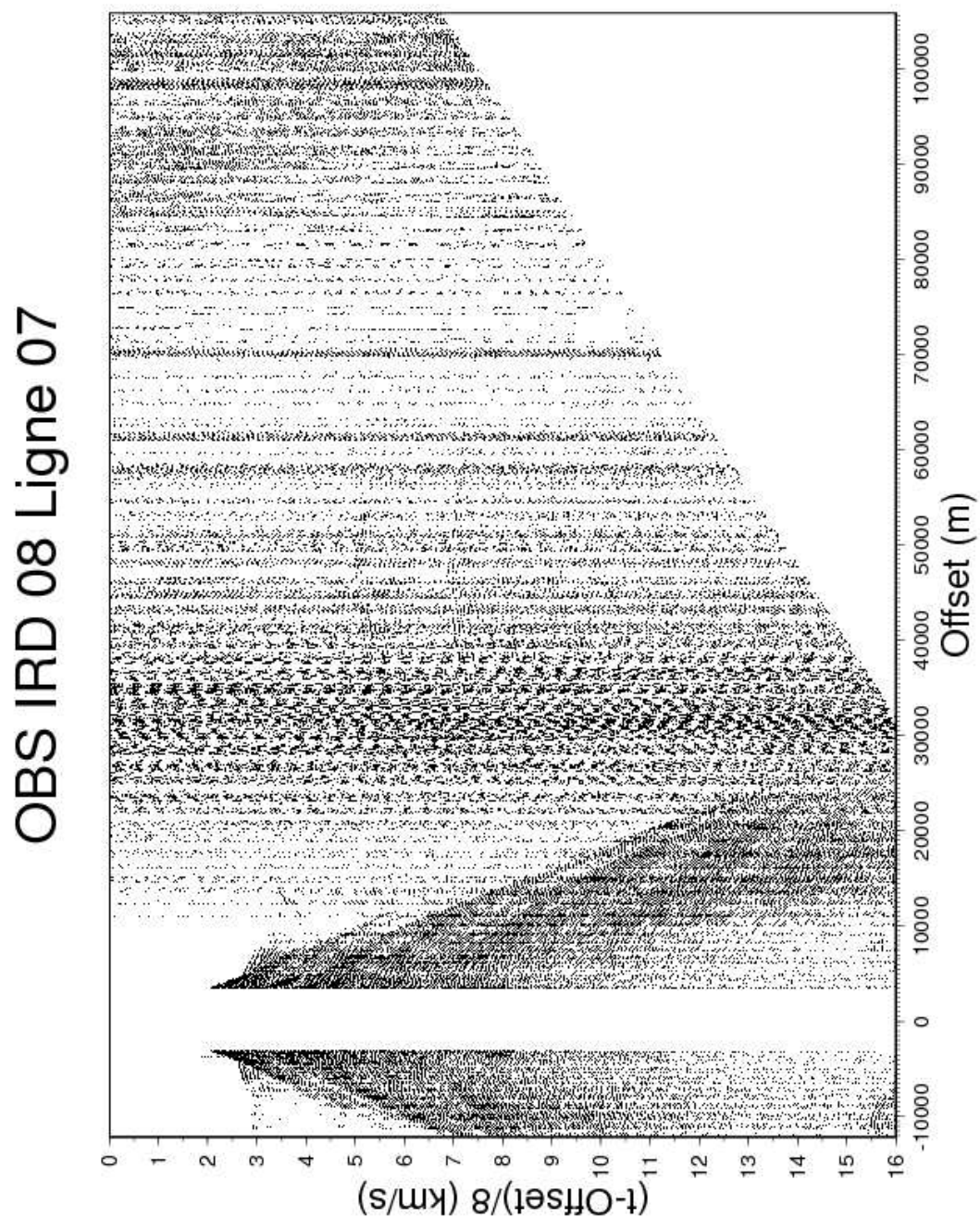


FIG. D.26: Enregistrement de l'OBS IRD 08 le long de la ligne de tir ENCR07

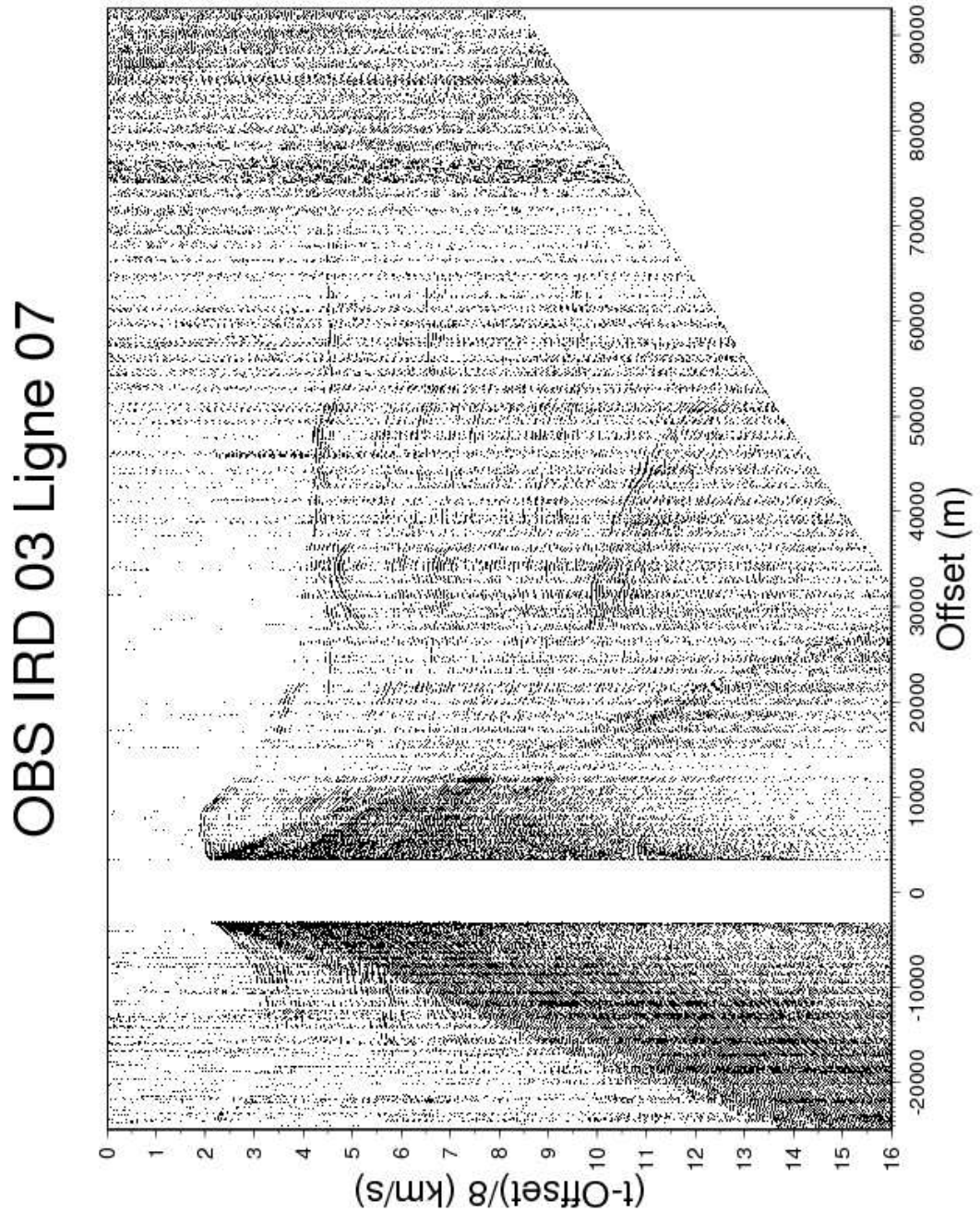


FIG. D.27: Enregistrement de l'OBS IRD 03 le long de la ligne de tir ENCR07

OBS IRD 13 Ligne 07

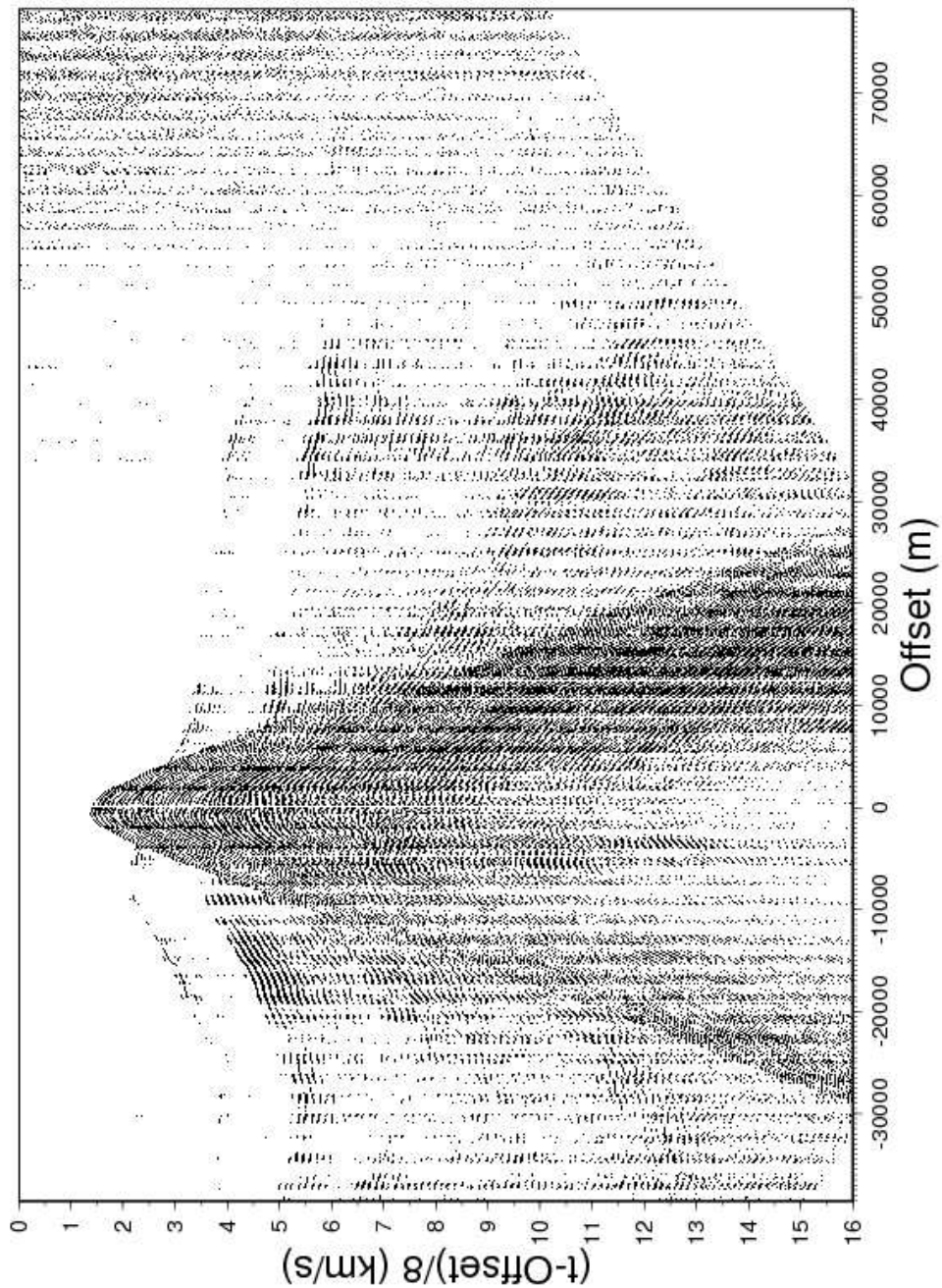


FIG. D.28: Enregistrement de l'OBS IRD 13 le long de la ligne de tir ENCR07

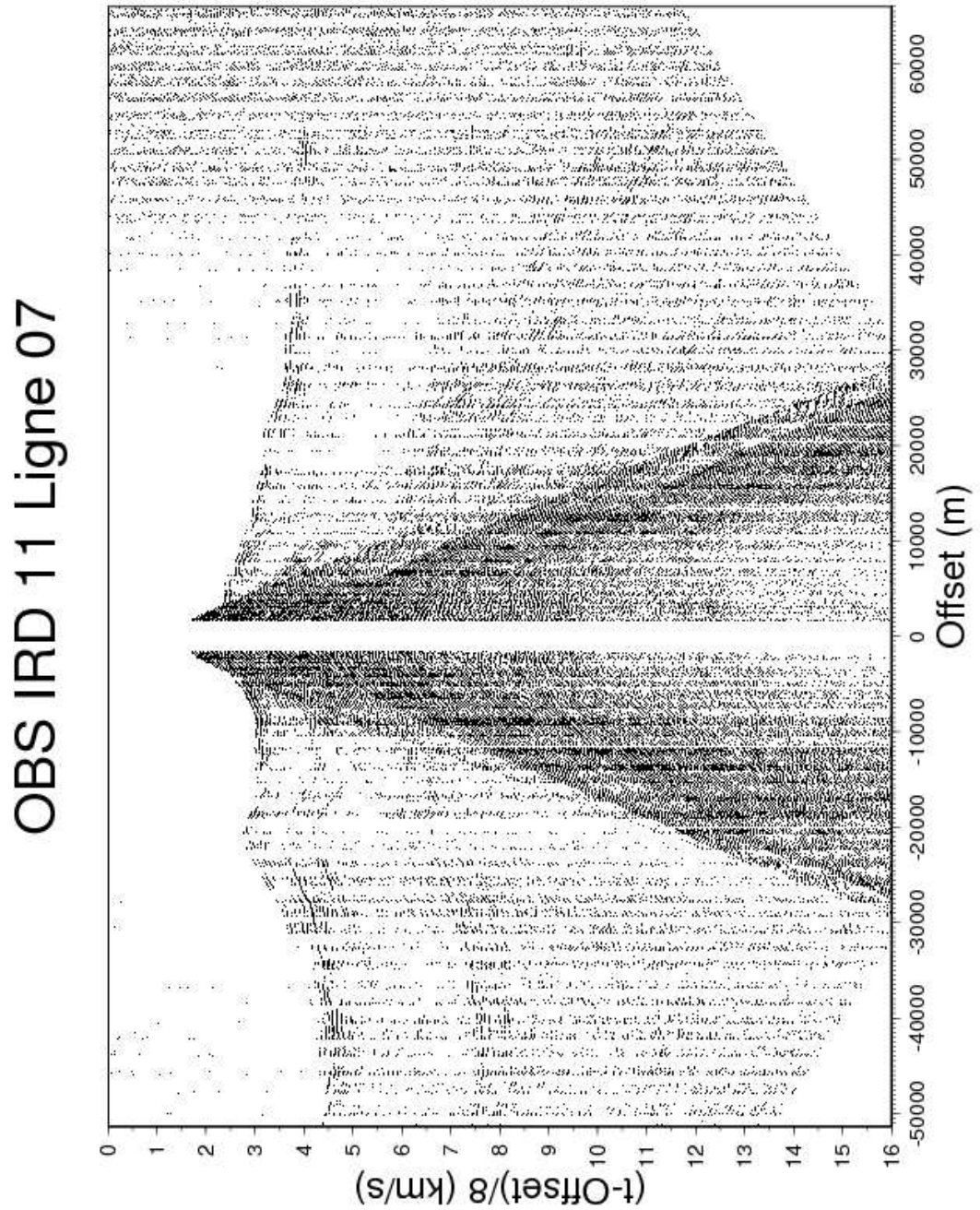


FIG. D.29: Enregistrement de l'OBS IRD 11 le long de la ligne de tir ENCR07

OBS INSU 01 Ligne 07

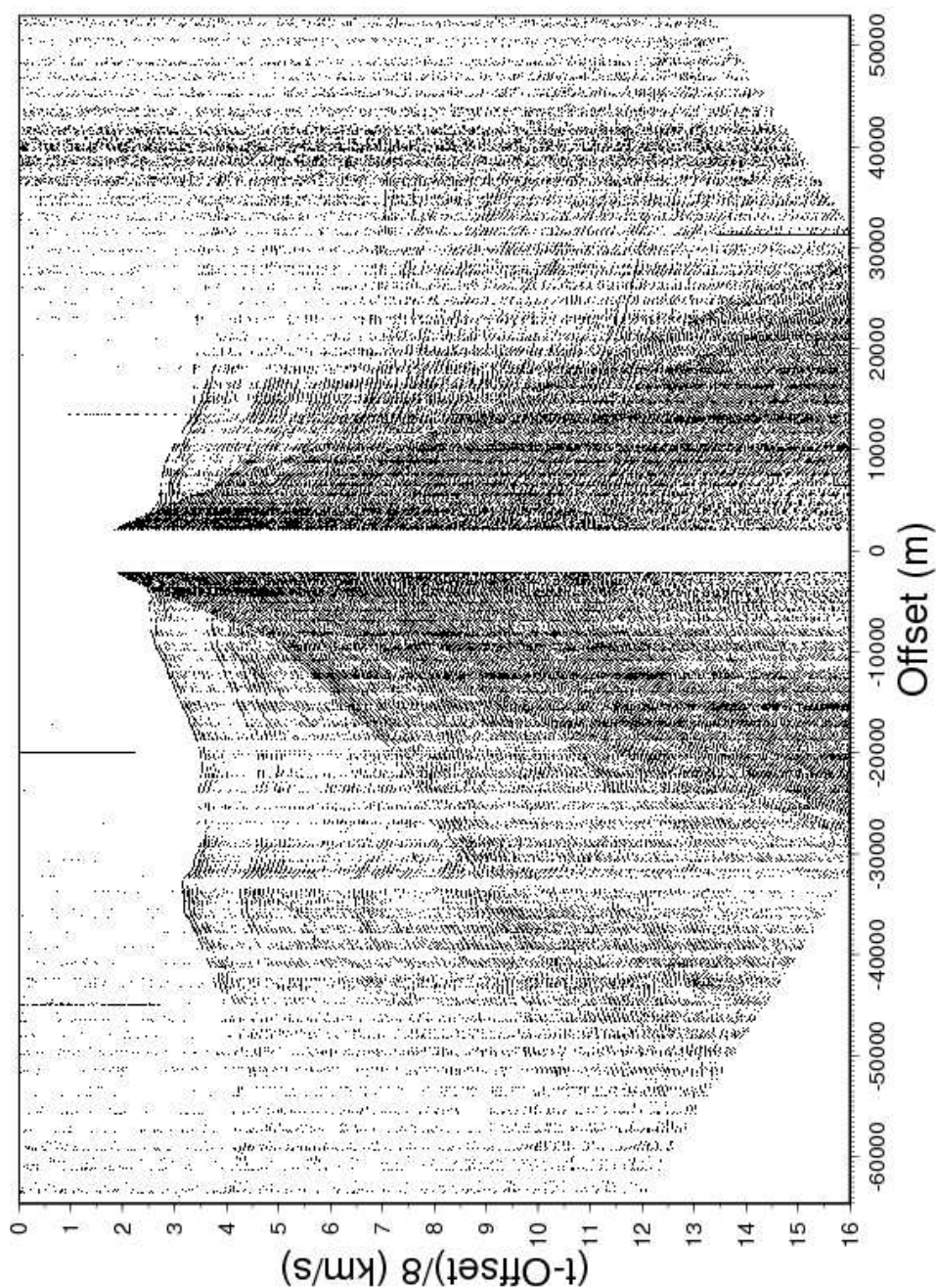


FIG. D.30: Enregistrement de l'OBS INSU 01 le long de la ligne de tir ENCR07

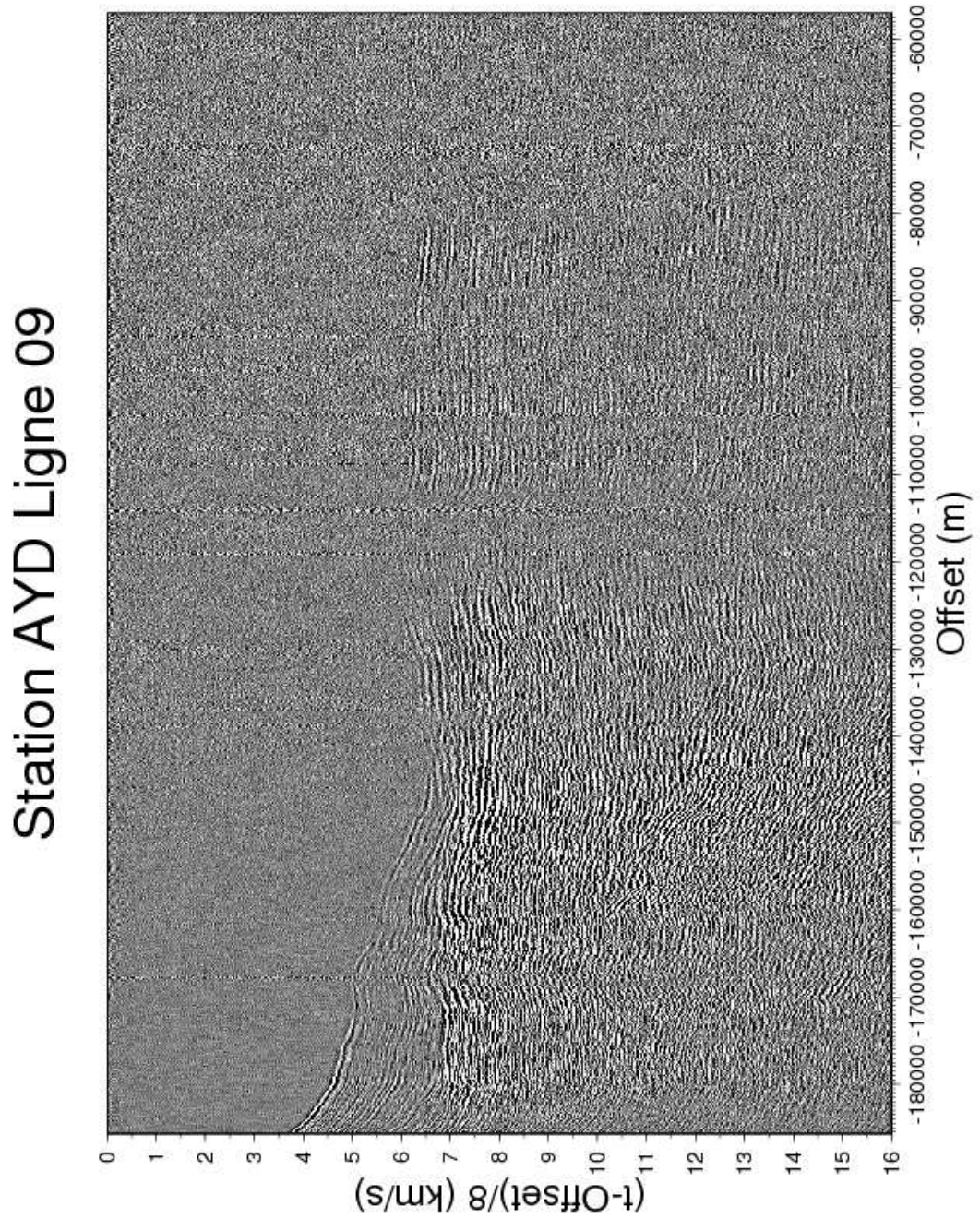


FIG. D.31: *Enregistrement de la station à terre AYD le long de la ligne de tir ENCR09*

