HAL
archives-ouvertes.fr

Structure Profonde de la croûte et potentiel pétrolier des bassins sédimentaires à l'ouest de l'Algérie

Rabia Badji

▶ **To cite this version:**

Rabia Badji. Structure Profonde de la croûte et potentiel pétrolier des bassins sédimentaires à l'ouest de l'Algérie. Sciences of the Universe. Université Nice Sophia Antipolis, 2014. French. <tel-01078579>

HAL Id: tel-01078579

https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-01078579

Submitted on 29 Oct 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.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0 International License

UNIVERSITE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR Sciences
Ecole Doctorale SFA
SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUEES

T H E S E

Pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences
de l'université Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Sciences de la terre et de l'univers - Géophysique

Présentée et soutenue par

Rabia BADJI

Structure Profonde de la croûte et potentiel pétrolier des bassins sédimentaires à l'ouest de l'Algérie

Thèse dirigée par : ***Philippe CHARVIS et Zahia BENAISSA***

et co-encadrée par : Audrey Galve, Rabah Bracene, Alessandra Ribodetti, M.O Beslier et Madjid Badsi

Soutenue le 25 Juin 2014 devant le jury :

Marc André GUTSCHER	*Rapporteur*
Valenti SALLARES	*Rapporteur*
Rinus WORTEL	*Examinateur*
Bernard MERCIER DE LÉPINAY	*Examinateur*
Idir AHMED ZAID	*Examinateur*
Mohamed DJEDDI	*Examinateur*
Zahia BENAISSA HAMEG	*Co-directrice de thèse*
Philippe CHARVIS	*Directeur de thèse*

UNIVERSITE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR Sciences
Ecole Doctorale SFA
SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUEES

T H E S E

Pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences
de l'université Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Sciences de la terre et de l'univers - Géophysique

Présentée et soutenue par

Rabia BADJI

Structure Profonde de la croûte et potentiel pétrolier des bassins sédimentaires à l'ouest de l'Algérie : Implications géodynamiques

Thèse dirigée par : ***Philippe CHARVIS et Zahia BENAISSA***

et co-encadrée par : Audrey Galve, Rabah Bracene, Alessandra Ribodetti, M.O Beslier et Madjid Badsi

Soutenue le 25 Juin 2014 devant le jury :

Marc André GUTSCHER	*Rapporteur*
Valenti SALLARES	*Rapporteur*
Rinus WORTEL	*Examinateur*
Bernard MERCIER DE LÉPINAY	*Examinateur*
Idir AHMED ZAID	*Examinateur*
Mohamed DJEDDI	*Examinateur*
Zahia BENAISSA HAMEG	*Co-directrice de thèse*
Philippe CHARVIS	*Directeur de thèse*

Résumé

L'étude de la structure géologique profonde d'une marge constitue une étape cruciale dans la compréhension de son évolution géodynamique, d'une telle étude devrait découler des implications sociétales majeures en termes de risque sismique et de ressources pétrolières.

Située au nord de l'Afrique, la marge algérienne borde le bassin algérien, formé en position de bassin arrière-arc de la subduction Téthysienne. La marge est constituée des blocs AlKaPeCa (pour Alborán, Kabylia, Peloritan et Calabria) accrétés à la marge africaine. Ces blocs, actuellement dispersés autour de la Méditerranée occidentale faisaient autrefois partie de la marge Européenne. En Algérie, l'affleurement connu à Ténès constitue le dernier témoin à terre des blocs AlKaPeCa qui réapparaissent plus à l'ouest dans le Rif marocain.

L'originalité et l'importance de l'étude du segment de marge qui s'étend de Ténès à Mostaganem sur environ 250 km, résident dans sa position charnière entre le domaine continental d'Alborán à l'Ouest et le bassin océanique algérien à l'Est. Il présente une orientation, ENE-WSW alors que le reste de la marge algérienne est globalement orienté E-W, et une morphologie avec une pente continentale très abrupte.