OBS IRD 10 Ligne 09

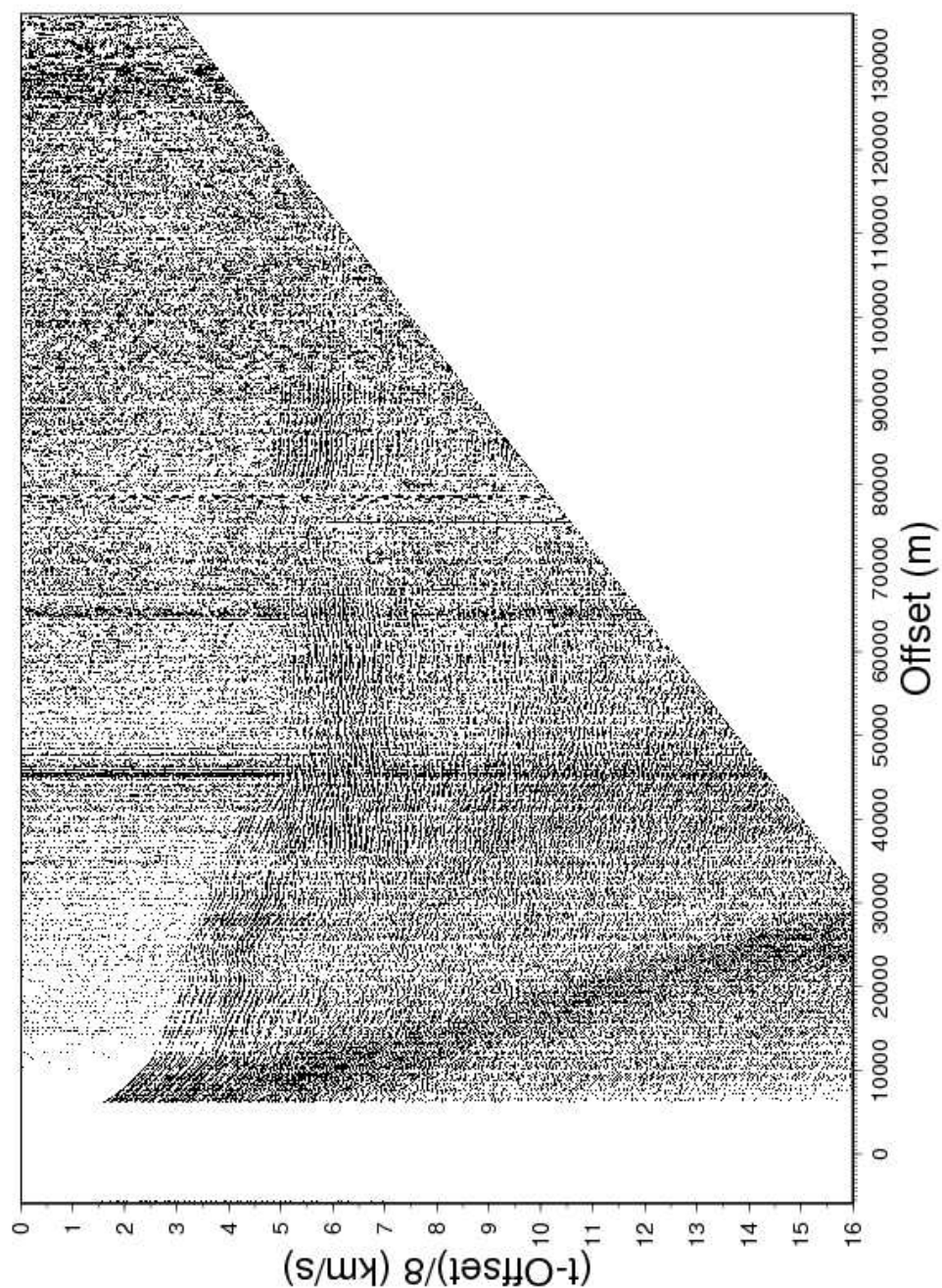


FIG. D.32: Enregistrement de l'OBS IRD 10 le long de la ligne de tir ENCR09

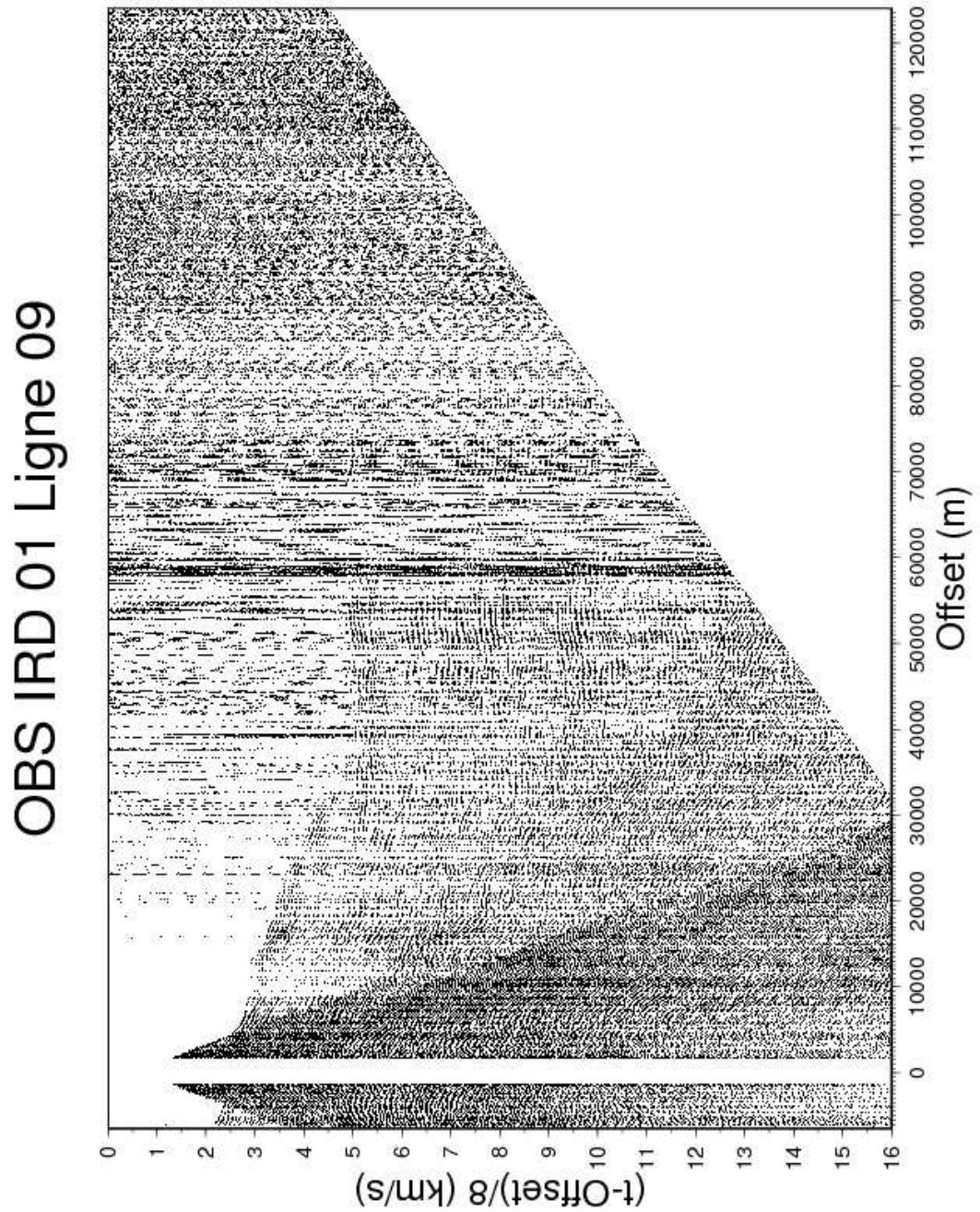


FIG. D.33: Enregistrement de l'OBS IRD 01 le long de la ligne de tir ENCR09

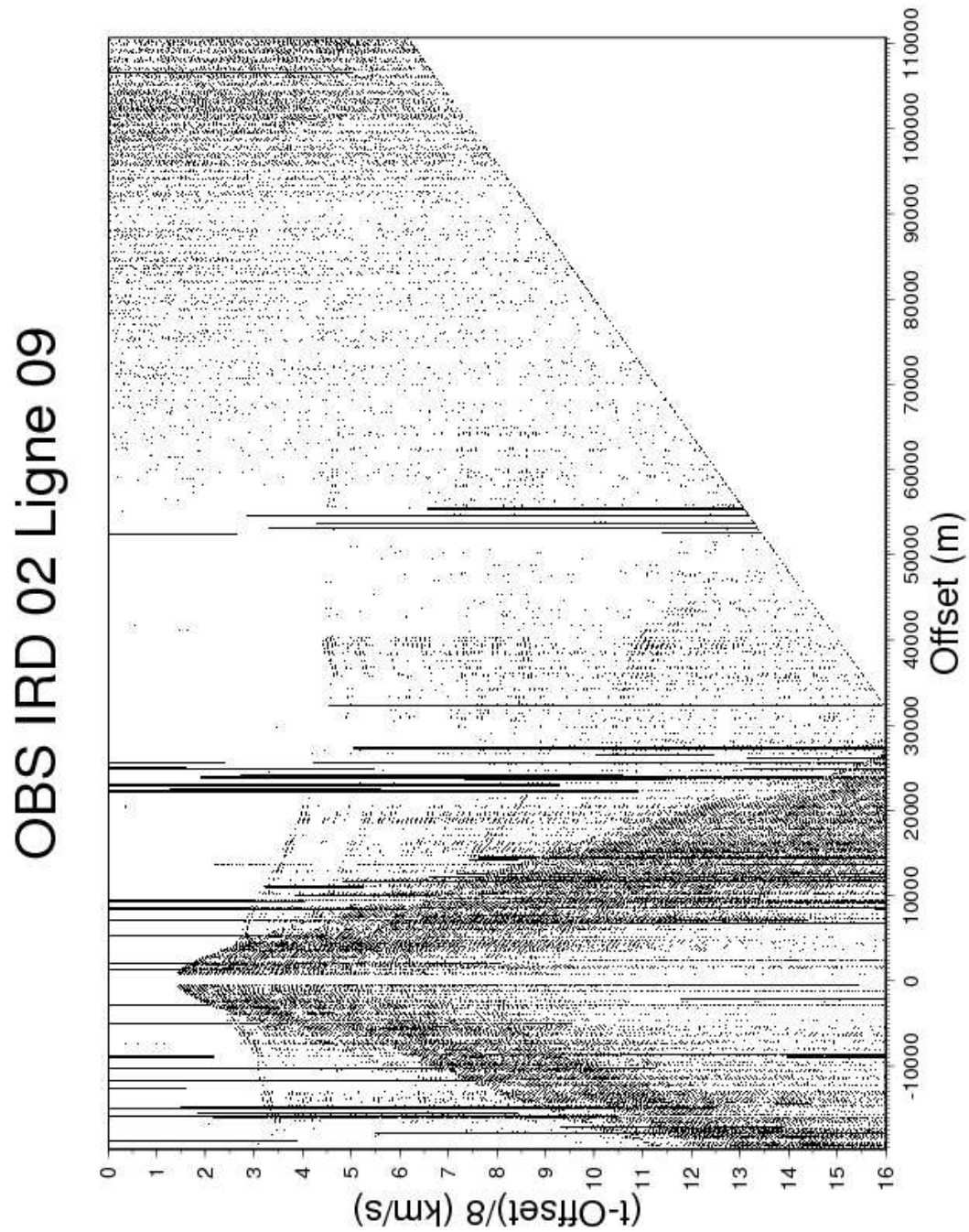


FIG. D.34: Enregistrement de l'OBS IRD 02 le long de la ligne de tir ENCR09

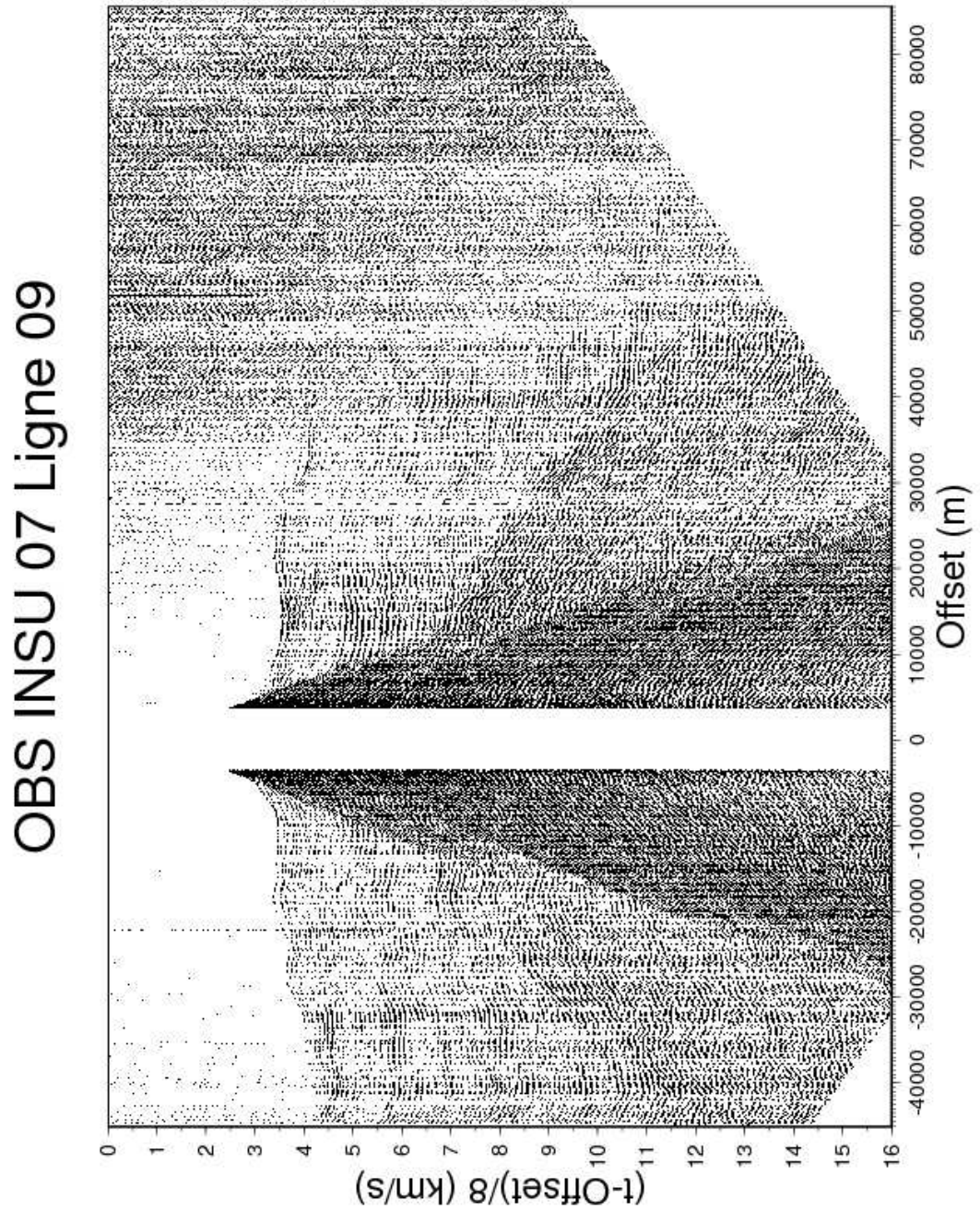


FIG. D.35: Enregistrement de l'OBS INSU 07 le long de la ligne de tir ENCR09

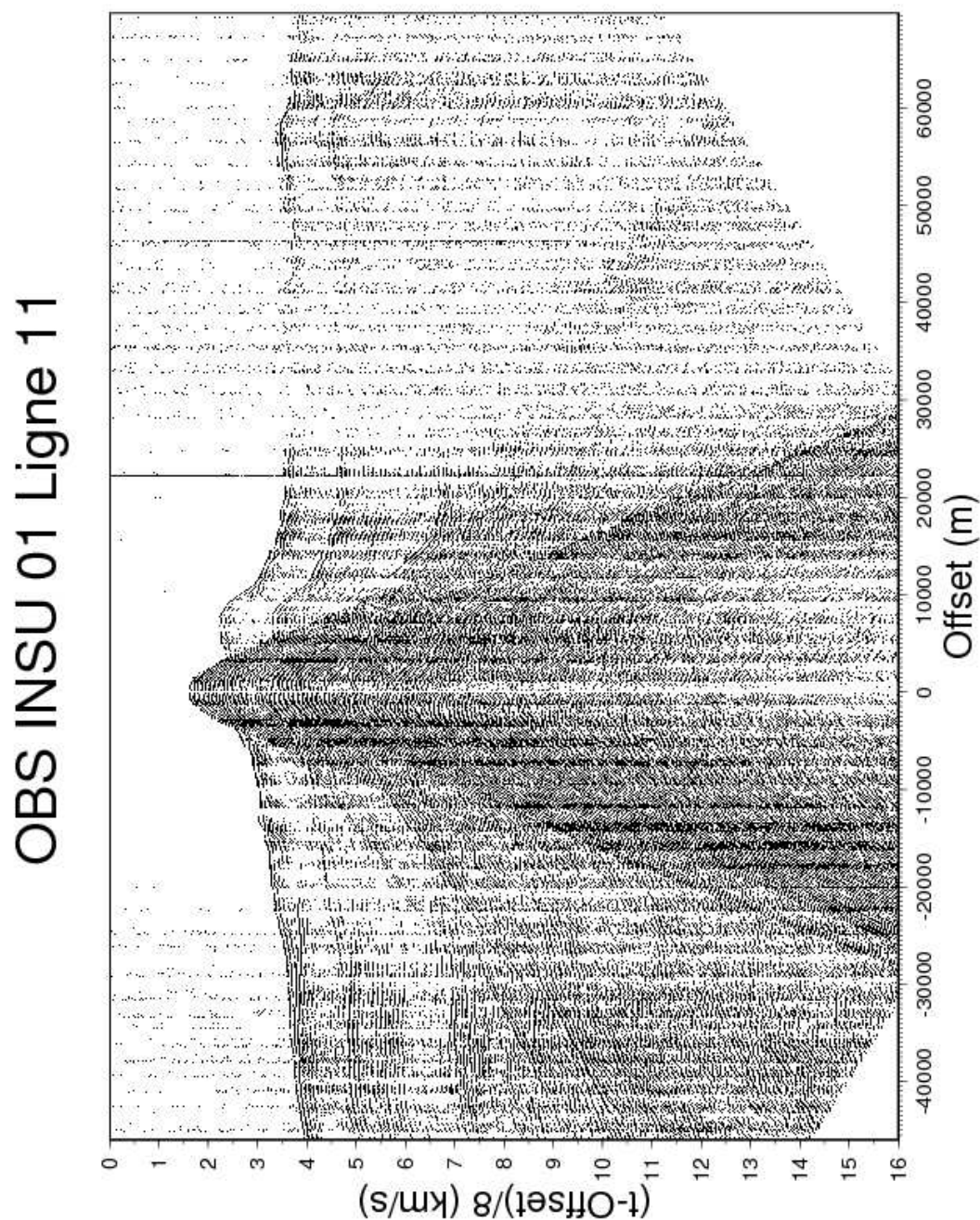


FIG. D.36: Enregistrement de l'OBS INSU 01 le long de la ligne de tir ENCR11

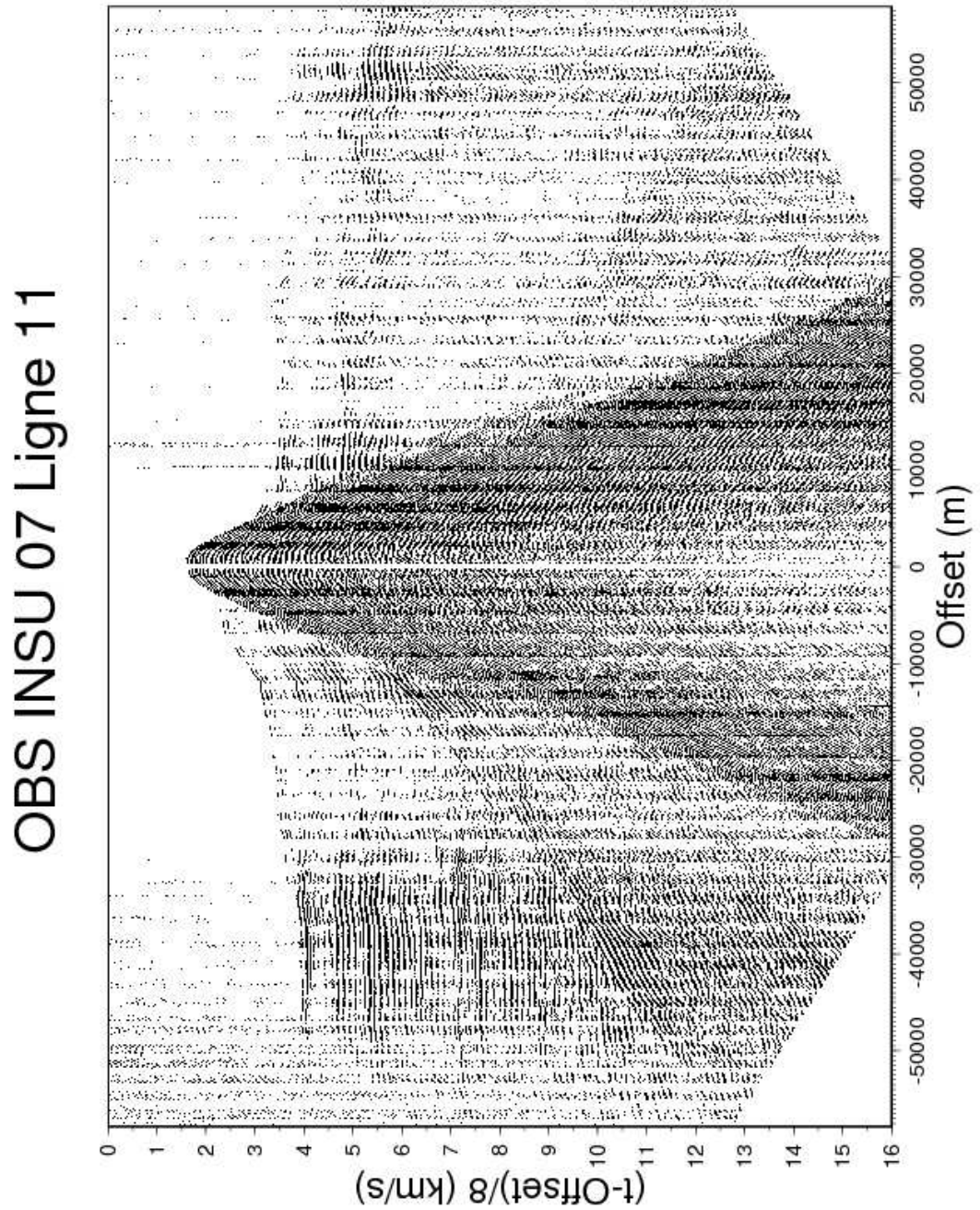