Dans le cadre de ce travail nous avons déterminé avec précision et pour la première fois, la structure et la nature de la croûte du segment occidental de la marge algérienne, à partir de l'inversion tomographique des temps de trajet des données de sismique grand-angle obtenues sur un profil N-S perpendiculaire à la marge. Grâce au traitement et à la migration des données de sismique réflexion multitrace acquises pendant la campagne SPIRAL (2009, N/O Atalante) et aux données industrielles (sismiques et magnétiques) acquises par le passé, nous avons aussi pu proposer un schéma tectonique régional et une cartographie de l'extension possible du socle AlKaPeCa en mer.

L'interprétation des résultats révèle une marge caractérisée par la juxtaposition d'une croûte océanique peu épaisse au nord et d'une croûte continentale faiblement amincie au sud de part et d'autre d'un accident majeur quasi-vertical. Ce résultat suggère que la marge n'est pas une marge continentale en extension mais qu'elle résulte plutôt du fonctionnement d'un décrochement majeur. L'ouverture du bassin océanique résulterait alors de la réponse au retrait et à la déchirure du panneau lithosphérique en subduction sous l'arc de Gibraltar à l'Est, accompagné par la migration du bloc Alborán vers l'Ouest. La propagation de cette déchirure (STEP) a généré une zone de cisaillement qui se focalise dans l'étroite zone de transition océan-continent et est marquée en surface par un étroit fossé.

Le faciès sismique observé sur les profils de sismique réflexion et les données magnétiques ont permis d'identifier un fragment du socle AlKaPeCa sous la pente et au pied de la marge continentale. De ce fait les affleurements connus à terre, au cap de Ténès, se prolongeraient vers l'ouest au moins jusqu'à la latitude de Mostaganem.

Par ailleurs, l'inversion tectonique subactuelle qui affecte plus à l'Est la marge algérienne centrale et orientale semble s'arrêter à la latitude de Ténès. Cette absence de déformation en mer dans le segment de Ténès à Mostaganem coïncide avec une lacune de sismicité que nous interprétons comme liée à la résistance mécanique de la marge avec un passage rapide de la croûte océanique à une croûte continentale peu amincie.

Enfin, compte tenu de l'origine du bassin, de la nature du socle et de l'épaisseur de sa couverture sédimentaire et par comparaison avec d'autres régions du monde, seules les zones situées sur la croûte continentale pourraient présenter un potentiel pétrolier.

Mots clé : marge algérienne, Mostaganem, structure sismique, faille STEP, tomographie sismique, sismique réflexion.

Abstract

The study of the deep structure of continental margins is a crucial step toward the understanding of their geodynamic evolution. Such a study should result in major societal implications in terms of seismic risk and oil resources.

Located in North Africa, the Algerian margin is bordering the Algerian basin, a back-arc basin formed in the back of the Tethyan subduction. The margin is composed of AlKaPeCa (standing for Alborán, Kabylia, Peloritan and Calabria) blocks accreted to the African Margin. Theses blocks, presently scattered around the Western Mediterranean Sea were part of the European Margin. In Algeria the outcrops known near Tenes, constitute the westernmost witness of the AlKaPeCa blocks - which reappear further west in the Moroccan Rif.

The originality and the importance of the study of this segment of the margin which extends from Tenes to Mostaganem over 250 km, lies in its pivotal position between the continental Alborán domain to the West and the Algerian Basin to the East, its ENE-WSW trend which contrasts with the E-W Algerian Margin to the east and finally its morphology with a steep continental slope.

As part of this work, we determined accurately and for the first time, the structure and the crustal nature of the western segment of the Algerian margin using the tomographic inversion of the seismic traveltime recorded along a N-S wide-angle seismic profile shot perpendicular to the margin. Thanks to the processing and the migration of the multichannel reflection seismic data acquired during SPIRAL (R/V Atalante 2009), and to industrial data (seismic and magnetic) acquired in the past, we also have proposed a regional tectonic pattern and the possible offshore extension of the AlKaPeCa basement

The interpretation of these results reveals that the margin is characterized by the juxtaposition of a thin oceanic crust to the North and a slightly thinned continental crust to the South on either side of a major vertical accident. This result suggests that the margin is not an extensional margin but is rather formed in a strike-slip context. The opening of the oceanic basin should result from the response to the retreat and to the tear of the lithospheric slab beneath the Gibraltar eastward subduction, accompanied by the westward migration of the Alborán block. The propagation of this lithospheric tearing at the Subduction-Transform Edge Propagator (STEP) generated a zone of strike-slip along the narrow ocean-continent transition which is outlined at the surface by a narrow trough.