FIG. D.37: Enregistrement de l'OBS INSU 07 le long de la ligne de tir ENCR11

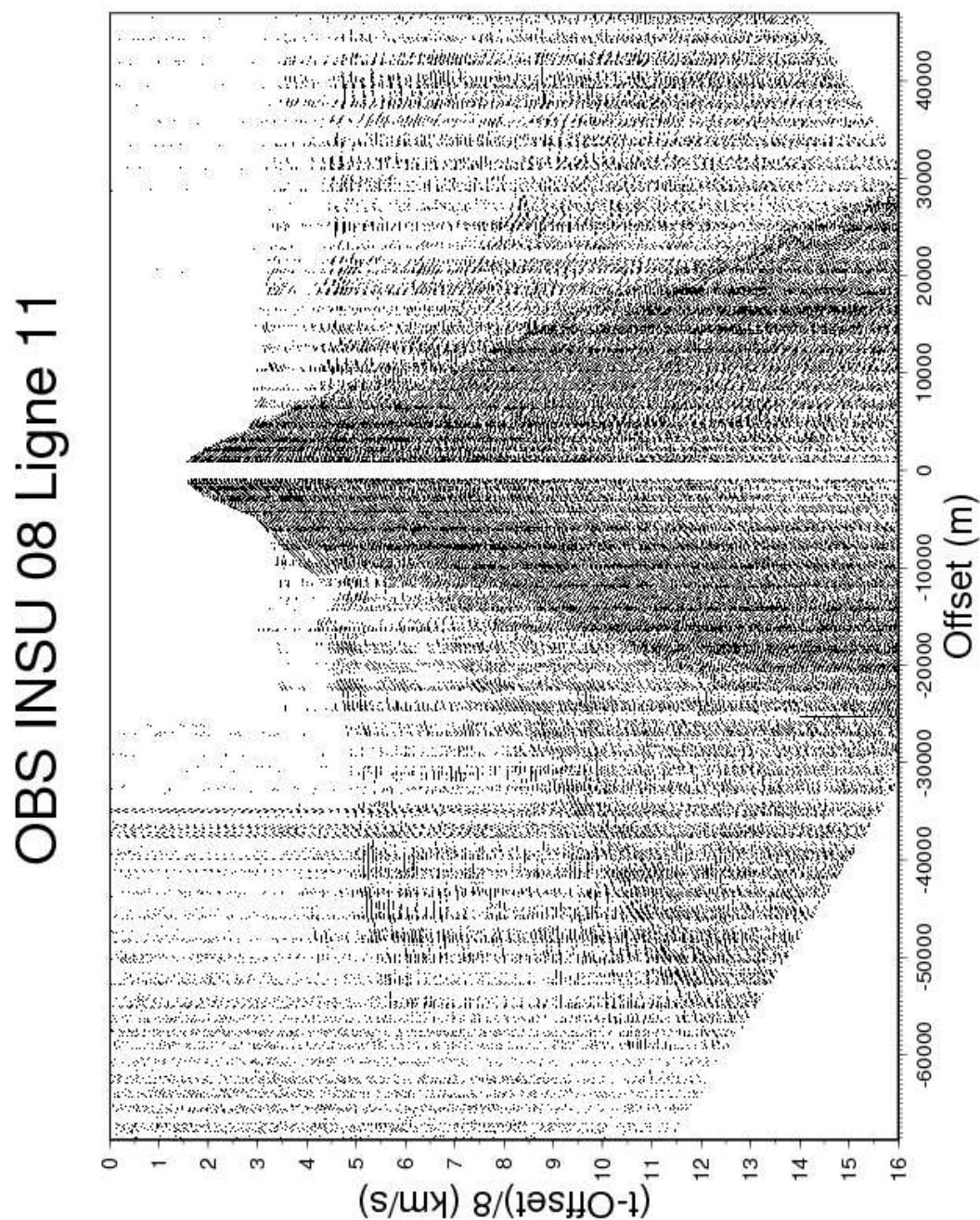


FIG. D.38: Enregistrement de l'OBS INSU 08 le long de la ligne de tir ENCR11

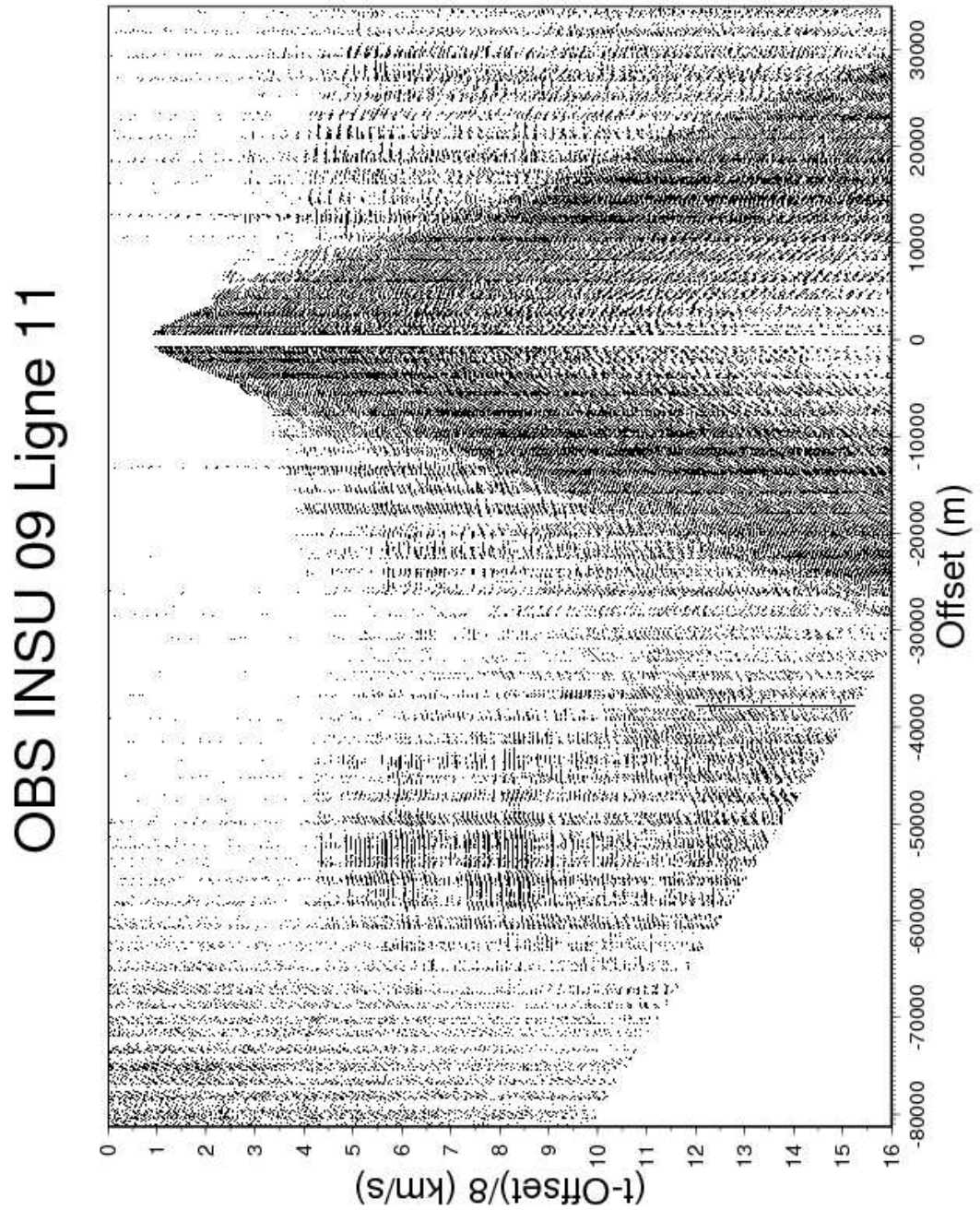


FIG. D.39: Enregistrement de l'OBS INSU 09 le long de la ligne de tir ENCR11

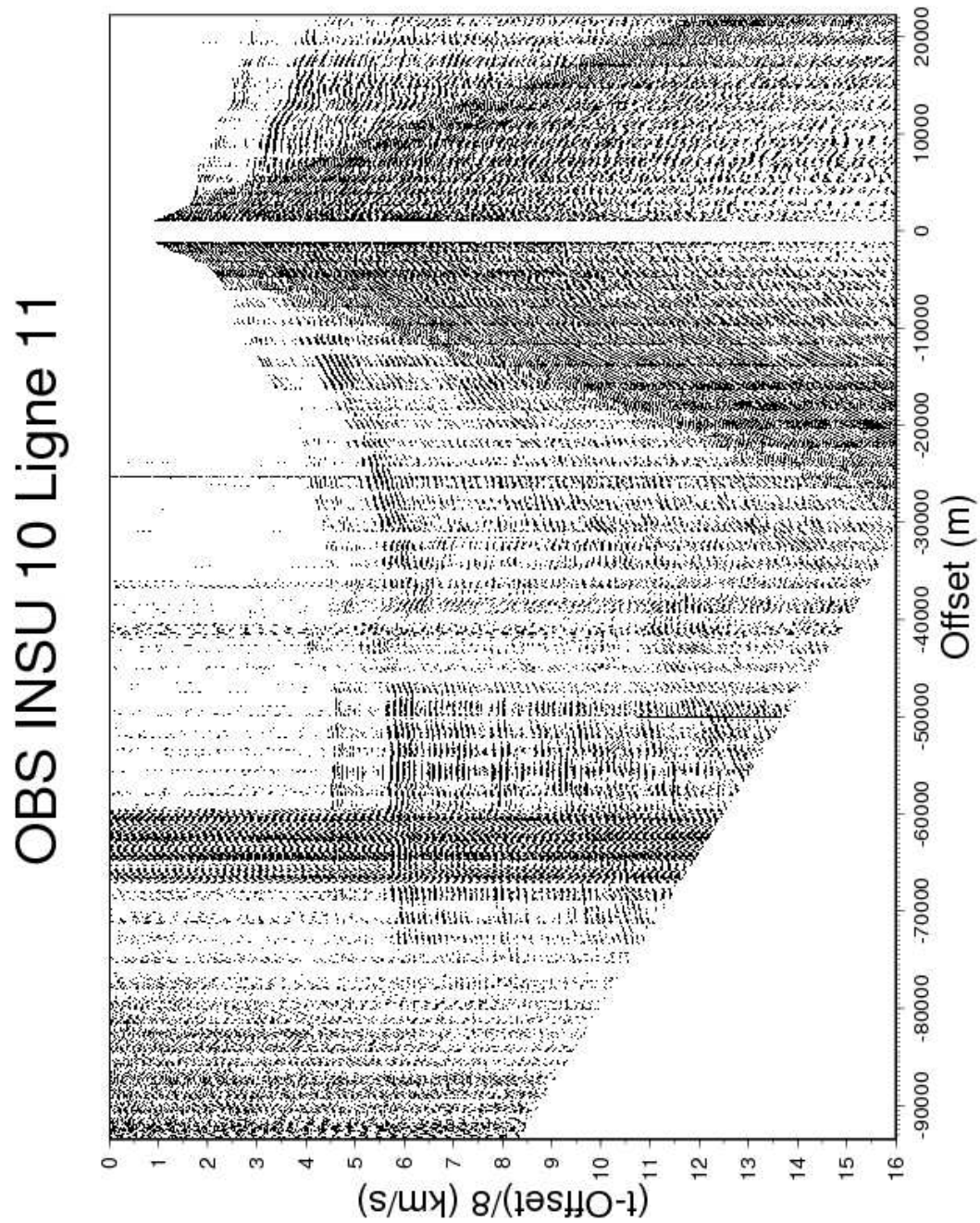


FIG. D.40: Enregistrement de l'OBS INSU 10 le long de la ligne de tir ENCR11

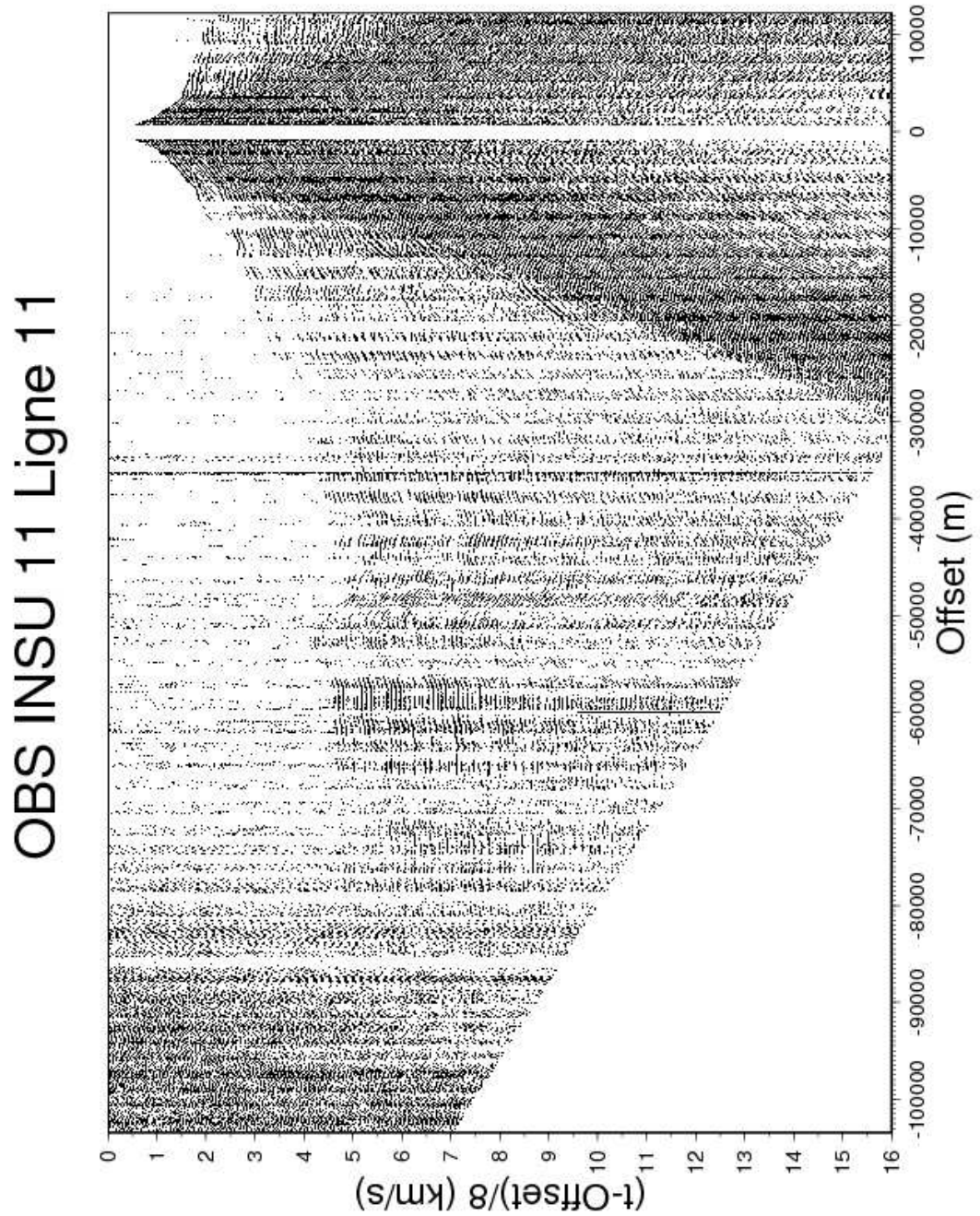


FIG. D.41: Enregistrement de l'OBS INSU 11 le long de la ligne de tir ENCR11

Station TAQ Ligne 11

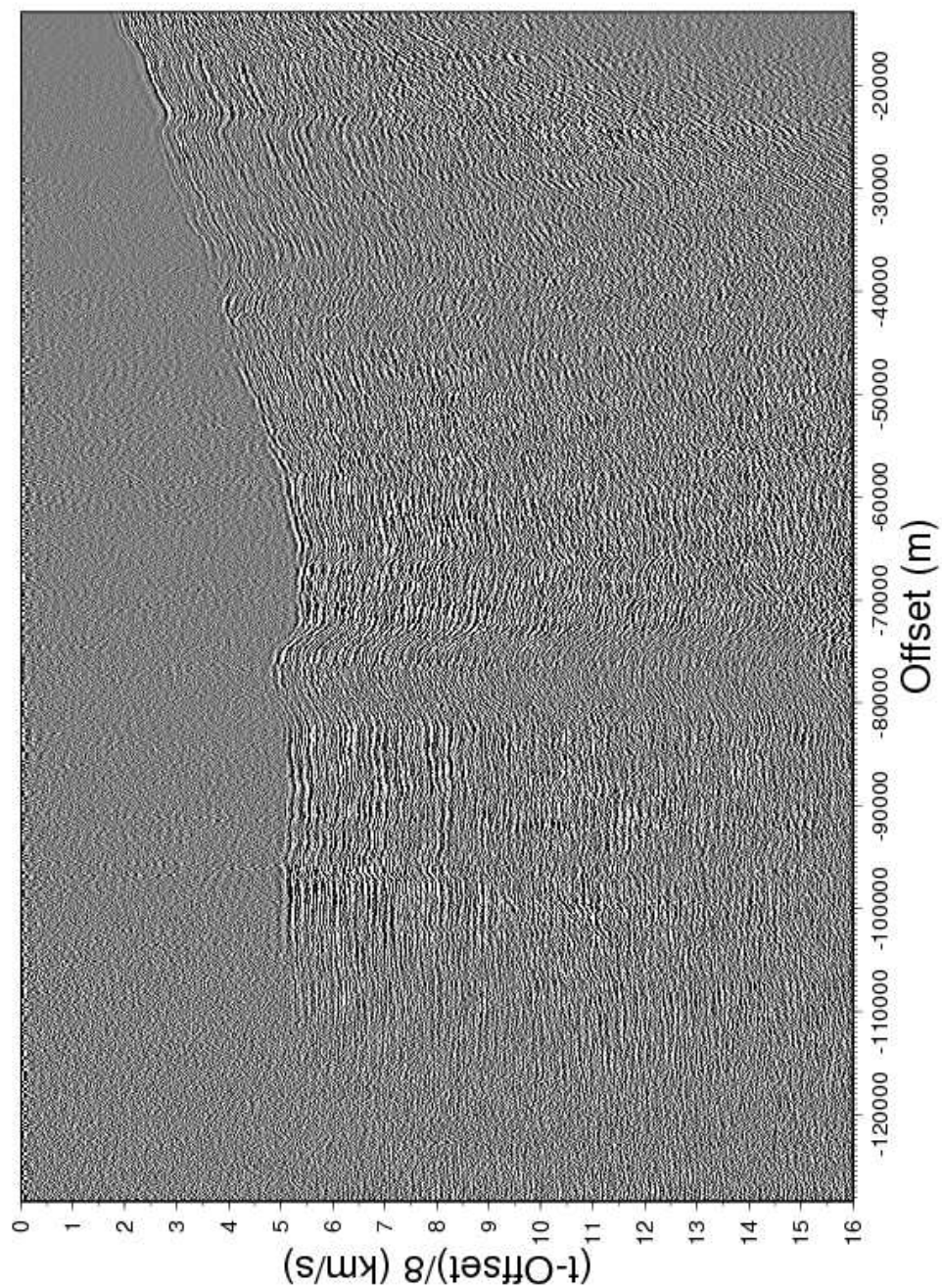


FIG. D.42: Enregistrement de la station à terre TAQ le long de la ligne de tir ENCR11

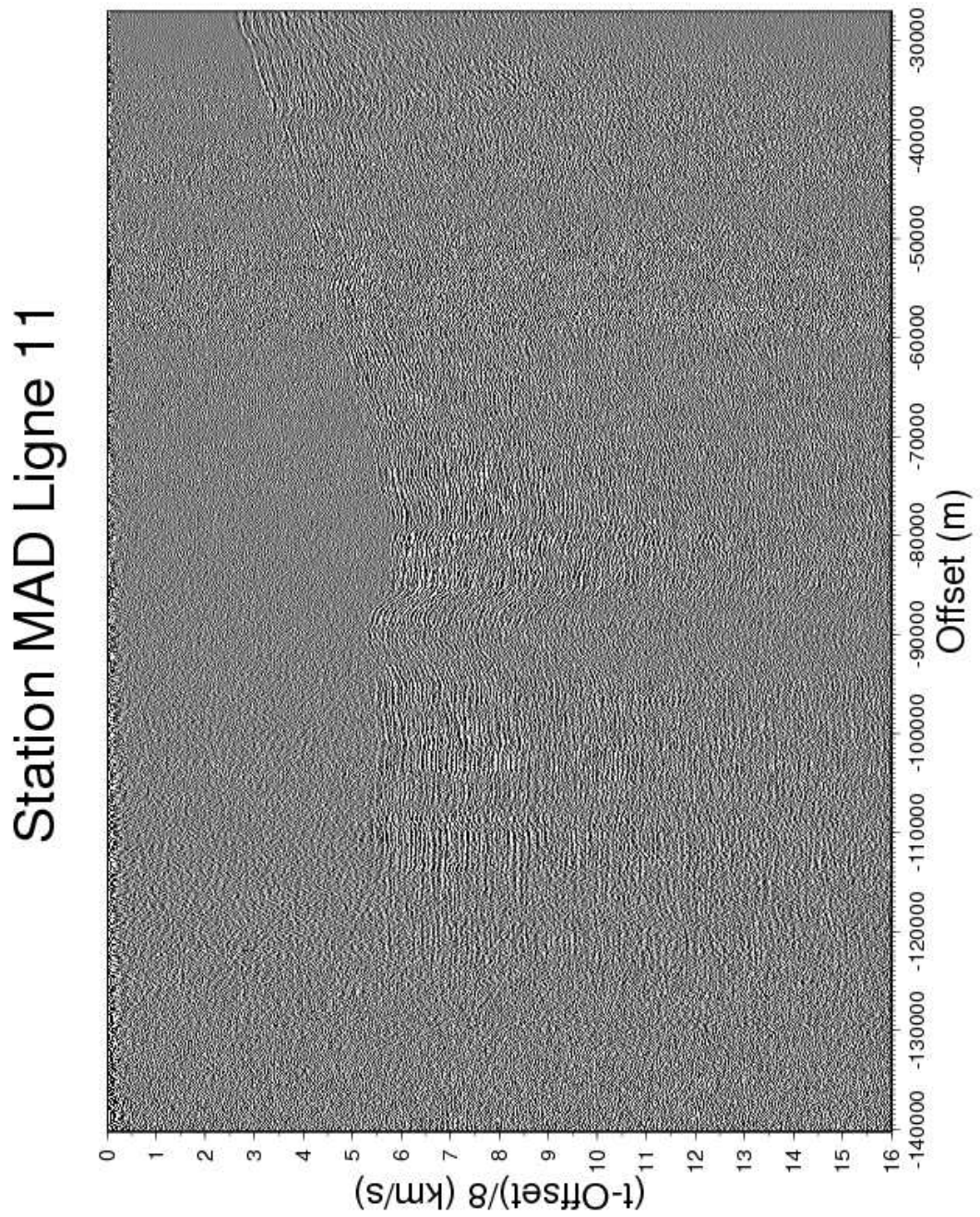


FIG. D.43: *Enregistrement de la station à terre MAD le long de la ligne de tir ENCR11*