The seismic facies observed along most of the seismic reflection lines and the magnetic data allow us to identify a fragment of the AlKaPeCa basement beneath the continental slope. Hence, the onshore outcrops known at cape Tenes, possibly extend westward at least to the latitude of Mostaganem.

Besides, the active tectonic inversion known to the east, along the central and eastern Algerian margin appears to stop at the latitude of Tenes. The absence of offshore deformation along the segment of the margin from Tenes to Mostaganem coincides with a gap of seismicity. We interpret the lack of tectonic inversion along this segment as related to the mechanical resistance of the margin because of rapid change from oceanic crust to a slightly thinned continental crust.

Finally, owing the origin of the basin, the nature of the crust and the thickness of its sedimentary cover and compared with other regions of the world, the areas which can likely present oil potential are the ones located on the continental crust.

Keywords: Algerian margin, Mostaganem, seismic structure, STEP fault, seismic tomography, multichannel seismic

ملخص

دراسة البنية الجيولوجية العميقة للحافة البحرية ، تعد مرحلة أساسية في مجال فهم تطورها الجيوديناميكي حيث تؤدي هذه الدراسة إلى أثار اجتماعية مهمة من ناحية المخاطر الزلزالية والموارد البترولية.

تتميز الحافة البحرية الجزائرية الموجودة في شمال إفريقيا بوجود حوض تقوس خلفي ، تشكل إثر الإندساس التيتيسي المصحوب بهجرة آتية من الشمال وتراكم الكتل AlKaPeCa على الحافة الإفريقية والتي تنتشر الآن عبر الناحية الغربية للبحر الأبيض المتوسط والتي كانت تنتمي في الماضي إلى الحافة البحرية الأوربية.

يعتبر خط عرض للتنس في مكان تغيير اتجاه الحافة من EW إلى ENE – WSW أخر بيان على الأرض لوجود هذه الكتل في الجزائر حيث نجدها أيضا بعيدا في الناحية الغربية في الريف المغربي.

أهمية دراسة الجزء الغربي للحافة الجزائرية يكمن في موقعها المحوري بين الحوض الجزائري في الناحية الشرقية وحوض ألبوران في الناحية الغربية. ويتميز هذا الجزء عن بقية الحافة. من ناحية يعد المنحدر القاري أكثر إنحدار من الأماكن الأخرى وهذا ما يدل على أنه تكون في سياق عمودي بدلا من أن يكون في إطار تمدد أفقي.ومن ناحية أخرى، فإن المنطقة المحيطية المتخامة للهامش شمالا قد تشكل نفس أوجه التقارب مع ناحية الألبوران أو مع الحوض الجزائري.

تشمل كلا الخيارات المتاحة عمليات إعادة بناء تحريكية مختلفة جدا.

يكمن عمل أطروحتي في تحديد بدقة وللمرة الأولى لهيكل وطبيعة القشرة الأرضية للجزء الغربي من الحافة البحرية الجزائرية ، انطلاقا من المعطيات الزلزالية واسعة الزاوية والتصوير الزلزالي متعدد القنوات.

هذه المعطيات الزلزالية سجلت من اتجاه NS عمودية على الحافة خلال حملة ملقبة «SPIRAL 2009 » وكذلك بفضل المعطيات الصناعية (الزلزالية والمغنطاسية) المكتسبة في الماضي.

تفسير النتائج كشف عن الهيكل العميق الذي يتميز بتوازي قشرة محيطية رقيقة في الناحية الشمالية وقشرة قارية متمددة قليلا في الناحية الجنوبية ارتبطت بوقوع تصدع عمودي كبير وتثير هذه النتيجة أن الحافة لا تعد حافة متمددة لكنها تكونت في سياق عمودي.

نشأ إفتتاح الحوض ، إستجابة لإنسحاب وإنقسام لوحة القشرة الأرضية المنخفضة على جبل الطارق من الناحية الشرقية ، وبرفقة هجرة كتلة ألبروان إلى الغرب.

يؤدي إنتشار هذا الإنقسام (STEP) إلى نشوء منطقة (قص) التي تتركز على الحدود القارية – المحيطية على مقر فجوة مقلصة مدعمة بالقشرة الإنتقالية على قدم الحافة.

هذه المعطيات البحرية أدت إلى تفسير وجود جزء من منطقة القبائل في الناحية الشمالية لتنس وبهذا فإن النتوءات الأرضية المعروفة في كاب تنس لا تمثل آخر دليل لحقل AlKaPeCa في غرب الجزائر.

بالإضافة إلى ذلك ، يبدو التعاكس التكتوني في البحر على الحافة الجزائرية في الوسط والشرق يتوقف في خط عرض تنس.

إن إنعدام التعاكس التكتوني في البحر في الجزء الخارجي لمستغانم يتزامن مع وجود فجوة في النشاط الزلزالي الذي نفسره مع بنية الحافة ، (ممر سريع للقشرة المحيطية المقاومة ميكانيكا إلى القشرة القاريةذو مقاومة ميكانيكية ضعيفة نسبيا).

أخيرا ، ونظرا إلى أصل الحوض وطبيعة القشرة وسماكة الغطاء الرسوبي ومقارنة مع مناطق أخرى في العالم، المناطق التي يمكن أن تشكل مخزون بترولي هي تلك الموجود على القشرة الانتقالية أو القارية.

Remerciements

L'idée de réalisation d'une thèse survient un jour dans la vie et toute la réflexion s'engage pour aboutir à des résultats. Mon premier contact avec l'offshore algérien remonte déjà aux années 2000 – 2002, puisque j'ai eu à manipuler toutes les données sismiques acquises pour le compte de SONATRACH sur ce domaine minier. A vrai dire à cette époque, il ne m'est pas venu à l'esprit d'utiliser quelques unes dans une thèse. Finalement, avec le temps, le hasard a fait qu'un jour je rencontre M. Rabah BRACENE avec qui j'ai eu une discussion à SONATRACH, alors qu'il était sur les préparations du Projet SPIRAL (Sismique Profonde et Investigation Régionale du Nord de l'Algérie). La discussion concernait ce projet et le traitement des futures données. C'est ainsi qu'il a su que j'étais parmi les artisans du traitement sismique des données acquises en 2000 et en 2002 sur toute la marge algérienne. Facilement, j'ai été enrôlé dans l'aventure de SPIRAL et les sections que j'ai traitées seront utilisées par la suite comme support pour tout le projet. Lors de la réalisation du projet SPIRAL, mon baptême concernant mon mal de mer, il s'est fait en participant à la campagne océanographique SPIRAL à bord de l'Atalante en 2009.

Durant la réalisation de ce travail à l'Université de Nice, j'ai bénéficié d'un environnement scientifique et des relations humaines chaleureuses des plus favorables. Je suis redevable à plusieurs personnes et les remerciements que j'adresse ici tentent de réduire la dette contractée. Cela étant, elles demeurent marquées et indélébiles.

M. Le Professeur Philippe CHARVIS, Directeur de thèse, a toujours su trouver les moments et les mots qu'il faut pour m'encourager et m'orienter sur la voie à suivre. Certainement cela s'extrait de l'esprit du chercheur aguerri et des vastes connaissances en géosciences. Cher Ami, je demeure reconnaissant et les remerciements demeurent insuffisants pour te dire Merci.

Mme Le Professeur Zahia BENAISSA à l'USTHB assurant mon encadrement en Algérie a trouvé du temps pour me guider vers l'essentiel et endiguer les difficultés administratives qui ont survenu. Le rappel aux normes dont j'ai bénéficié m'a permis de présenter un travail cohérent et équilibré.

M. Le Docteur Rabah BRACENE, Cadre Supérieur à la Division Exploration, Cher Ami je dois inventer les mots pour te remercier pour ta disponibilité, tes orientations et ton encadrement. J'ai bien assimilé la passion du géologue et là, en passant j'ai intégré le vaste domaine des géosciences. Au final, c'est quand ça bloque que ça marche!!! Car il faut trouver la solution.