OBS INSU 02 Ligne 13

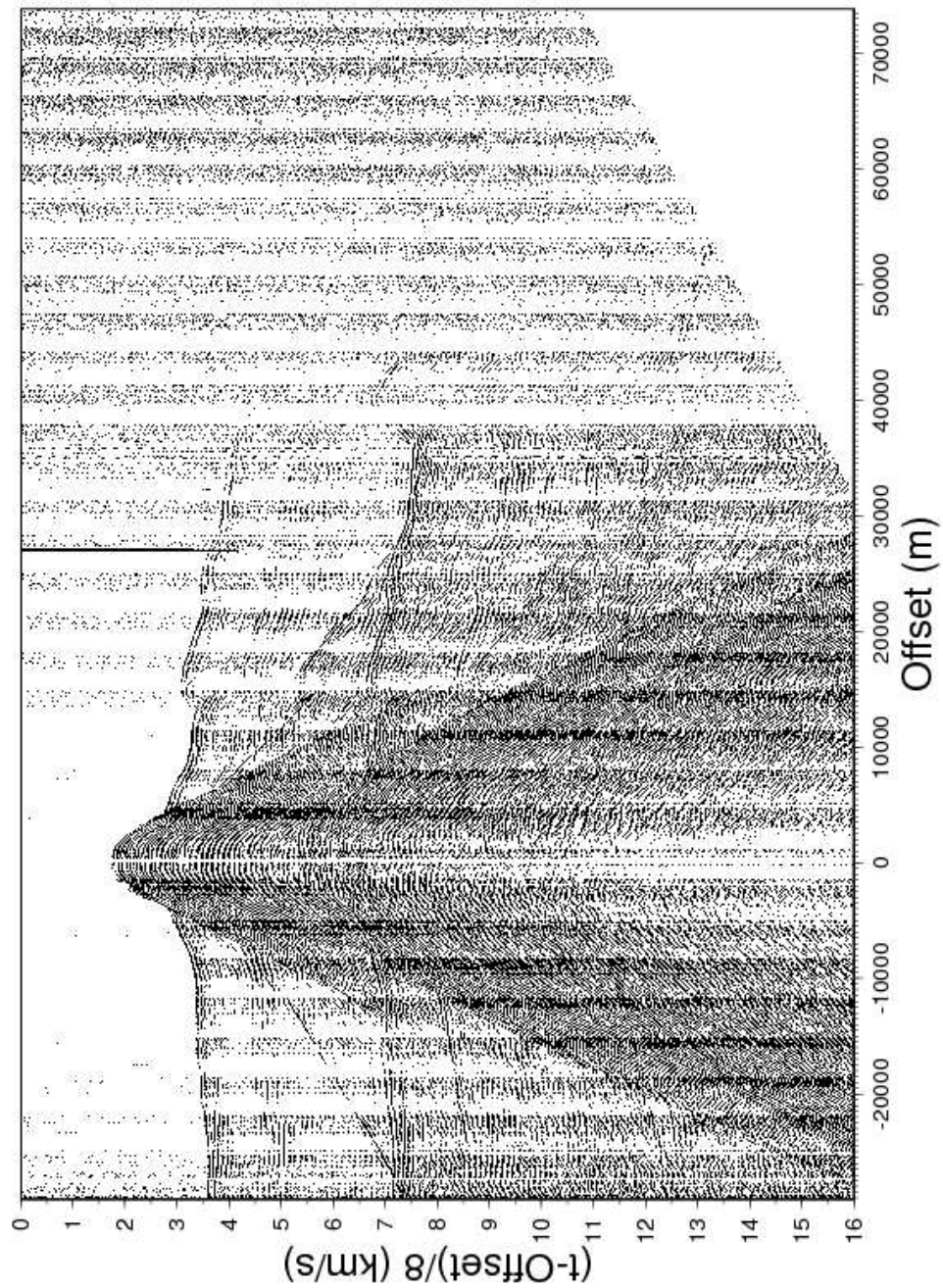


FIG. D.44: Enregistrement de l'OBS INSU 02 le long de la ligne de tir ENCR13

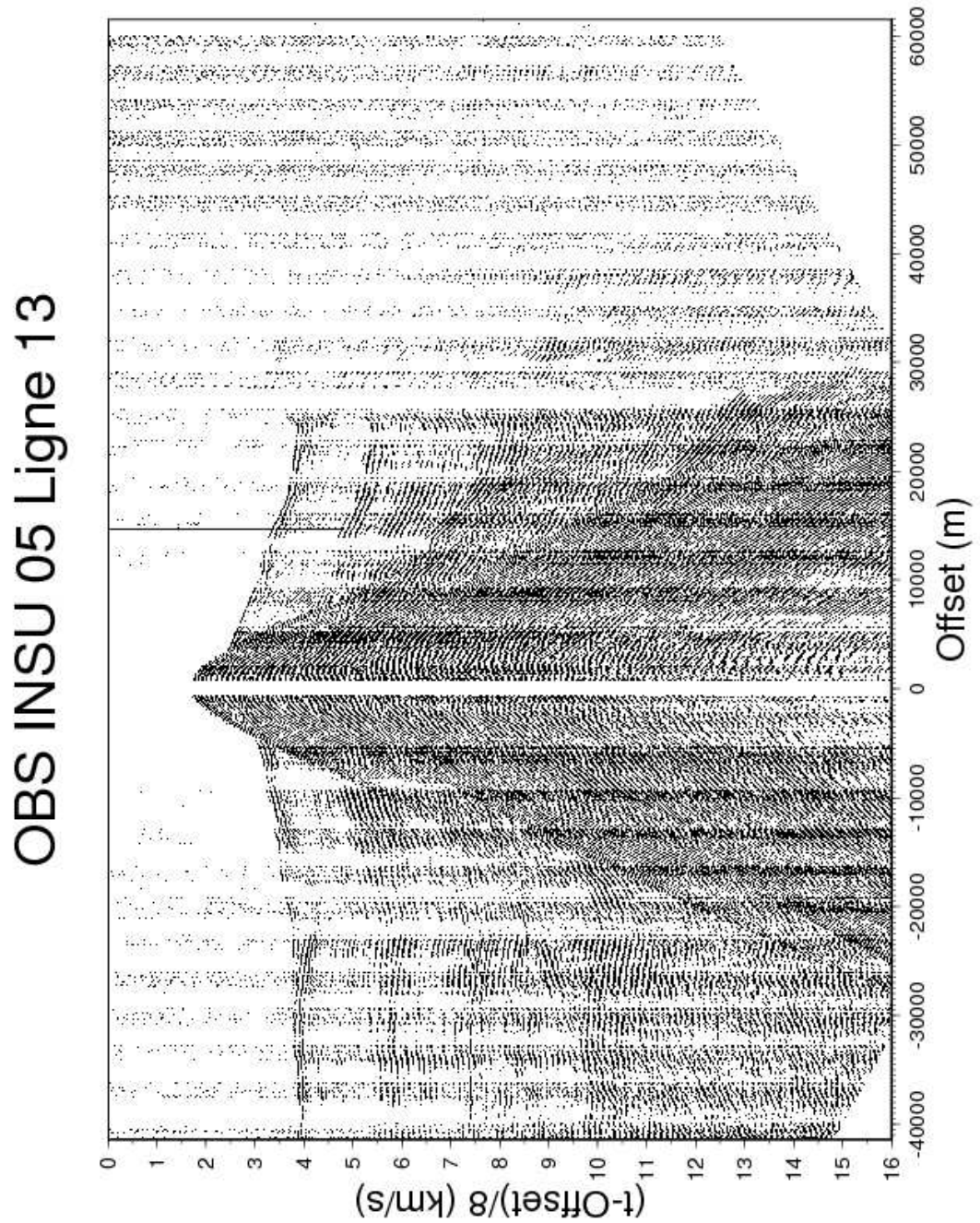


FIG. D.45: Enregistrement de l'OBS INSU 05 le long de la ligne de tir ENCR13

OBS INSU 06 Ligne 13

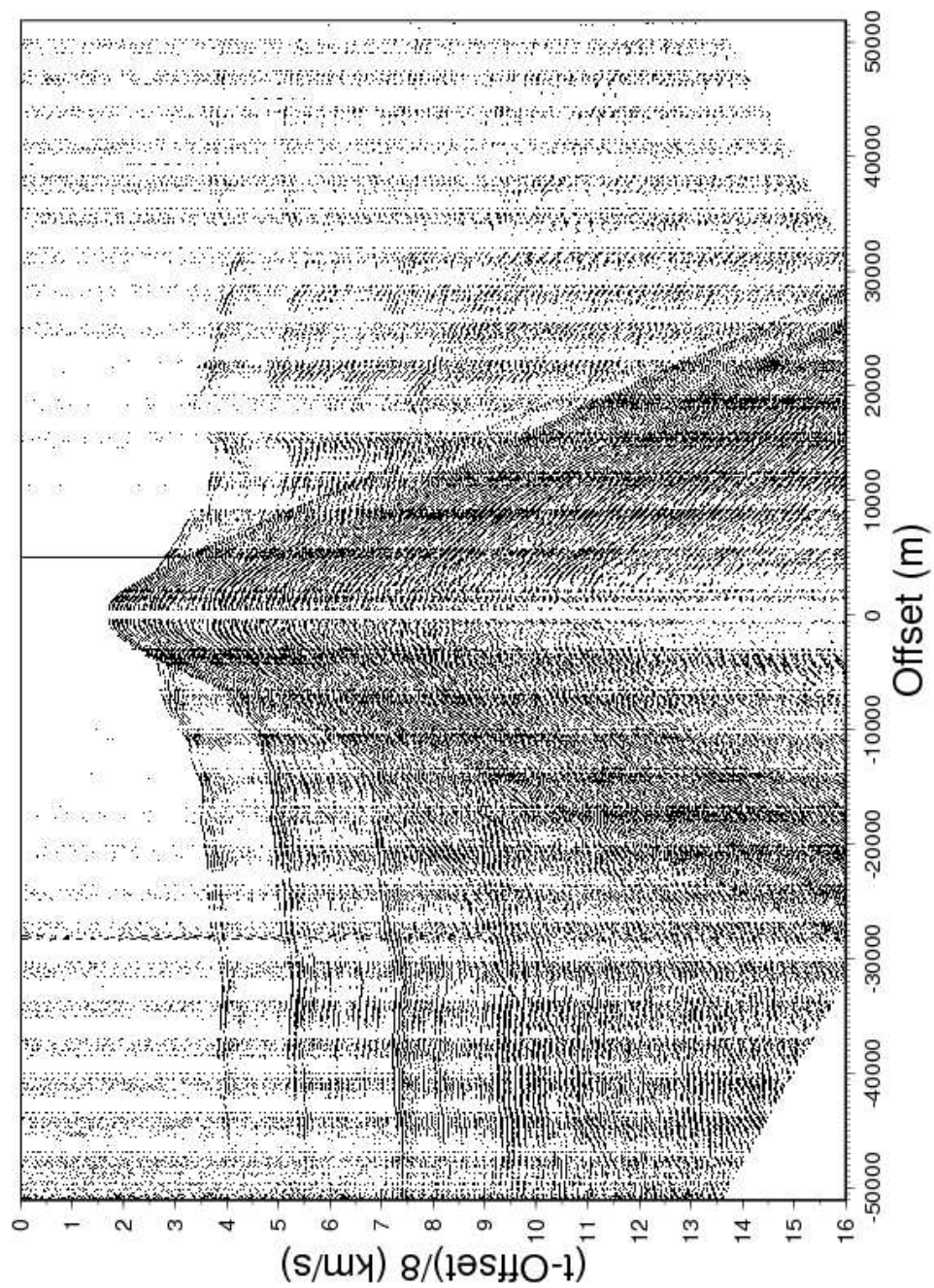


FIG. D.46: Enregistrement de l'OBS INSU 06 le long de la ligne de tir ENCR13

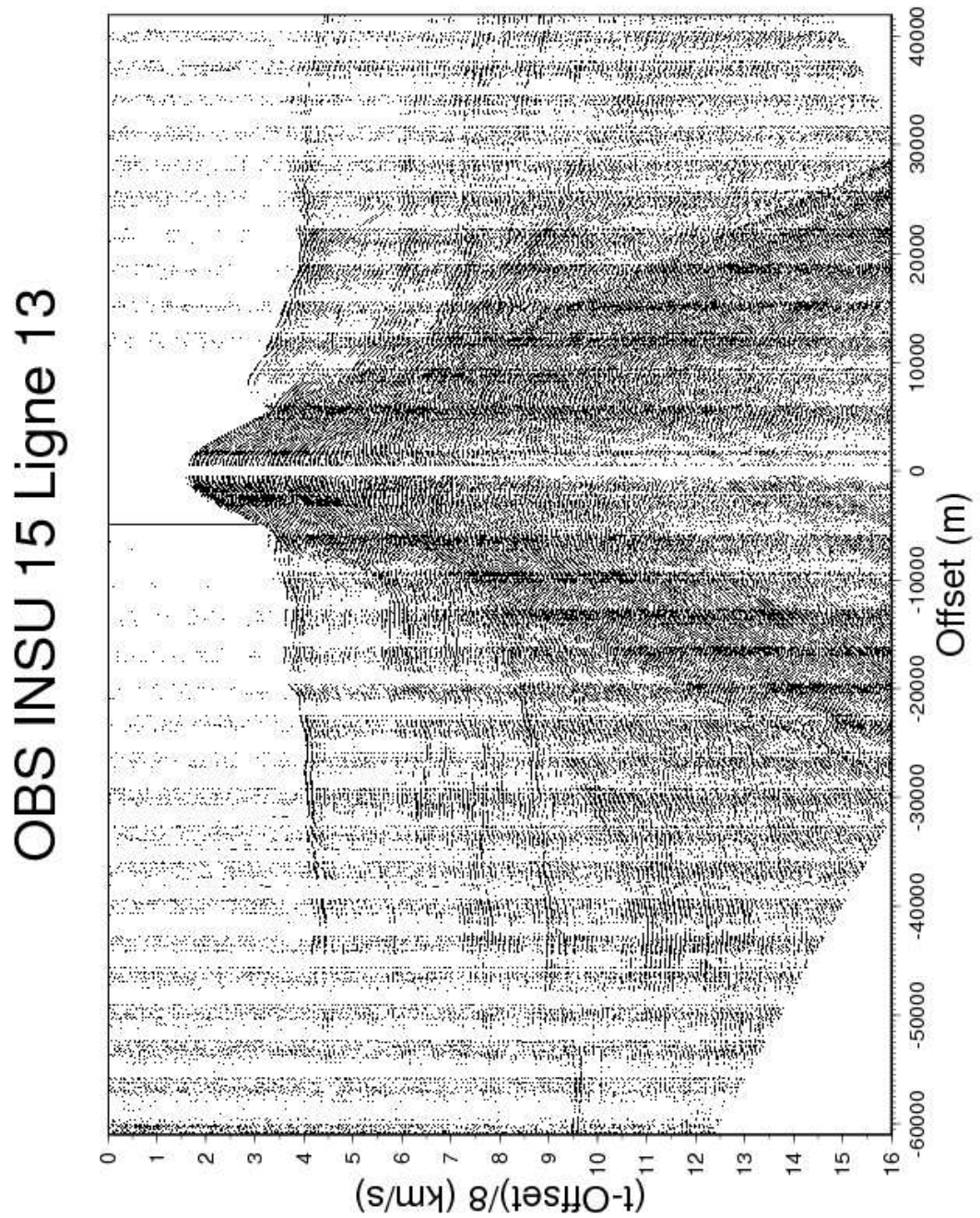


FIG. D.47: Enregistrement de l'OBS INSU 15 le long de la ligne de tir ENCR13

OBS INSU 14 Ligne 13

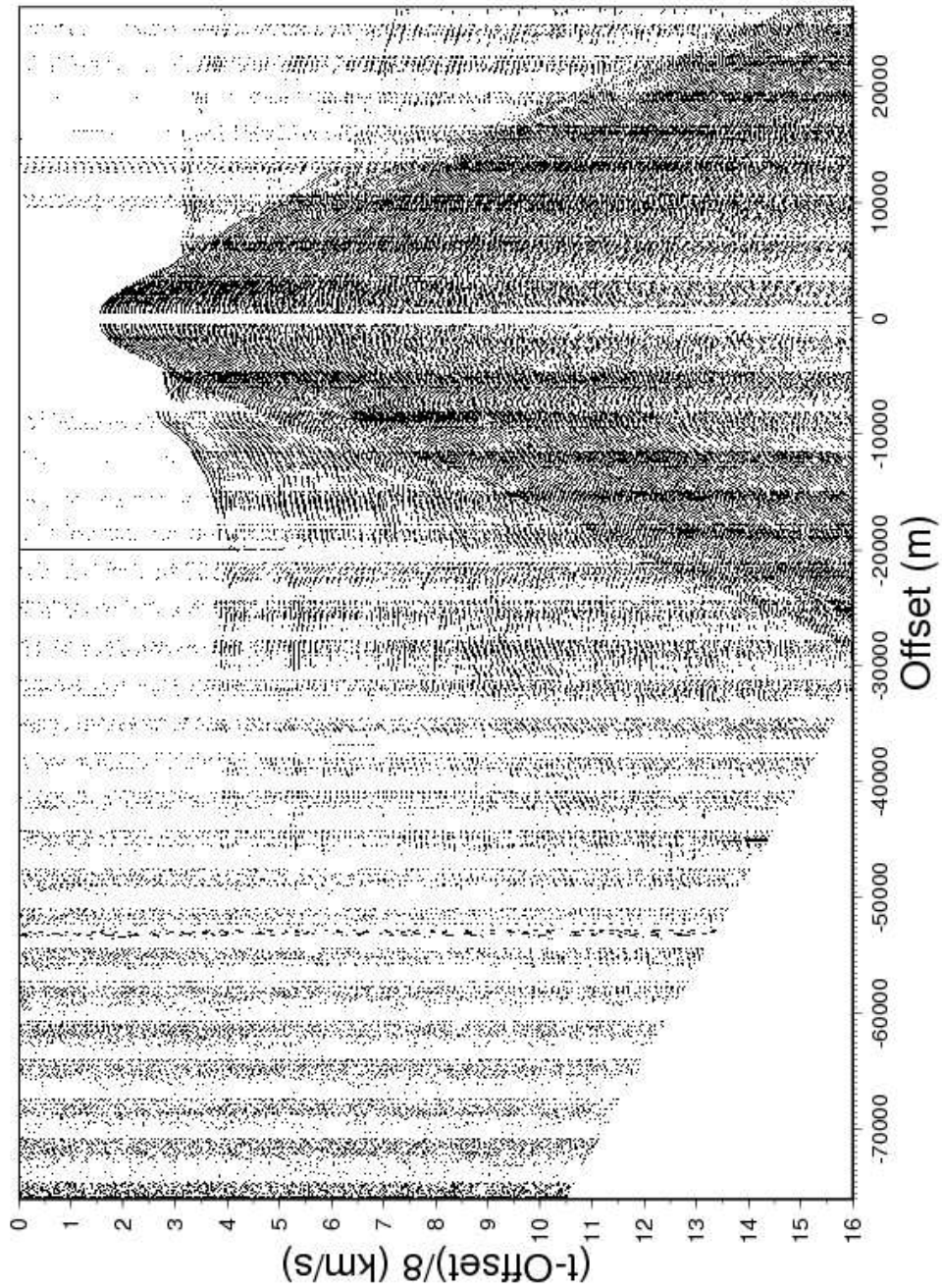


FIG. D.48: Enregistrement de l'OBS INSU 14 le long de la ligne de tir ENCR13

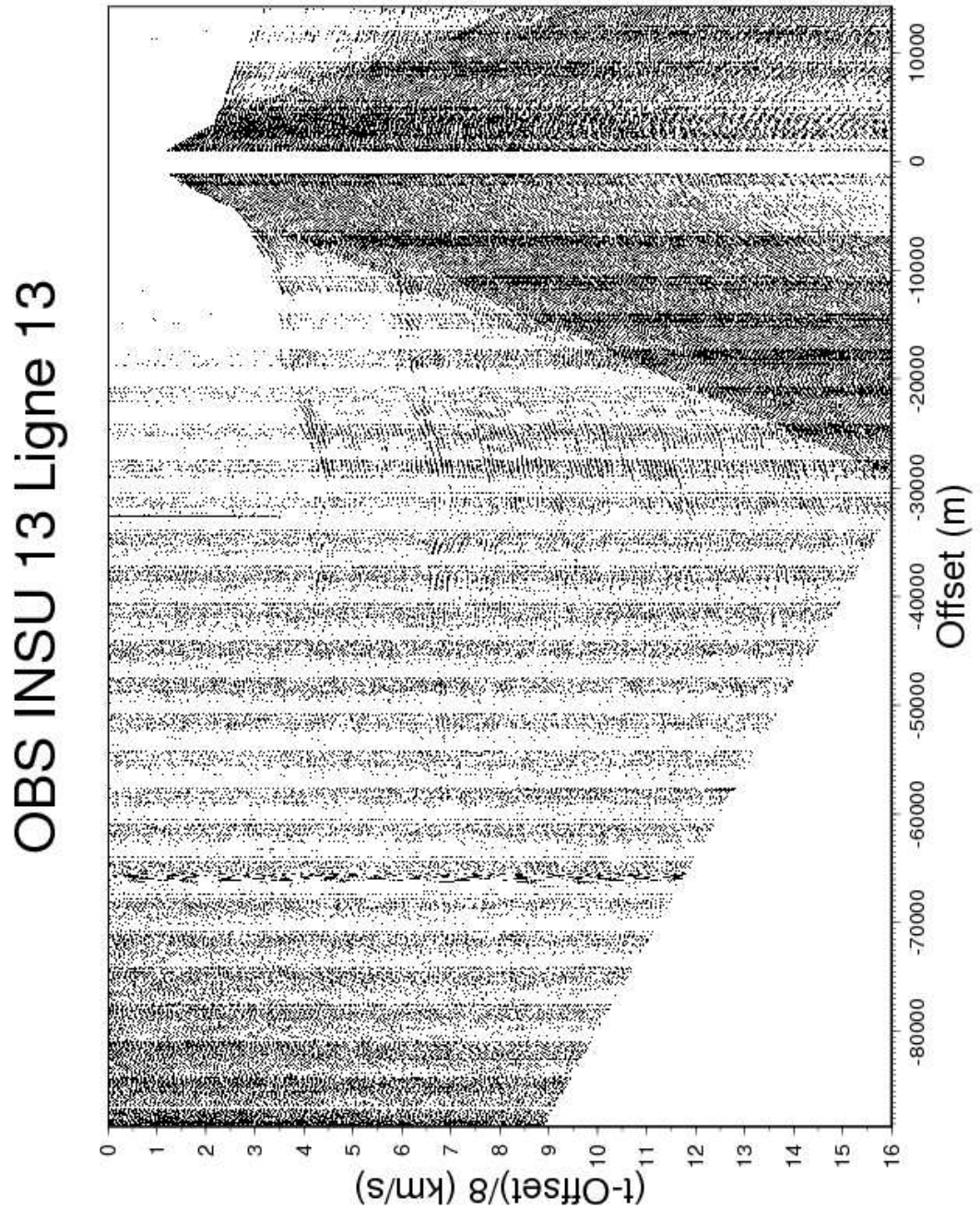


FIG. D.49: Enregistrement de l'OBS INSU 13 le long de la ligne de tir ENCR13

OBS INSU 12 Ligne 13

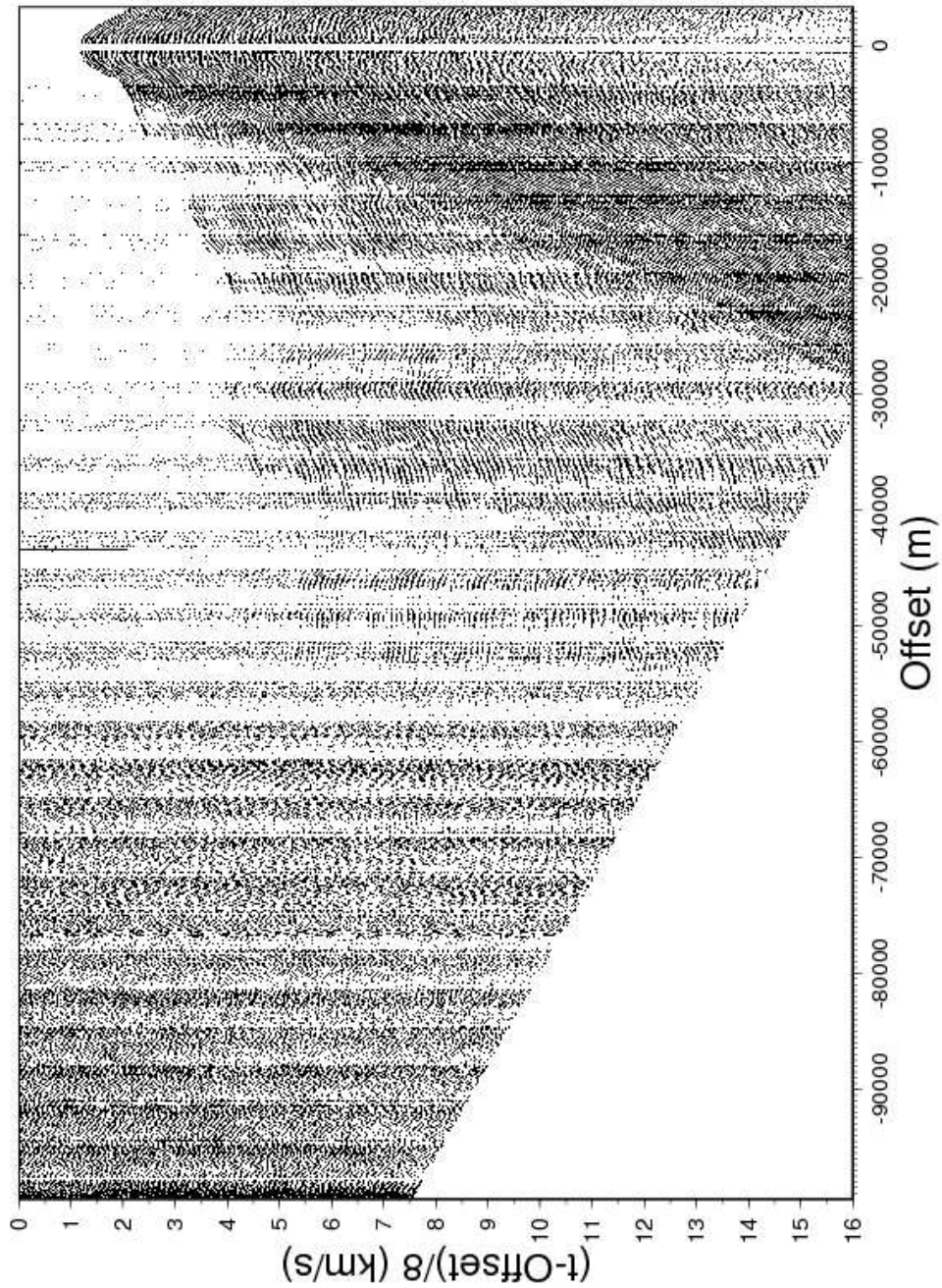


FIG. D.50: Enregistrement de l'OBS INSU 12 le long de la ligne de tir ENCR13

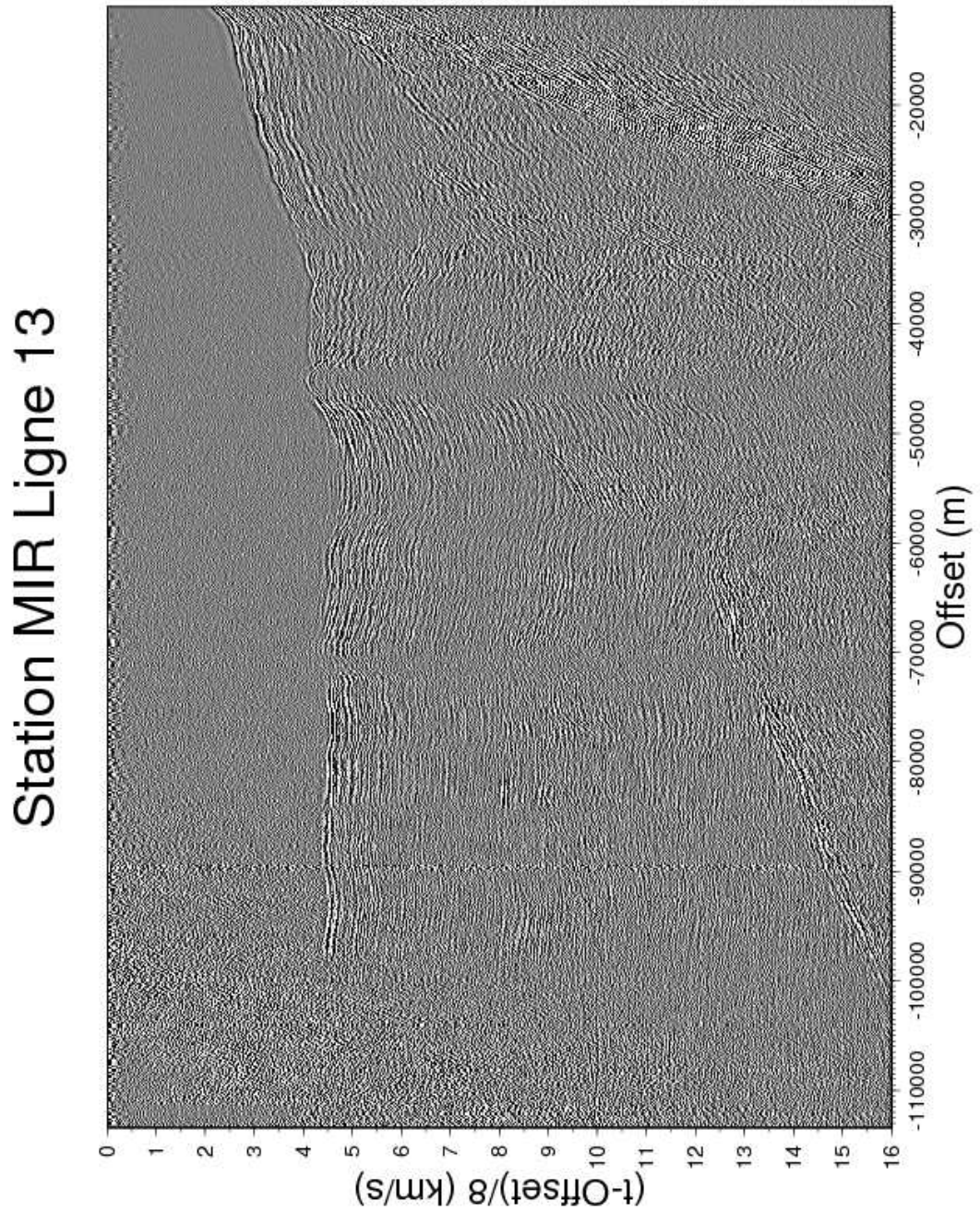


FIG. D.51: *Enregistrement de la station à terre MIR le long de la ligne de tir ENCR13*

Station SAH Ligne 13

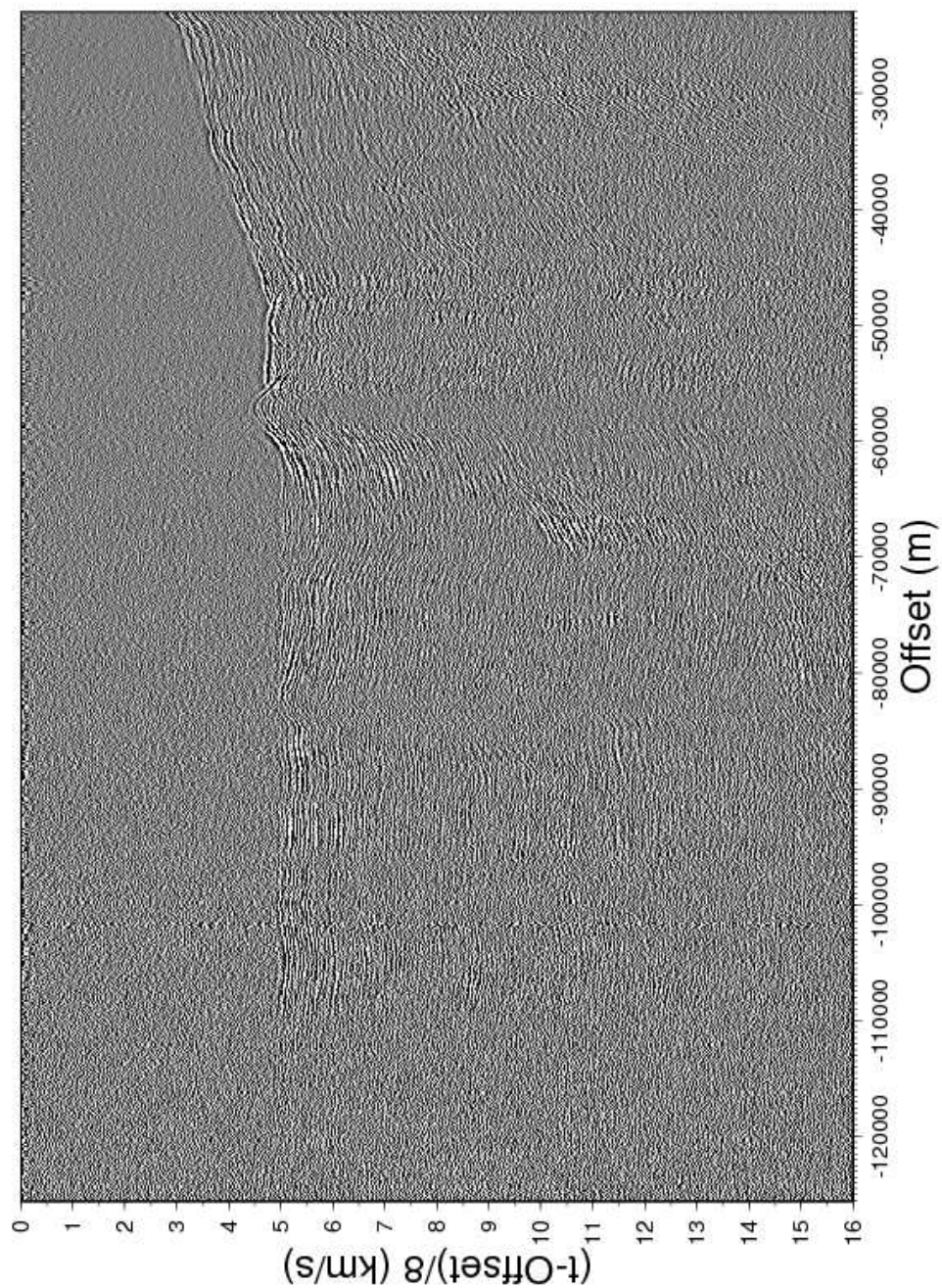


FIG. D.52: Enregistrement de la station à terre SAH le long de la ligne de tir ENCR13

Bibliographie

- d'Acremont, E., 2002. *De la déchirure continentale à l'accrétion océanique : ouverture du Golfe d'Aden*, PhD thesis, University Pierre et Marie Curie.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Beslier Marie, O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M., & Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data., *Geophys. J. Int.*, **160**(3), 869–890.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Patriat, P., Beslier Marie, O., Bellahsen, N., Fournier, M., & Gente, P., 2006. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden ; insights from magnetic and gravity data (Encens-Sheba MD117 cruise), *Geophys. J. Int.*, **165**(3), 786–803.
- d'Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Gente, P., & Autin, J., 2010. Volcanism, jump and propagation on the Sheba Ridge, eastern Gulf of Aden : Segmentation evolution and implications for accretion processes, *Geophys. J. Int.*, **180**, 535–551.
- Afilhado, A., Matias, L., Shiobara, H., Hirn, A., Mendes-Victor, L., & Shimamura, H., 2008. From unthinned continent to ocean : The deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38° N, *Tectonophysics*, **458**(1-4), 9–50.
- Aki, K. & Richards, P., 1980. *Quantitative seismology theory and methods, Vol. 2*, WH Freeman.
- Al Amri, A. M. S., 1999. The crustal and upper-mantle structure of the interior Arabian Platform., *Geophys. J. Int.*, **136**, 421–430.
- Al-Damegh, K., Sandvol, E., & Barazangi, M., 2005. Crustal structure of the Arabian plate : new constraints from the analysis of teleseismic receiver functions, *Earth and Planetary Science Letters*, **231**(3-4), 177–196.
- Al Hussein, M. I., 2000. Origin of the Arabian Plate structures ; Amar collision and Najd Rift., *GeoArabia (Manama)*, **5**(4), 527–542.
- Ali, M. & Arai, S., 2007. Clinopyroxene-rich lherzolite xenoliths from Bir Ali, Yemen—possible product of peridotite/melt reactions, *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **102**(0), 137–142.
- Autin, J., Leroy, S., d'Acremont, E., Beslier, M.-O., Ribodetti, A., Bellahsen, N., Razin, P., & Robin, C., 2010. Continental break-up history of a deep magma-poor margin from seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman), *Geophys. J. Int.*, **180**, 501–519.