Mme. Le Docteur Alessandra RIBODETTI, merci de m'avoir aidé à comprendre les choses en « profondeur » et de m'avoir encouragé pendant les moments difficiles.

Je souhaite dire un grand merci, à Docteur Audrey GALVE de m'avoir formé sur la tomographie sismique et de m'avoir supervisé et soutenu jusqu'à la dernière minute.

M. le Docteur Madjid BADSI, Directeur Data Management à la Division Exploration, je suis redevable de ton accueil (porte toujours grande ouverte pour moi) pour m'écouter et m'orienter malgré ton agenda chargé. La rigueur de tes conseils m'a été très utile.

J'ai eu le privilège de compter dans le jury de ma thèse des personnalités scientifiques remarquables pour juger ce travail.

M. le Professeur Marc André GUSTCHER m'a fait l'honneur de présider le jury et a bien voulu être le rapporteur de ce travail. La Méditerranée pour lui n'a pas de secrets et j'apprécie toutes ses remarques et suggestions, je le remercie énormément.

M. le professeur Valenti SALLARES en tant que rapporteur, et reviewer de l'article, ses remarques et suggestions m'ont sans doute permis d'améliorer le fond de ce travail.

M. le professeur Rinus WORTEL, que j'ai eu l'honneur de rencontrer à San Francisco à L'AGU en Décembre 2013, a accepté d'examiner ce travail. Faisant partie des premiers auteurs sur les STEP faults, j'ai eu, avec lui, une discussion très instructive à ce sujet, je lui exprime ma gratitude et ma reconnaissance.

M. B.M. LEPINAY et le professeur M. DJEDDI m'ont fait l'honneur de participer au jury de soutenance; leurs propositions pour la suite des travaux sont d'une grande importance, je les en remercie profondément.

M. D. BEKKOUCHE (2008- 2011) et M. A. RAHMANI (2011- actuel), directeurs de la Division Exploration qui n'ont ménagé aucun effort logistique pour faire aboutir mon travail. Ils m'ont toujours encouragé pour terminer la thèse, qu'ils trouvent ici les sentiments de ma reconnaissance.

Je ne sais comment exprimer ma gratitude à une personne autrement qu'en lui promettant d'agir comme elle avec des étudiants dans ma situation, si un jour l'occasion m'en est donnée. Je remercie Marie-Odile BESLIER, pour tous « ses coups de fossé » et pour sa patience pendant les séances de répétition de soutenance et de ski. Promis !! Je vais m'améliorer même sur les dunes.

Ma thèse a bénéficié d'une collaboration de SONATRACH avec le laboratoire Geoazur, l'UBO et l'IUEM, la DGRSDT. Les discussions que j'ai eues avec les membres du conseil scientifique de SPIRAL, lors des présentations de l'avancement de la thèse m'ont été très bénéfiques.

M. Le Professeur Jacques DEVERCHERE, Mmes. F. Sage, F. KLINGELHOEFER, M. P. SCHNURLE A. OUABADI, M.K. YELLES ont toujours eu des suggestions et des encouragements pour moi. Je les remercie pour cela.

Je remercie spécialement Laure SCHENNINI, Jean xavier DESSA, Martine et Jean MASCLE, de Géoazur, pour les agréables moments et conversations et leurs encouragements et assistance aussi bien matérielle que morale, pourtant «on ne remercie jamais un ami, je m'en souviendrai Jean». Je tiens aussi à mentionner le plaisir que j'ai eu à travailler au sein de ce laboratoire, et j'en remercie ici tous les membres.

Durant la réalisation de cette thèse, j'ai eu à découvrir les autres collègues impliqués dans l'aventure de SPIRAL. Melle Angélique LEPRETRE, MM. Mourad MEDAOURI et Mohamed ARAB. Comment oublier notre grand Farid, dommage qu'il n'ait pas assisté à la soutenance comme promis.

J'exprime ma gratitude à Mme delphine ROUSIC pour les facilitations que j'ai eues pendant mes déplacements en France.

Je remercie de plus tous les auteurs des programmes du domaine public que j'ai utilisés intensément durant cette thèse, à savoir tous les contributeurs GMT, Seismic Unix, linux. Sans eux, mes conditions de travail auraient sans doute été moins agréables. Je remercie également A. BOUHARAT A. KOUCHIT et H.SAICHI de SONATRACH pour leur soutien.

Le soutien quotidien indéfectible, le dévouement et la compréhension sont également parvenus de la part de ma douce épouse. Elle a pu supporter mon absence et les moments particuliers: Promis ma chère, je ne vais plus refaire, sauf éventuellement pour l'Habilitation. Là mes anges ALM, seront déjà grands.

Table des matières

INTRODUCTION GÉNÉRALE 1

1. Contexte de l'étude 1

2. Les marges continentales passives 2
Les marges passives divergentes 3
Les modèles de rifting 3
Les marges volcaniques et non volcaniques 4
Les marges volcaniques 4
Les marges non-volcaniques 4
Les marges passives de coulissement 5
Les marges en contexte d'arrière-arc 5
Les marges de type « STEP » 7

3. Problématique de la marge ouest-algérienne 8

CHAPITRE I. CADRE GÉODYNAMIQUE 9

I.1 Les principales caractéristiques de la marge algérienne 9
I.1.1 Traits physiographiques 9
I.1.2 Traits Orographiques 9
I.1.3 Morphologie de la marge occidentale de l'Algérie 10

I.2 La géologie du nord de l'Algérie 11
I.2.1 Le système tellien 12
I.2.1.1 Les zones externes 12
I.2.1.2 La zone des flyschs 12
I.2.2 Le domaine AlKaPeCa 13
I.2.2.1 L'ensemble cristallophyllien 14
I.2.2.2 Le Paléozoïque 14
I.2.2.3 Le Mésozoïque 14
I.2.3 Le domaine offshore 14
I.2.3.1 La série infra-salifère 15
I.2.3.2 Le Messinien 16
I.2.3.2.1 La série des évaporites inférieures (Lower Unit :LU) 16
I.2.3.2.2 La série salifère messinienne (Mobile Unit : MU) 16
I.2.3.2.3 La série des évaporites supérieures (Upper Unit : UU) 16
I.2.3.3 La série des sédiments plio-quaternaires 16

I.3 La marge algérienne dans le contexte géodynamique de la Méditerranée occidentale 18
I.3.1 La reconstruction cinématique 18
I.3.2 Apport de la tomographie 20
I.3.3 Le magmatisme 22
I.3.4 Architecture du Nord de l'Algérie 24
I.3.5 La sismicité et les déformations actuelles 24

CHAPITRE II. ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNÉES SPIRAL 27

II.1 Acquisition des données 27
II.1.1 La campagne SPIRAL : déroulement et objectifs 27
II.1.1.1 Secteur d'Annaba : transect terre-mer GH 28

II.1.1.2 Secteur de Jijel : transect terre-mer IJ 28
II.1.1.3 Secteur de Kabylie : transect terre-mer EF 28
II.1.1.4 Secteur de Mostaganem : transect terre-mer AB 28
II.1.2 Principe de la méthode sismique 30
II.1.2.1 La sismique réflexion multitrace 30
II.1.2.2 La sismique réfraction-réflexion grand angle 31
II.1.3 Acquisition sismique réflexion multitrace 32
II.1.3.1 La source 32
II.1.3.2 La flute d'hydrophones 32
II.1.3.3 Géométrie du dispositif d'acquisition 32
II.1.3.4 Enregistrement 34
II.1.3.5 Contrôle de qualité et Binning 34
II.1.4 Acquisition sismique réfraction-réflexion grand angle 34
II.1.4.1 La source 35
II.1.4.2 Les récepteurs en mer 36

II.2 Traitement des données 37
II.2.1 Traitement des données SMT 37
II.2.1.1 Analyse des données 37
II.2.1.2 Le traitement à bord 38
II.2.1.2.1 Objectif 39
II.2.1.2.2 Résultats et conclusions 39
II.2.1.3 Le traitement au laboratoire 40
II.2.1.3.1 Inversion de polarité 40
II.2.1.3.2 Conversion zéro-phase 41
II.2.1.3.3 Atténuation des multiples 43
II.2.1.3.4 Correction NMO et analyse des vitesses 47
II.2.1.3.5 Migration en temps avant sommation 50
II.2.2 Traitement des données SGA 52
II.2.2.1 Conditionnement 52
II.2.2.2 Amélioration du signal 53