- Baker, J., Snee, L., & Menzies, M., 1996. A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen : implications for the duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction, *Earth and Planetary Science Letters*, **138**(1-4), 39–55.
- Barton, A. & White, R., 1997. Crustal structure of Edoras Bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, **102**(B2), 3109–3129.
- Bassi, G., 1995. Relative importance of strain rate and rheology for the mode of continental extension, *Geophys. J. Int.*, **122**(1), 195–210.
- Bassi, G., Keen, C., & Potter, P., 1993. Contrasting styles of rifting : Models and examples from the eastern Canadian margin, *Tectonics*, **12**(3), 639–655.
- Basuyau, C., Tiberi, C., Leroy, S., Stuart, G., Al-Lazki, A. I., Al-Toubi, K., & Ebinger, C., 2010. Evidence of partial melting beneath a continental margin : case of Dhofar, in the Northern Gulf of Aden (Sultanate of Oman)., *Geophys. J. Int.*, **180**, 520–534.
- Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, R., Hinz, K., Fechner, N., Gohl, K., Schulze, A., Trumbull, R., & Weber, K., 2000. Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies, *J. Geophys. Res.*, **105**(B 11), 25829–25853.
- Bellahsen, N., 2002. *Croissance des failles normales et des rifts continentaux. Développement du golfe d'Aden et dynamique de la plaque Arabe*, Ph.D. thesis, PhD thesis, Pierre et Marie Curie.
- Bellahsen, N., Faccenna, C., Funicello, F., Daniel, J., & Jolivet, L., 2003. Why did Arabia separate from Africa ? Insights from 3-D laboratory experiments, *Earth and Planetary Science Letters*, **216**(3), 365–381.
- Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acremont, E., Leroy, S., & Daniel, J.-M., 2006. Fault reactivation and rift localization : the northeastern Gulf of Aden margin., *Tectonics*, **25**, 14 p.
- Berry, L. & Mason, B., 1959. *Mineralogy*, Freeman.
- Bevington, P., 1969. Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences, *McGraw-Hill, New York*, **13**, 985–993.
- Beydoun, Z., As-Saruri, M., & Baraba, R., 1996. Sedimentary basins of the Republic of Yemen : their structural evolution and geological characteristics, *Oil & Gas Science and Technology*, **51**(6), 763–775.
- Boillot, G. & Froitzheim, N., 2001. Non-volcanic rifted margins, continental breakup and the onset of sea-floor spreading : some outstanding questions, *Geological Society London Special Publications*, **187**(1), 9–30.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougénot, D., Kornprobst, J., Mergoildaniel, J., & Torrent, G., 1980. Ocean-continent boundary off the Iberian margin : A serpentinite diapir west of the Galicia Bank, *Earth and Planetary Science Letters*, **48**(1), 23–34.

- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E., Meyer, A., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J., Comas, M., Davies, T., Dunham, K., *et al.*, 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins : a model based on drilling results (ODP Leg 103, western Galicia margin, Spain), *Tectonophysics*, **132**(4), 335–342.
- Boillot, G., Girardeau, J., & Kornprobst, J., 1988. The rifting of the Galicia margin : crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor, *Proceedings of ODP*, **103**, 741–756.
- Boillot, G., Féraud, G., Recq, M., & Girardeau, J., 1989. Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins., *Nature*, **341**, 523–525.
- Bosence, D., 1997. Mesozoic rift basins of Yemen, *Marine and Petroleum Geology*, **14**(6), 611.
- Bosworth, W., Huchon, P., & McClay, K., 2005. The Red Sea and Gulf of Aden Basins, *J. Afr. Earth. Sci.*, **43**(1-3), 334–378.
- Bott, W. F., Smith, B. A., Oakes, G., Sikander, A. H., & Ibrahim, A. I., 1992. The tectonic framework and regional hydrocarbon, prospectivity of the Gulf of Aden, *J. Petrol. Geol.*, **15**, 211–243.
- Bown, J. & White, R., 1994. Variation with spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry, *Earth and planetary science letters*, **121**(3-4), 435–449.
- Brace, W. & Kohlstedt, D., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments, *J. geophys. Res.*, **85**, 6248–6252.
- Braun, J. & Beaumont, C., 1989. Dynamical models of the role of crustal shear zones in asymmetric continental extension, *Earth and Planetary Science Letters*, **93**(3-4), 405–423.
- Brocher, T., 2005. Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**(6), 2081–2092.
- Brun, J., 1999. Narrow rifts versus wide rifts : inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments, *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **357**(1753), 695–712.
- Brun, J. & Beslier, M., 1996. Mantle exhumation at passive margins, *Earth and Planetary Science Letters*, **142**(1-2), 161–173.
- Buck, W., 1991. Modes of continental lithospheric extension, *J. Geophys. Res.*, **96**(B12), 20161–20178.
- Buck, W., Martinez, F., Steckler, M., & Cochran, J., 1988. Thermal consequences of lithospheric extension : Pure and simple, *Tectonics*, **7**(2), 213–234.
- Bullard, E. & Gaskell, T., 1938. Seismic Methods in Submarine Geology, *Nature*, **142**(3603), 916–917.

- Burov, E., 2007. The role of gravitational instabilities, density structure and extension rate in the evolution of continental margins., *Geol. Soc. Spec. Publ. : Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*, **282**, 139–156.
- Burov, E., 2010. The equivalent elastic thickness (T_e), seismicity and the long-term rheology of continental lithosphere : Time to burn-out "crème brûlée" ? : Insights from large-scale geodynamic modeling, *Tectonophysics*, **484**(1-4), 4–26.
- Burov, E. & Diament, M., 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere : What does it really mean ?, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **100**(B3), 3905–3927.
- Burov, E. & Poliakov, A., 2001. Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution- Verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model, *Journal of geophysical research*, **106**(138), 16461–16481.
- Burov, E. & Poliakov, A., 2003. Erosional forcing of basin dynamics : new aspects of syn-and post-rift evolution, *Geological Society London Special Publications*, **212**(1), 209.
- Byerlee, J., 1978. Friction of rocks, *Pure and Applied Geophysics*, **116**(4), 615–626.
- Cannat, M., 1993. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges., *J. Geophys. Res.*, **98**(B3), 4163–4172.
- Cannat, M., Lagabriele, Y., Bougault, H., Casey, J., de Coutures, N., Dmitriev, L., & Fouquet, Y., 1997. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge : geological mapping in the 15° N region, *Tectonophysics*, **279**(1-4), 193–213.
- Carlson, R. & Raskin, G., 1984. Density of the ocean crust, *Nature*, **311**, 555–558.
- Carslaw, H. & Jaeger, J., 1959. *Conduction of Heat in Solids, 2nd edition*, Oxford Science Publications, Oxford.
- Chéry, J., Daignières, M., Lucazeau, F., & Vilotte, J., 1989. Strain localization in rift zones (case of thermally softened lithosphere) : A finite element approach, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 437–443.
- Chian, D., Loudon, K., & Reid, I., 1995. Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of nonvolcanic continental margins, *J. Geophys. Res.*, **100**(B12), 24239–24254.
- Chian, D., Loudon, K., Minshull, T., & Whitmarsh, R., 1999. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles : 1. Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect, *J. Geophys. Res.*, **104**(B4), 7443–7462.
- Christensen, N., 1996. Poisson's ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, **101**(B2), 3139–3156.
- Christensen, N. I. & Mooney, W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust : A global view., *J. Geophys. Res.*, **100**(B7), 9761–9788.

- Christeson, G., 1995. OBSTOOL : Software for processing UTIG OBS data, Tech. rep., University of Texas Institute for Geophysics.
- Cochran, J., 1982. The magnetic quiet zone in the eastern Gulf of Aden : implications for the early development of the continental margin, *Geophys. J. Int.*, **68**(1), 171–201.
- Contrucci, I., Klingelhofer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M., Sahabi, M., Malod, J., & Rehault, J., 2004a. The crustal structure of the NW Moroccan continental margin from wide-angle and reflection seismic data, *Geophys. J. Int.*, **159**(1), 117–128.
- Contrucci, I., Matias, L., Moulin, M., Géli, L., Klingelhofer, F., Nouzé, H., Aslanian, D., Olivet, J., Réhault, J., & Sibuet, J., 2004b. Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5 S and 8 S, from reflection/refraction seismics and gravity data, *Geophys. J. Int.*, **158**(2), 529–553.
- Corti, G., van Wijk, J., Bonini, M., Sokoutis, D., Cloetingh, S., Innocenti, F., & Manetti, P., 2003. Transition from continental break-up to punctiform seafloor spreading ; how fast, symmetric, and magmatic., *Geophys. Res. Lett.*, **30**(12), 4 pages.
- Courtilot, V., Galdeano, A., & Le Mouel, J., 1980. Propagation of an accreting plate boundary : a discussion of new aeromagnetic data in the Gulf of Tadjurah and southern Afar, *Earth and Planetary Science Letters*, **47**(1), 144–160.
- Courtilot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., & Besse, J., 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup, *Earth and Planetary Science Letters*, **166**(3-4), 177–195.
- Culling, W., 1960. Analytical theory of erosion, *The Journal of Geology*, **68**, 336–344.
- Cundall, P., 1989. Numerical experiments on localization in frictional materials, *Archive of Applied Mechanics (Ingenieur Archiv)*, **59**(2), 148–159.
- Cundall, P. & Board, M., 1988. A microcomputer program for modelling large-strain plasticity problems, *Numerical Methods in Geomechanics*, **6**, 2101–2108.
- Daradich, A., Mitrovica, J., Pysklywec, R., Willett, S., & Forte, A., 2003. Mantle flow, dynamic topography, and rift-flank uplift of Arabia, *Geology*, **31**(10), 901.
- Dauteuil, O., Huchon, P., Quemeneur, F., & Souriot, T., 2001. Propagation of an oblique spreading centre : the western Gulf of Aden, *Tectonophysics*, **332**(4), 423–442.
- Davis, M. & Kusznir, N., 2004. Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins, *Proceedings of NSF Rifted Margins Theoretical Institute. Columbia University Press, New York*, pp. 92–136.
- Davison, I., Al-Kadasi, M., Al-Khirbash, S., Al-Subbary, A., Baker, J., Blakey, S., Bosence, D., Dart, C., Heaton, R., McClay, K., *et al.*, 1994. Geological evolution of the southeastern Red Sea Rift margin, Republic of Yemen, *Geological Society of America bulletin*, **106**(11), 1474–1493.

- De Charpal, O., Guennoc, P., Montadert, L., & Roberts, D., 1978. Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay, *Nature*, **275**, 706–711.
- Dean, S., Minshull, T., Whitmarsh, R., & Loudon, K., 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles- The IAM-9 transect at 40 deg 20 min N, *J. Geophys. Res.*, **105**(B3), 5859–5885.
- Debayle, E., L ev eque, J., & Cara, M., 2001. Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro/Arabian continent, *Earth and Planetary Science Letters*, **193**(3-4), 423–436.
- Dewey, J., 1988. Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, **7**(6), 1123–1139.
- Digranes, P., Mjelde, R., Kodaira, S., Shimamura, H., Kanazawa, T., Shiobara, H., & Berg, E., 1998. A regional shear-wave velocity model in the central V oring Basin, N. Norway, using three-component Ocean Bottom Seismographs, *Tectonophysics*, **293**(3-4), 157–174.
- Doin, M. & Fleitout, L., 1996. Thermal evolution of the oceanic lithosphere : an alternative view, *Earth and Planetary Science Letters*, **142**(1-2), 121–136.
- Dunbar, J. & Sawyer, D., 1989. How pre-existing weaknesses control the style of continental breaking, *J. Geophys. Res.*, **94**, 7278–7292.
- Dziewonski, A. & Anderson, D., 1981. Preliminary reference Earth model* 1, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**(4), 297–356.
- Ebinger, C. & Sleep, N., 1998. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume, *Nature*, **395**(6704), 788.
- Eccles, J., White, R., & Christie, P., 2009. Identification and inversion of converted shear waves : case studies from the European North Atlantic continental margins, *Geophysical Journal International*, **179**(1), 381–400.
- Eccles, J., White, R., & Christie, P., 2010. The composition and structure of volcanic rifted continental margins in the North Atlantic : Further insight from shear waves, *Tectonophysics*, **xxx**, xxx–xxx.
- Eldohlm, O. & Grue, K., 1994. North Atlantic volcanic margins : dimensions and production rates, *J. Geophys. Res.*, **99**(B 2), 2955–2968.
- Ewing, W., Crary, A., & Rutherford, H., 1937. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain ; Part 1, Methods and results, *Bulletin of the Geological Society of America*, **48**(6), 753–801.
- Farr, T., Rosen, P., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., *et al.*, 2007. The shuttle radar topography mission, *Reviews of Geophysics*, **45**(2), 33.
- Fern andez, M., Torne, M., Garcia-Castellanos, D., Verg es, J., Wheeler, W., & Karpuz, R., 2004. Deep structure of the V oring Margin : the transition from a continental shield to a young oceanic lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, **221**(1-4), 131–144.

- Fleitout, L., 1986. Active lithospheric thinning, *Tectonophysics*, **132**(1-3), 271–278.
- Fournier, M., Patriat, P., & Leroy, S., 2001. Reappraisal of the Arabia–India–Somalia triple junction kinematics, *Earth and Planetary Science Letters*, **189**(3-4), 103–114.
- Fournier, M., Petit, C., Chamot-Rooke, N., Fabbri, O., Huchon, P., Maillot, B., & Lèpvrier, C., 2008. Do ridgeridgefault triple junctions exist on Earth? Evidence from the AdenOwenCarlsberg junction in the NW Indian Ocean, *Basin Research*, **20**(4), 575–590.
- Funck, T., Hopper John, R., Larsen Hans, C., Louden Keith, E., Tucholke Brian, E., & Holbrook, W. S., 2003. Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap; seismic refraction results., *J. Geophys. Res.*, **108**(B11), 20 pages.
- Funck, T., Jackson, H., Louden, K., Dehler, S., & Wu, Y., 2004. Crustal structure of the northern Nova Scotia rifted continental margin (eastern Canada), *J. Geophys. Res.*, **109**(B9), B09102.
- Funck, T., Andersen, M., Neish, J., & Dahl-Jensen, T., 2008. A refraction seismic transect from the Faroe Islands to the Hatton-Rockall Basin, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **113**(B12), B12405.
- Gao, S., Davis, P., Liu, H., Slack, P., Zorin, Y., Logatchev, N., Kogan, M., Burkholder, P., & Meyer, R., 1994. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia, *J. geophys. Res.*, **99**, 15–319.
- Gardner, G., Gardner, L., Gregory, A., *et al.*, 1974. Formation velocity and density—the diagnostic basics for stratigraphic traps, *Geophysics*, **39**(6), 770–780.
- Gass, I., Ries, A., Shackleton, R., & Smewing, J., 1990. Tectonics, geochronology and geochemistry of the Precambrian rocks of Oman, *Geological Society London Special Publications*, **49**(1), 585.
- Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margins, *Comptes rendus-Géoscience*, **337**(16), 1395–1408.
- George, R., Rogers, N., & Kelley, S., 1998. Earliest magmatism in Ethiopia; evidence for two mantle plumes in one flood basalt province, *Geology*, **26**(10), 923–926.
- Goetze, C. & Evans, B., 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics, *Geophys. JR Astron. Soc.*, **59**, 463–478.
- Harding, A., Orcutt, J., Kappus, M., Vera, E., Mutter, J., Buhl, P., Detrick, R., & Brocher, T., 1989. Structure of young oceanic crust at 13 N on the East Pacific Rise from expanding spread profiles, *J. Geophys. Res.*, **94**(B9), 12163–12196.
- Hébert, H., Deplus, C., Audin, L., Khanbari, K., & Huchon, P., 2001. Lithospheric structure of a nascent spreading ridge inferred from gravity data- The western Gulf of Aden, *J. Geophys. Res.*, **106**(B11), 26345–26364.

- Henjes-Kunst, F., Altherr, R., & Baumann, A., 1990. Evolution and composition of the lithospheric mantle underneath the western Arabian peninsula : constraints from Sr- Nd isotope systematics of mantle xenoliths, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105**(4), 460–472.
- Hirsch, K., Bauer, K., & Scheck-Wenderoth, M., 2009. Deep structure of the western South African passive margin—Results of a combined approach of seismic, gravity and isostatic investigations, *Tectonophysics*, **470**(1-2), 57–70.
- Hirschmann, M., 2000. Mantle solidus : experimental constraints and the effects of peridotite composition, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **1**(10), 1042.
- Holbrook, W., Purdy, G., Sheridan, R., Glover III, L., Talwani, M., Ewing, J., & Hutchinson, D., 1994a. Seismic structure of the US Mid-Atlantic continental margin, *J. Geophys. Res.*, **99**(17), 871–17.
- Holbrook, W., Reiter, E., Purdy, G., Sawyer, D., Stoffa, P., Austin, J., Oh, J., & Makris, J., 1994b. Deep structure of the US Atlantic continental margin, offshore South Carolina, from coincident ocean bottom and multichannel seismic data, *J. Geophys. Res.*, **99**(B5), 9155–9178.
- Hopper, J. & Buck, W., 1996. The effect of lower crustal flow on continental extension and passive margin formation, *J. Geophys. Res.*, **101**, 20–20.
- Hopper, J., Dahl-Jensen, T., Holbrook, W., Larsen, H., Lizarralde, D., Korenaga, J., Kent, G., & Kelemen, P., 2003. Structure of the SE Greenland margin from seismic reflection and refraction data : Implications for nascent spreading center subsidence and asymmetric crustal accretion during North Atlantic opening, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2269.
- Horsefield, S., Whitmarsh, K., White, R., & Sibuet, J., 1994. Crustal structure of the Goban Spur rifted continental margin, Ne Atlantic, *Geophys. J. Int.*, **119**(1), 1–19.
- Huchon, P. & Khanbari, K., 2003. Rotation of the syn-rift stress field of the northern Gulf of Aden margin, Yemen, *Tectonophysics*, **364**(3-4), 147–166.
- Huisman, R. S. & Beaumont, C., 2002. Asymmetric lithospheric extension; the role of frictional plastic strain softening inferred from numerical experiments., *Geology*, **30**(3), 211–214.
- Huisman, R. S. & Beaumont, C., 2003. Symmetric and asymmetric lithospheric extension; relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening., *J. Geophys. Res.*, *B10, Solid Earth and Planets*, **108**, 2496–2508.
- Huisman, R. & Beaumont, C., 2007. Roles of lithospheric strain softening and heterogeneity in determining the geometry of rifts and continental margins, *Geological Society London Special Publications*, **282**(1), 111.
- Huisman, R. & Beaumont, C., 2008. Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension, *Geology*, **36**(2), 163.

- Huismans, R., Podladchikov, Y., & Cloetingh, S., 2001. Transition from passive to active rifting : Relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **106**, 11271–11291.
- Jestin, F. & Huchon, P., 1992. Cinématique et déformation de la jonction triple mer Rouge-golfe d'Aden-rift Ethiopien depuis l'Oligocène, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **163**(2), 125–133.
- Jestin, F., Huchon, P., & Gaulier, J., 1994. The Somalia plate and the East African Rift System : present-day kinematics, *Geophys. J. Int.*, **116**(3), 637–654.
- Johnson, P., 1998. Tectonic map of Saudi Arabia and adjacent areas, scale 1 : 4000 000, Saudi Arabian Deputy Ministry for Mineral Resources.
- Kameyama, M., Yuen, D., & Karato, S., 1999. Thermal-mechanical effects of low-temperature plasticity (the Peierls mechanism) on the deformation of a viscoelastic shear zone, *Earth and Planetary Science Letters*, **168**(1-2), 159–172.
- Keen, C. & deVoogd, B., 1988. The continent-ocean boundary at the rifted margin off eastern Canada : New results from deep seismic reflection studies, *Tectonics*, **7**(1), 107–124.
- Keen, C., Boutilier, R., de Voogd, B., Mudford, B., & Enachescu, M., 1987. Crustal geometry and extensional models for the Grand Banks, eastern Canada : constraints from deep seismic reflection data, *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*, **12**, 101–115.
- Kenea, N., Ebinger, C., & Rex, D., 2001. Late Oligocene volcanism and extension in the southern Red Sea hills, *Sudan : Journal of the Geological Society of London*, **158**, 285–294.
- Kuo, L. & Essene, E., 1986. Petrology of spinel harzburgite xenoliths from the Kishb Plateau, Saudi Arabia, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**(3), 335–346.
- Kusznir, N. & Park, R., 1987. The extensional strength of the continental lithosphere : its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness, *Geological Society London Special Publications*, **28**(1), 35.
- Kusznir, N., Marsden, G., & Egan, S., 1991. A flexural-cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension : applications to the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea, *Geological Society London Special Publications*, **56**(1), 41.
- Lagabrielle, Y., Mamaloukas-Frangoulis, V., Cannat, M., Auzende, J., Honnorez, J., Mevel, C., & Bonatti, E., 1992. Vema fracture zone (central Atlantic)-Tectonic and magmatic evolution of the median ridge and the eastern ridge-transform intersection domain, *J. Geophys. Res.*, **97**(B12), 17331–17351.
- Lau, K., Loudon, K., Funck, T., Tucholke, B., Holbrook, W., Hopper, J., & Larsen, H., 2006. Crustal structure across the Grand Banks–Newfoundland Basin Continental Margin–I. Results from a seismic refraction profile, *Geophys. J. Int.*, **167**(1), 127–156.

- Laughton, A. & Tramontini, C., 1969. Recent studies of the crustal structure in the Gulf of Aden, *Tectonophysics*, **8**(4-6), 359–375.
- Lavier, L. & Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins., *Nature*, **440**(7082), 324–8.
- Lavier, L., Buck, W., & Poliakov, A., 2000. Factors controlling normal fault offset in an ideal brittle layer, *J. Geophys. Res.*, **105**(23), 431–23.
- Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift, *J. Geophys. Res.*, **73**(12), 3661–3697.
- Le Pourhiet, L., 2004. *Modélisation thermomécanique de l'extension continentale : développements théoriques et applications au golfe de Corinthe (Grèce)*, PhD thesis, University Pierre et Marie Curie.
- Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., d'Acremont, E., Patriat, P., Beslier Marie, O., Bellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al Kathiri, A., Merkuriev, S., Fleury Jean, M., Ruellan Pierre, Y., Lepvrier, C., & Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden ; a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin., *Terra Nova*, **16**(4), 185–192.
- Leroy, S., Lucazeau, F., Razin, P., Manatschal, G., & YOCMAL, T., 2007. Young Conjugate Margins Laboratory in the Gulf of Aden : the YOCMAL project, in *AGU Fall Meeting Abstracts*, p. 0350.
- Leroy, S., d'Acremont, E., Tiberi, C., Basuyau, C., Autin, J., Lucazeau, F., & Sloan, H., 2010a. Recent off-axis volcanism in the eastern Gulf of Aden : implications for plume-ridge interaction, *Earth and Planetary Science Letters*, **293**, 140–153.
- Leroy, S., Lucazeau, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Autin, J., Rouzo, S., Bellahsen, N., Ebinger, C., Beslier, M.-O., Tiberi, C., Perrot, J., Razin, P., Stuart, G., Al Lazki, A., Al-Toubi, K., Bache, F., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., Huchon, P., Unternehr, P., & Khanbari, K., 2010b. Contrasted styles of margins in the eastern Gulf of Aden, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **11**(7), Q07004.
- Levin, V. & Park, J., 2000. Shear zones in the Proterozoic lithosphere of the Arabian Shield and the nature of the Hales discontinuity, *Tectonophysics*, **323**(3-4), 131–148.
- Lister, G. & Davis, G., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA, *Journal of Structural Geology*, **11**(1-2), 65–94.
- Lister, G., Etheridge, M., & Symonds, P., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins, *Geology*, **14**(3), 246–250.
- Lizarralde, D., Axen, G., Brown, H., Fletcher, J., Gonzalez-Fernandez, A., Harding, A., Holbrook, W. S., Kent, G., Paramo, P., Sutherland, F., & Umhoefer, P., 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California, *Nature*, **448**, 466–469.

- Louden, K., Sibuet, J., & Harmegnies, F., 1997. Variations in heat flow across the ocean-continent transition in the Iberia abyssal plain, *Earth and Planetary Science Letters*, **151**(3-4), 233–254.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Düsünur, D., Tuchais, P., Huchon, P., Bellahsen, N., & Al-Toubi, K., 2008. Persistent thermal activity at the Eastern Gulf of Aden after continental break-up, *Nature Geosciences*, **1**, 854–858.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Autin, J., Bonneville, A., Goutorbe, B., Watremez, L., d'Acremont, E., Düsünur, D., Rolandone, F., & Huchon, P., 2009. Post-rift volcanism and high heat-flow at the Ocean-Continent Transition of the Gulf of Aden, *Terra Nova*, **21**, 285–292.
- Ludwig, W., Nafe, J., & Drake, C., 1970. Seismic refraction, *The Sea*, **4**(Part 1), 53–84.
- Manatschal, G., 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps, *International Journal of Earth Sciences*, **93**(3), 432–466.
- Manighetti, I., 1993. *Dynamique des systèmes extensifs en Afar*, Ph.D. thesis, Paris VI.
- Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S., & Gillot, P., 1997. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary The Gulfs of Aden and Tadjoura, *J. Geophys. Res.*, **102**(B2), 2681–2710.
- Manighetti, I., Tapponnier, P., Gillot, P., Jacques, E., Courtillot, V., Armijo, R., Ruegg, J., & King, G., 1998. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary- Into Afar, *J. Geophys. Res.*, **103**(B3), 4947–4974.
- McGuire, A. & Stern, R., 1993. Granulite xenoliths from western Saudi Arabia : the lower crust of the late Precambrian Arabian-Nubian Shield, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **114**(3), 395–408.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**(1), 25–32.
- McKenzie, D. & Bickle, M., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere, *Journal of Petrology*, **29**(3), 625.
- McKenzie, D. & Parker, R., 1967. The North Pacific : an Example of Tectonics on a Sphere, *Nature*, **216**, 1276–1280.
- Menzies, M., Baker, J., Bosence, D., Dart, C., Davison, I., Hurford, A., Al'Kadasi, M., McClay, K., Nichols, G., Al'Subary, A., *et al.*, 1992. The timing of magmatism, uplift and crustal extension : preliminary observations from Yemen, *Geological Society London Special Publications*, **68**(1), 293.
- Minshull, T., 2002. Seismic Structure of the Oceanic Crust and Passive Continental Margins, *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, **81A**, 911–924.

- Minshull, T., 2009. Geophysical characterisation of the ocean–continent transition at magma-poor rifted margins, *Comptes rendus-Géoscience*, **341**(5), 382–393.
- Minshull, T. A., Muller, M. R., Robinson, C. J., White, R. S., & Bickle, M. J., 1998. Is the oceanic Moho a serpentinisation front?, *Geological Society London Special Publications*, **148**, 71–80.
- Minshull, T., Lane, C., Collier, J., & Whitmarsh, R., 2008. The relationship between rifting and magmatism in the northeastern Arabian Sea, *Nature Geosciences*, **1**(7), 463–467.
- Mjelde, R., Raum, T., Myhren, B., Shimamura, H., Murai, Y., Takanami, T., Karpuz, R., & Naess, U., 2005. Continent-ocean transition on the Vøring Plateau, NE Atlantic, derived from densely sampled ocean bottom seismometer data., *J. Geophys. Res.*, **110**(B05), 19 pages.
- Mjelde, R., Raum, T., Murai, Y., & Takanami, T., 2007. Continent-ocean transitions : Review, and a new tectono-magmatic model of the Vøring Plateau, NE Atlantic., *J. Geodyn.*, **43**(3), 374–392.
- Mooney, W., Gettings, M., Blank, H., & Healy, J., 1985. Saudi Arabian seismic-refraction profile : A travelttime interpretation of crustal and upper mantle structure, *Tectonophysics*, **111**(3-4), 173–197.
- Mooney, W., Laske, G., & Masters, T., 1998. CRUST 5.1 : a global crustal model at 5×5 , *J. Geophys. Res.*, **103**, 727–747.
- Mooney, W., Prodehl, C., & Pavlenkova, N., 2002. Seismic velocity structure of the continental lithosphere from controlled source data, *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, **81**, 887–910.
- Morgan, W., 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks, *J. Geophys. Res.*, **73**(6), 1959–1982.
- Morgan, J., Barton, P., & White, R., 1989. The Hatton Bank continental margin. III : Structure from wide-angle OBS and multichannel seismic refraction profiles, *Geophys. J. Int.*, **98**(2), 367–384.
- Murillas, J., Mougnot, D., Boillot, G., Comas, M., Banda, E., & Mauffret, A., 1990. Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin), *Tectonophysics*, **184**(3-4), 297–303.
- Nafe, J. & Drake, C., 1957. Variation with Depth in Shallow and Deep Water Marine Sediments of Porosity, Density and the Velocities of Compressional and Shear Waves, *Geophysics*, **22**(3), 523.
- Nafe, J. & Drake, C., 1961. Physical properties of marine sediments, Tech. rep., DTIC.
- Nafe, J., Hennion, J., & Peter, G., 1959. Geophysical measurements in the Gulf of Aden., *Preprints Intern. Oceanog. Congr.*, pp. 42–43.
- Nagel, T. & Buck, W., 2007. Control of rheological stratification on rifting geometry : a symmetric model resolving the upper plate paradox, *Int. J. Earth Sci.*, **96**(6), 1047–1057.

- Nichols, G. & Watchorn, F., 1998. Climatic and geomorphic controls on rift sedimentation : Oligo-Miocene syn-rift facies in the Gulf of Aden, Yemen, *Marine and Petroleum Geology*, **15**(6), 505–518.
- Nicolas, A., Boudier, F., & Ceuleneer, G., 1988. Mantle flow patterns and magma chambers at ocean ridges : Evidence from the Oman ophiolite, *Marine Geophysical Researches*, **9**(4), 293–310.
- Parsons, B. & Sclater, J., 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *J. geophys. Res.*, **82**(5), 803–827.
- Pasyanos, M. & Nyblade, A., 2007. A top to bottom lithospheric study of Africa and Arabia, *Tectonophysics*, **444**(1-4), 27–44.
- Pasyanos, M. E. & Walter, W. R., 2002. Crust and upper-mantle structure of North Africa, Europe and the Middle East from inversion of surface waves., *Geophys. J. Int.*, **149**, 463–481.
- Pérez-Gussinyé, M. & Reston, T., 2001. Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins : Onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup, *J. Geophys. Res.*, **106**(B3), 3961–3976.
- Pérez-Gussinyé, M., Ranero, C., Reston, T., & Sawyer, D., 2003. Mechanisms of extension at nonvolcanic margins : Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2245.
- Pinheiro, L., Whitmarsh, R., & Miles, P., 1992. The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia-II. Crustal structure in the Tagus Abyssal Plain, *Geophys. J. Int.*, **109**(1), 106–124.
- Poliakov, A. & Buck, W., 1998. Mechanics of stretching elastic-plastic-viscous layers : Applications to slow-spreading mid-ocean ridges, *Geophysical monograph*, **106**, 305–323.
- Poliakov, A., Cundall, P., Podladchikov, Y., & Lyakhovsky, V., 1993a. *Flow and Creep in the Solar System : observations, modeling and theory*, chap. An explicit inertial method for the simulation of viscoelastic flow : an evaluation of elastic effects on diapiric flow in two-and three-layers models, pp. 175–195, Kluwer Academic Publishers.
- Poliakov, A., Podladchikov, Y., & Talbot, C., 1993b. Initiation of salt diapirs with frictional overburdens : numerical experiments, *Tectonophysics*, **228**(3-4), 199–210.
- Popov, A. & Sobolev, S., 2008. SLIM3D : A tool for three-dimensional thermomechanical modeling of lithospheric deformation with elasto-visco-plastic rheology, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **171**(1-4), 55–75.
- Precigout, J., Gueydan, F., Gapais, D., Garrido, C., & Essaifi, A., 2007. Strain localisation in the subcontinental mantle—a ductile alternative to the brittle mantle, *Tectonophysics*, **445**(3-4), 318–336.

- Raïtt, R., 1963. The crustal rocks, The Sea, *Interscience Publishers, New York*, **3**, 85–102.
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth (2nd edit.)*, Chapman & Hall, London.
- Raum, T., Mjelde, R., Digranes, P., Shimamura, H., Shiobara, H., Kodaira, S., Haatvedt, G., Sørenes, N., & Thorbjørnsen, T., 2002. Crustal structure of the southern part of the Vøring Basin, mid-Norway margin, from wide-angle seismic and gravity data, *Tectonophysics*, **355**(1-4), 99–126.
- Redfern, P. & Jones, J., 1995. The interior rifts of the Yemen-analysis of basin structure and stratigraphy in a regional plate tectonic context, *Basin Research*, **7**(4), 337–356.
- Reid, I., 1994. Crustal structure of a nonvolcanic rifted margin east of Newfoundland, *J. Geophys. Res.*, **99**(B8), 15161.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., & Cakmak, R., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, **111**, 26 p.
- Reston, T., 2007. Extension discrepancy at North Atlantic nonvolcanic rifted margins : Depth-dependent stretching or unrecognized faulting?, *Geology*, **35**(4), 367.
- Reston, T. & Pérez-Gussinyé, M., 2007. Lithospheric extension from rifting to continental breakup at magma-poor margins : rheology, serpentinisation and symmetry, *Int. J. Earth Sci.*, **96**(6), 1033–1046.
- Reston, T., Krawczyk, C., & Klaeschen, D., 1996. The S reflector west of Galicia (Spain) : Evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **101**(B4), 8075–8091.
- Rieu, R., Allen, P., Etienne, J., Cozzi, A., & Wiechert, U., 2006. A Neoproterozoic glacially influenced basin margin succession and 'atypical' cap carbonate associated with bedrock palaeovalleys, Mirbat area, southern Oman, *Basin Research*, **18**(4), 471–496.
- Ritsema, J. & van Heijst, H., 2000. New seismic model of the upper mantle beneath Africa, *Geology*, **28**(1), 63–66.
- Roger, J., Platel, J., & Cavelier, C., 1989. Données nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire géologique du Dhofar (Sultanat d'Oman), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **2**, 265–277.
- Rosenbaum, G., Weinberg, R., & Regenauer-Lieb, K., 2008. The geodynamics of lithospheric extension, *Tectonophysics*, **458**, 1–8.
- Sahota, G., 1990. *Geophysical investigations of the Gulf of Aden continental margins : geodynamic implications for the development of the Afro-Arabian rift system*, Ph.D. thesis, Unpublished Ph. D. Thesis, University College, Swansea.

- Sahota, G., Styles, P., & Gerdes, K., 1995. Evolution of the Gulf of Aden and implications for the development of the Red Sea, in *Rift Sedimentation and Tectonics in the Red Sea–Gulf of Aden Region, Sanaa, Yemen*, vol. 56.
- Samuel, M. A., Harbury, N., Bott, R., & M., T. A., 1997. Field observations from the Socotran platform : their interpretation and correlation to Southern Oman, *Mar. Pet. Geol.*, **14**(6), 661–673.
- Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Vernon, F., Mellors Robert, J., & Al Amri Abdullah, M. S., 1998. Lithospheric seismic velocity discontinuities beneath the Arabian Shield, *Geophys. Res. Lett.*, **25**(15), 2873–2876.
- Sandwell, D. & Smith, W., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, **102**(10), 039–10.
- Sawyer, D., Whitmarsh, R., & Klaus, A., 1994. Shipboard Scientific Party 1994 Initial Reports Proceedings of ODP, *College Station, TX : Ocean Drilling Program*, vol. **149**, 5–10.
- Sawyer, D., Coffin, M., Reston, T., Stock, J., & Hopper, J., 2007. COBBOOM : The Continental Breakup and Birth of Oceans Mission, *Scientific Drilling*, **5**, 13–25.
- Sclater, J., Jaupart, C., & Galson, D., 1980. The Heat Flow Through Oceanic and Continental Crust and the Heat Loss of the Earth, *Reviews of Geophysics*, **18**(1), 269–311.
- Sengör, A. & Burke, K., 1978. Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications, *Geophysical Research Letters*, **5**(6), 419–421.
- Sibuet, J., 1992. New constraints on the formation of the non-volcanic continental Galicia-Flemish Cap conjugate margins, *Journal of the Geological Society*, **149**(5), 829.
- Smith, L., White, R., Kusznir, N., & iSIMM Team, 2005a. Structure of the Hatton Basin and adjacent continental margin, *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, **6**, 947–956.
- Smith, L., White, R., Kusznir, N., & iSIMM Team, 2005b. Structure of the Hatton Basin and adjacent continental margin, in *Petroleum Geology : North-West Europe and Global Perspectives-Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference. Geological Society, London*.
- Spudich, P. & Orcutt, J., 1980. A New Look at the Seismic Velocity Structure of the Oceanic Crust, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **18**(3), 627–645.
- Srivastava, S. & Roest, W., 1995. Nature of Thin Crust Across the Southwest Greenland Margin and its Bearing on the Location of the Ocean-Continent Boundary, *Proceedings of the NATO-ARW Workshop on Rifted Ocean-Continent Boundaries, 11–14 May, 1994, Mallorca, Spain, Kluwer Academic, Dordrecht*, **1**, 95–120.
- Stern, R. & Manton, W., 1987. Age of Feiran basement rocks, Sinai : implications for late Precambrian crustal evolution in the northern Arabian-Nubian Shield, *Journal of the Geological Society*, **144**(4), 569.

- Stoeser, D. B. & Frost, C. D., 2006. Nd, Pb, Sr, and O isotopic characterization of Saudi Arabian Shield terranes, *Chem. Geol.*, **226**(Issues 3-4), 163–188.
- Talbot, C. & Ghebreab, W., 1997. Red Sea detachment and basement core complexes in Eritrea, *Geology*, **25**(7), 655.
- Talwani, M., Lamar Worzel, J., & Landisman, M., 1959. Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, **64**, 49–59.
- Tard, F., Masse, P., Walgenwitz, F., & Gruneisen, P., 1991. The volcanic passive margin in the vicinity of Aden, Yemen, *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf Aquitaine, Boussens*, **15**, 1–9.
- Tiberi, C., Leroy, S., d'Acremont, E., Bellahsen, N., Ebinger, C., Al Lazki, A., & Pointu, A., 2007. Crustal geometry of the northeastern Gulf of Aden passive margin ; localization of the deformation inferred from receiver function analysis, *Geophys. J. Int.*, **168**(3), 1247–1260.
- Torne, M., Fernández, M., Carbonell, J., & Banda, E., 1994. *Lithospheric transition from continental to oceanic in the West Iberia Atlantic margin.*, Keen, CE and Boutilier, RR and Banda, E. and Talwan, M. and Torne, M.
- Van Avendonk, H., Lavier, L., Shillington, D., & Manatschal, G., 2009. Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland, *Tectonophysics*, **468**(1-4), 131–148.
- Vermeer, P., 1990. Orientation of shear bands in biaxial tests, *Geotechnique*, **40**(2), 223–236.
- Watchorn, F., Nichols, G., & Bosence, D., 1998. *Rift-related sedimentation and stratigraphy, southern Yemen (Gulf of Aden)*, London, Chapman & Hall.
- Watts, A., 2001. Gravity anomalies, flexure and crustal structure at the Mozambique rifted margin, *Marine and Petroleum Geology*, **18**(4), 445–455.
- Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **22**(1), 108–125.
- White, R. & McKenzie, D., 1989. Magmatism at Rifts zones : the generation of volcanic continental margin and flood basalts, *J. Geophys. Res.*, **94**(1), 7685–7730.
- White, R. & Smith, L., 2009. Crustal structure of the Hatton and the conjugate east Greenland rifted volcanic continental margins, NE Atlantic, *J. geophys. Res.*, **114**, 2305.
- White, R., Spence, G., Fowler, S., McKenzie, D., Westbrook, G., & Bowen, A., 1987. Magmatism at rifted continental margins, *Nature(London)*, **330**(6147), 439–444.
- White, R., McKenzie, D., & O'Nions, R., 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions, *J. Geophys. Res.*, **97**(B13), 19683–19715.

- White, N., Thompson, M., & Barwise, T., 2003. Understanding the thermal evolution of deep-water continental margins, *Nature*, **426**(6964), 334–343.
- White, R., Smith, L., Roberts, A., Christie, P., Kusznir, N., iSIMM Team, R., Healy, D., Spitzer, R., Chappell, A., Eccles, J., *et al.*, 2008. Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin., *Nature*, **452**(7186), 460–4.
- Whitmarsh, R. & Miles, P., 1995. Models of the development of the West Iberia rifted continental margin at 40° 30'N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies, *J. Geophys. Res.*, **100**(B 3), 3789–3806.
- Whitmarsh, R., Miles, P., Pinheiro, L., Boillot, G., & Recq, M., 1991. The ocean-continent transition of western Iberia, *Geobyte*, **75**(8), 1425.
- Whitmarsh, R. B., Manatschal, G., & Minshull, T. A., 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading, *Nature*, **413**(6852), 150–154.
- van Wijk, J., 2005. Role of weak zone orientation in continental lithosphere extension, *Geophys. Res. Lett.*, **32**(2), L02303.
- Winterer, E., Gee, J., & van Waasbergen, R., 1988. The source area for Lower Cretaceous clastic sediments of the Galicia margin : geology and tectonic and erosional history, *Proceedings of ODP*, **103**, 697–732.
- Worzel, J., 1968. Advances in marine geophysical research of continental margins, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **5**(4), 963–983.
- Yilmaz, Ö., 1987. *Seismic data processing*, Society of Exploration Geophysicists.
- Zelt, C. A., 1999. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data, *Geophys. J. Int.*, **139**, 183–204.
- Zelt, C. & Forsyth, D., 1994. Modeling wide-angle seismic data for crustal structure : Southeastern Grenville Province, *J. Geophys. Res.*, **99**(B6), 11687–11704.
- Zelt, C. A. & Smith, R. B., 1992. Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, **108**, 16–34.
- Zhao, M., Qiu, X., Xia, S., Wang, P., Xia, K., & Xu, H., 2008. Identification and analysis of shear waves recorded by three-component OBSs in northeastern South China Sea, *Prog. Nat. Sci.*, **18**(2), 181–188.
- Ziegler, P. & Cloetingh, S., 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins, *Earth Sci. Rev.*, **64**(1-2), 1–50.

Table des figures

1.1	Schémas illustrant les trois principaux modes d'extension lithosphérique (Rosenbaum <i>et al.</i> , 2008)	8
1.2	Relation possible entre la dynamique du manteau et la déformation en extension de la lithosphère continentale au niveau des marges passives (Geoffroy, 2005)	9
1.3	Modèles conceptuels de l'extension lithosphérique symétrique et asymétrique	10
1.4	Modes d'extension conduisant à la rupture continentale (Lavie & Manatschal, 2006)	12
1.5	Méthodes pour localiser la déformation (Huisman & Beaumont, 2003; Burov, 2007)	12
1.6	Facteurs contrôlant l'extension et modes cumulatifs correspondants (Huisman & Beaumont, 2003)	13
1.7	Interaction entre le manteau lithosphérique et le manteau asthénosphérique pendant le rifting (Burov, 2007)	14
1.8	Comparaison des résultats de la géophysique et de la modélisation numérique pour les marges conjuguées du nord de l'Atlantique (Huisman & Beaumont, 2007)	16
1.9	Comparaison des résultats de la géophysique et de la modélisation numérique pour les marges conjuguées du Bonnet-Flamand et de la Galice (Burov, 2007)	18
1.10	Épaisseurs de croûte en fonction du taux d'accrétion océanique (Bown & White, 1994)	19
1.11	Quatre modèles géologiques possibles pour la croûte océanique	20
1.12	Flux de chaleur pour tous les océans et bassins marginaux en fonction de leur âge	21
1.13	Vitesses moyennes des ondes P pour les principaux types de roches	22
1.14	Evolution des vitesses des ondes P dans la croûte continentale en fonction de la profondeur	23
1.15	Structure moyenne de la croûte continentale pour les différentes provinces tectoniques	24
1.16	Carte mondiale des épaisseurs de croûte continentale	24
1.17	Flux de chaleur en fonction de l'âge du continent	25
1.18	Modèles proposés pour expliquer la nature du réflecteur S le long de la marge de la Galice (Reston <i>et al.</i> , 1996)	27
1.19	Architecture de la zone de manteau continental exhumé (ZECM) au niveau des marges passives non-volcaniques	27
1.20	Anomalie gravimétrique associée avec des modèles simples de flexure au niveau des marges riftées (Watts, 2001)	29
1.21	Modélisation du flux de chaleur dans la SIAP (Louden <i>et al.</i> , 1997)	31

1.22	Coupes schématiques de structures profondes de marges continentales étirées (Sawyer <i>et al.</i> , 2007)	32
1.23	Compilation des gradients de vitesses des ondes P et des épaisseurs des corps à vitesses intermédiaires observés dans la bibliographie	34
1.24	Modèles de vitesse des ondes P de 4 marges volcaniques du nord de l'Atlantique	35
1.25	Modèles de vitesse des ondes P de 6 marges peu-volcaniques du nord de l'Atlantique	38
2.1	Carte synthétique présentant la cinématique et la cinématique actuelle de la plaque Arabe (Reilinger <i>et al.</i> , 2006)	42
2.2	Schéma structural des structures protérozoïques et paléozoïques (modifié par Bellahsen, 2002 d'après Al Hussein, 2000)	43
2.3	Carte du bouclier d'Arabie-Saoudite présentant les âges des terrains en Ma	43
2.4	Coupe de la croûte et du manteau supérieur du bouclier Arabe	44
2.5	Profondeurs du Moho de la plaque Arabe	45
2.6	Coupe tomographique de l'Est de l'Afrique et de l'Arabie	45
2.7	Topographie de la région Est-Africaine - Arabe (ETOPO5) et topographie résiduelle calculée à partir des effets isostatiques crutaux grâce au modèle CRUST 2.0	46
2.8	Contexte géodynamique du golfe d'Aden	47
2.9	Profils de sismique réfraction dans le golfe d'Aden	48
2.10	Carte de la marge nord-est du golfe d'Aden (Leroy <i>et al.</i> , 2010b)	49
2.11	Profondeur du Moho selon une coupe Nord-Sud dans le Dhofar (Tiberi <i>et al.</i> , 2007)	50
2.12	Structure des bassins mésozoïques-tertiaires au Yémen (Bosence, 1997)	51
2.13	Modèle magnétique traversant le golfe d'Aden (Leroy <i>et al.</i> , 2004)	52
2.14	Coupe crustale des marges conjuguées du golfe d'Aden (d'Acremont <i>et al.</i> , 2006)	53
2.15	Profil de flux de chaleur et profil de sismique réflexion coïncident à travers le segment de Mirbat (Lucazeau <i>et al.</i> , 2008).	54
2.16	Zoom sur la zone de la marge où se situe le volcan avec la localisation des points de mesure de flux de chaleur le long d'un profil traversant la marge (Lucazeau <i>et al.</i> , 2009).	55
2.17	Flux de chaleur et section sismique coïncidente traversant la marge dans le segment d'Ashawq-Salalah (Lucazeau <i>et al.</i> , 2009).	55
2.18	Modèle de perturbations des vitesses des ondes P à 170 km de profondeur (Basuyau <i>et al.</i> , 2010).	57
2.19	Evolution structurale de la marge le long du segment Ashawq-Salalah d'après les interprétations d'un profil de sismique réflexion de Autin <i>et al.</i> (2010).	58
3.1	Les navires utilisés pour la campagne ENCENS	64
3.2	Plan de position de la sismique réflexion - Campagne ENCENS	65
3.3	Plan de position de la sismique réfraction - Campagne ENCENS	66
3.4	Photographies des différents types d'OBS utilisés lors de la campagne ENCENS	67
3.5	Configuration de la source monobulle réfraction	69
3.6	Signature de la source monobulle réfraction.	70

3.7	Principe d'acquisition de la sismique réfraction	71
3.8	La loi de Snell	72
3.9	Hodochrone et tracé de rais dans une couche géologique ayant un gradient vertical de vitesses	73
3.10	Tracés de rais et hodochrones dans un modèle composé de couches horizontales ayant chacune un gradient de vitesses.	74
3.11	Le spectre d'amplitude	75
3.12	Effet du filtre passe-bande sur les données	76
3.13	Effet de la déconvolution prédictive sur les données	77
3.14	Effet du gain sur les données	78
3.15	Organigramme pour la modélisation des données de sismique réfraction	79
3.16	Pointé d'une phase avec Xpicker (SU)	81
3.17	Tracé de rais de l'OBS17 dans le modèle de la ligne 01 et pointés observés et modélisés.	83
3.18	Résolution latérale et horizontale à offset nul.	85
3.19	Variations de la densité et de la vitesse des ondes P avec la profondeur pour des sédiments peu profonds et fortement profonds (Nafe & Drake, 1957).	85
3.20	Comparaison entre les relations vitesses des ondes P - densités.	86
5.1	Organigramme du noyau de Flamar-Para(o)voz (Le Pourhiet, 2004)	160
5.2	Cercles de Mohr : critères de Mohr-Coulomb et de Tresca	163
5.3	Profils de température et enveloppes rhéologiques de la lithosphère cratonique initiale	164
5.4	Carte représentant les quatre zones étudiées	165
5.5	Diagramme mettant en évidence les relations entre altitude minimale et étendue de la topographie pour chacune des zones.	166
6.1	Modèles de départ pour l'étude de l'influence de la pression hydrostatique et de l'érosion sur le rifting	170
6.2	Influence de l'érosion sur la formation du rift et la géométrie des marges continentales riftées	173
6.3	Définition des marges proximales et distales dans les modèles thermomécaniques	174
6.4	Comparaison du relief du golfe d'Aden actuel et des reliefs des 3 modèles testant les coefficients d'érosion 18 Ma après la rupture continentale	174
6.5	Influence de la pression hydrostatique sur la formation et l'évolution du rift et des marges continentales riftées	175
6.6	Rupture et évolution des marges pour les modèles avec ou sans pression hydrostatique - Comparaison avec le modèle de Wernicke (1985)	176
6.7	Comparaison du relief du golfe d'Aden actuel et des reliefs des modèles avec ou sans pression hydrostatique 18 Ma après la rupture continentale	177
6.8	Modèle de départ et enveloppes rhéologiques pour les 4 types de croûtes comparées.	178
6.9	Influence de la rhéologie de la croûte sur la géométrie du rift et des marges produites	181

6.10	Influence de la rhéologie de la croûte sur les taux de déformation à 1 Ma	182
6.11	Comparaison du relief du golfe d'Aden actuel et des reliefs des 4 modèles testant la rhéologie de la croûte 18 Ma après la rupture continentale	183
6.12	Modèles de départ et enveloppes rhéologiques correspondantes pour les modèles testant l'importance de l'héritage tectonique et de l'anomalie thermique	185
6.13	Evolution des taux de déformation lors du début de l'extension du modèle contenant un bassin hérité et aucune anomalie thermique	186
6.14	Influence de l'héritage tectonique sur la formation et l'évolution du rift	187
6.15	Comparaison du relief du golfe d'Aden actuel et des reliefs des modèles testant l'influence de l'héritage tectonique 18 Ma après la rupture continentale	188
6.16	Evolution de la topographie au cours du temps pour les modèles avec ou sans bassin hérité	188
6.17	Modèles de départ pour l'étude de l'influence de la différence de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère sur le rifting	190
6.18	Influence de la différence de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère sur la géométrie des structures riftées	191
6.19	Comparaison du relief du golfe d'Aden actuel le long de 4 coupes différentes et des reliefs des modèles testant la différence de densité entre la lithosphère et l'asthénosphère 18 Ma après la rupture continentale	192
6.20	Evolution de la topographie au cours du temps pour les modèles testant la différence de densité entre le manteau lithosphérique et l'asthénosphère	193
6.21	Profondeur des isothermes de la lithosphère continentale en fonction de l'âge thermique	194
6.22	Modèles de départ et enveloppes rhéologiques correspondantes pour les modèles testant l'influence de l'âge thermique	195
6.23	Influence de l'âge thermique de la lithosphère continentale sur la géométrie du rift et des marges produites	198
6.24	Comparaison du relief du golfe d'Aden actuel et des reliefs des modèles testant l'influence de l'âge thermique de la lithosphère 18 Ma après la rupture continentale	198
6.25	Comparaison du relief pour 7 modèles testant l'influence de l'âge thermique de la lithosphère 18 Ma après la rupture continentale	199
6.26	Comparaison de la géométrie et des densités des 7 modèles testant l'influence de l'âge thermique de la lithosphère 18 Ma après la rupture continentale	199
6.27	Mécanismes de déformation en fonction de la température et des contraintes	201
6.28	Modèle de départ et enveloppes rhéologiques correspondantes pour les modèles testant l'influence de la rhéologie du manteau supérieur	202
6.29	Influence du choix du critère de rupture dans le manteau lithosphérique sur le rifting et la géométrie des marges continentales riftées	203

6.30	Comparaison des taux de déformation des modèles testant le critère de rupture dans le manteau lithosphérique 1 Ma après le début de l'extension	203
6.31	Comparaison du relief du golfe d'Aden actuel et des reliefs des modèles testant l'influence de la rhéologie du manteau lithosphérique 18 Ma après la rupture continentale	204
6.32	Modèle de départ pour l'étude de l'évolution du golfe d'Aden	206
6.33	Evolution du modèle pendant les dix premiers millions d'années	208
6.34	Géométrie du modèle au moment de la rupture crustale	209
6.35	Evolution du modèle après la rupture continentale	210
6.36	Evolution du relief et du flux de chaleur du modèle au cours du temps	211
6.37	Comparaison du modèle avec les données sur le golfe d'Aden oriental	213
A.1	Fenêtre principale du software Obstool (Christeson, 1995)	222
A.2	Exemple de pointé automatique de l'onde dans l'eau.	223
A.3	Relocalisation par inversion de la position et de l'orientation	223
A.4	Choix de la position finale d'un OBS	224
B.1	Schéma représentant les principales phases converties en ondes S (Eccles <i>et al.</i> , 2009)	226
B.2	Exemple d'enregistrement de sismique réfraction présentant les phases converties en ondes S (Eccles <i>et al.</i> , 2009)	227
B.3	Exemple de modèles de vitesses issus du traitement des arrivées des ondes converties en S (Eccles <i>et al.</i> , 2010)	227
B.4	Variations des vitesses des ondes P et des ondes S, et du coefficient de Poisson en fonction de la composition minérale pour les roches ignées les plus communes (Christensen, 1996).	228
B.5	Coefficient de Poisson en fonction de la vitesse des ondes P (Christensen, 1996)	228
D.1	Enregistrement de l'OBS IRD 17 le long de la ligne de tir ENCR01	234
D.2	Enregistrement de l'OBS IRD 08 le long de la ligne de tir ENCR01	235
D.3	Enregistrement de l'OBS IRD 10 le long de la ligne de tir ENCR01	236
D.4	Enregistrement de la station à terre AYU le long de la ligne de tir ENCR01	237
D.5	Enregistrement de la station à terre MUG le long de la ligne de tir ENCR01	238
D.6	Enregistrement de la station à terre RAH le long de la ligne de tir ENCR01	239
D.7	Enregistrement de l'OBS IRD 07 le long de la ligne de tir ENCR02	240
D.8	Enregistrement de l'OBS IRD 06 le long de la ligne de tir ENCR02	241
D.9	Enregistrement de l'OBS IRD 05 le long de la ligne de tir ENCR02	242
D.10	Enregistrement de l'OBS IRD 04 le long de la ligne de tir ENCR02	243
D.11	Enregistrement de l'OBS IRD 03 le long de la ligne de tir ENCR02	244
D.12	Enregistrement de l'OBS IRD 01 le long de la ligne de tir ENCR02	245
D.13	Enregistrement de la station à terre SHI le long de la ligne de tir ENCR02	246
D.14	Enregistrement de la station à terre ASH le long de la ligne de tir ENCR02	247

D.15 Enregistrement de la station à terre NNM le long de la ligne de tir ENCR02	248
D.16 Enregistrement de la station à terre DAH le long de la ligne de tir ENCR02	249
D.17 Enregistrement de la station à terre BAN le long de la ligne de tir ENCR02	250
D.18 Enregistrement de l'OBS IRD 15 le long de la ligne de tir ENCR04	251
D.19 Enregistrement de l'OBS IRD 14 le long de la ligne de tir ENCR04	252
D.20 Enregistrement de l'OBS IRD 11 le long de la ligne de tir ENCR04	253
D.21 Enregistrement de la station à terre MAD le long de la ligne de tir ENCR04	254
D.22 Enregistrement de l'OBS IRD 17 le long de la ligne de tir ENCR05	255
D.23 Enregistrement de l'OBS IRD 06 le long de la ligne de tir ENCR05	256
D.24 Enregistrement de l'OBS IRD 16 le long de la ligne de tir ENCR05	257
D.25 Enregistrement de l'OBS IRD 15 le long de la ligne de tir ENCR05	258
D.26 Enregistrement de l'OBS IRD 08 le long de la ligne de tir ENCR07	259
D.27 Enregistrement de l'OBS IRD 03 le long de la ligne de tir ENCR07	260
D.28 Enregistrement de l'OBS IRD 13 le long de la ligne de tir ENCR07	261
D.29 Enregistrement de l'OBS IRD 11 le long de la ligne de tir ENCR07	262
D.30 Enregistrement de l'OBS INSU 01 le long de la ligne de tir ENCR07	263
D.31 Enregistrement de la station à terre AYD le long de la ligne de tir ENCR09	264
D.32 Enregistrement de l'OBS IRD 10 le long de la ligne de tir ENCR09	265
D.33 Enregistrement de l'OBS IRD 01 le long de la ligne de tir ENCR09	266
D.34 Enregistrement de l'OBS IRD 02 le long de la ligne de tir ENCR09	267
D.35 Enregistrement de l'OBS INSU 07 le long de la ligne de tir ENCR09	268
D.36 Enregistrement de l'OBS INSU 01 le long de la ligne de tir ENCR11	269
D.37 Enregistrement de l'OBS INSU 07 le long de la ligne de tir ENCR11	270
D.38 Enregistrement de l'OBS INSU 08 le long de la ligne de tir ENCR11	271
D.39 Enregistrement de l'OBS INSU 09 le long de la ligne de tir ENCR11	272
D.40 Enregistrement de l'OBS INSU 10 le long de la ligne de tir ENCR11	273
D.41 Enregistrement de l'OBS INSU 11 le long de la ligne de tir ENCR11	274
D.42 Enregistrement de la station à terre TAQ le long de la ligne de tir ENCR11	275
D.43 Enregistrement de la station à terre MAD le long de la ligne de tir ENCR11	276
D.44 Enregistrement de l'OBS INSU 02 le long de la ligne de tir ENCR13	277
D.45 Enregistrement de l'OBS INSU 05 le long de la ligne de tir ENCR13	278
D.46 Enregistrement de l'OBS INSU 06 le long de la ligne de tir ENCR13	279
D.47 Enregistrement de l'OBS INSU 15 le long de la ligne de tir ENCR13	280
D.48 Enregistrement de l'OBS INSU 14 le long de la ligne de tir ENCR13	281
D.49 Enregistrement de l'OBS INSU 13 le long de la ligne de tir ENCR13	282
D.50 Enregistrement de l'OBS INSU 12 le long de la ligne de tir ENCR13	283
D.51 Enregistrement de la station à terre MIR le long de la ligne de tir ENCR13	284
D.52 Enregistrement de la station à terre SAH le long de la ligne de tir ENCR13	285

Liste des tableaux

1.1	Structure de la croûte océanique normale (Raitt, 1963)	17
1.2	Structure de la croûte océanique normale (White <i>et al.</i> , 1992)	19
1.3	Proportion de chaque type de province tectonique	22
2.1	Evolution des vitesses d'accrétion	52
3.1	Localisations et types des OBS de l'IRD	68
3.2	Localisations des OBS de l'INSU	69
3.3	Localisations et types des stations sismiques à terre	70
3.4	Attribution des incertitudes sur les pointés proposée par Zelt & Forsyth (1994).	82
5.1	Notations pour la description de Flamar-Para(o)voz	158
6.1	Principaux paramètres des modèles présentés dans ce chapitre	171
6.2	Les types de croûtes supérieures et inférieures comparées	179
6.3	Paramètres définissant la viscosité pour la croûte (Ranalli, 1995)	179
6.4	Temps nécessaires à la rupture et géométries des rifts et marges conjuguées pour les modèles testant la rhéologie de la croûte continentale	179
6.5	Valeurs de xMg des roches du manteau supérieur dans la région du golfe d'Aden	189
6.6	Temps nécessaires à la rupture de la croûte continentale pour les modèles testant l'âge thermique de la lithosphère	195
C.1	Notations pour les calculs de températures et rhéologies.	229