CHAPITRE III. STRUCTURE PROFONDE DE LA CROÛTE PAR TOMOGRAPHIE SISMIQUE 55

III.1 Tomographie des temps de trajet : principe et généralités 55
III.1.1 Tomographie par inversion des temps de trajet 56
III.1.1.1 Principe 56

III.2 L'inversion par le code Tomo2D 57
III.2.1 Présentation du code 57
III.2.1.1 Le problème direct 58
III.2.1.2 Le problème inverse 58
III.2.1.3 Fiabilité du modèle final 58
III.2.1.4 Les tests de résolution 59
III.2.2 Préparation des données pour l'inversion 60
III.2.2.1 Le pointé des premières arrivées et des arrivées secondaires 60
III.2.2.2 Attribution des incertitudes sur le pointé 61
III.2.2.3 Statistiques des pointés 63
III.2.2.4 Construction du modèle initial 64
III.2.2.5 Inversion des temps des premières arrivées 66
III.2.2.6 Inversion des ondes réfléchies 68

III.3 La marge ouest algérienne : une marge décrochante témoin de la propagation de la limite de la subduction (STEP) 71
III.3.1 Abstract 72
III.3.2 Introduction 72
III.3.3 Geological framework 75
III.3.4 Dataset 76
III.3.4.1 SPIRAL wide-angle seismic data 76
III.3.4.2 SPIRAL MCS data 77
III.3.4.3 Industrial MCS data 78
III.3.5 Joint refraction and reflection travel-time tomography 79
III.3.5.1 Methodology 79
III.3.5.2 Checkerboard tests 82
III.3.6 Seismic velocity structure 82
III.3.6.1 The oceanic domain 83
III.3.6.2 The continental margin domain 84
III.3.6.3 The transition zone 85
III.3.7 Interpretation of seismic reflection lines 87
III.3.7.1 Oceanic domain 87
III.3.7.2 Continental margin and transition zone 88
III.3.8 Discussion 91
III.3.8.1 Oceanic crust of the Algerian basin 91
III.3.8.2 Tectonic origin of the continental margin of western Algeria 93
III.3.8.2.1 Variations along the Algerian margin 93
III.3.8.2.2 Comparison with transform margins 94
III.3.8.3 Extent of internal zone offshore 95
III.3.8.3.1 Seismic evidence 95
III.3.8.3.2 The magnetic anomaly offshore 95
III.3.9 Conclusions 97
III.3.10 References 99

CHAPITRE IV. MIGRATION/INVERSION EN PROFONDEUR DES DONNÉES DE SISMIQUE MULTITRACE ET GRAND-ANGLE 105

IV.1 Construction du modèle de vitesse MCS et lissage 106

IV.2 Le modèle de vitesse mixte 107

IV.3 Tracé de rais 108

IV.4 La migration « ray+Born » en amplitudes préservées 108

IV.5 Le contrôle de la fiabilité du modèle de vitesses et de l'image migrée 110

IV.6 Conclusions et suggestions 113
IV.6.1 Sur le modèle de vitesse de migration 113
IV.6.2 Sur la définition de la géométrie d'acquisition pour le processus de migration 114

CHAPITRE V. DISCUSSIONS 117

V.1 Sur la structure superficielle et profonde de la marge à partir de la migration en profondeur des données sismiques 117
V.1.1 Interprétation quantitative des épaisseurs 117

V.1.2 Décalage de la base du sel 117
V.1.3 Le chevauchement basal du domaine AlKaPeCa 119

V.2 Sur le graben en pied de marge et sur la zone de décrochement 119
V.2.1 Evolution spatiale 119
V.2.2 Sens du décrochement : 123

V.3 Sur la limite occidentale en mer du domaine AlKaPeCa 126

V.4 Sur l'inversion tectonique de la marge 127
V.4.1 Etat des lieux 127
V.4.2 Les indices de déformation sur le banc de Khayr-al-Din 129
V.4.3 Le secteur de Mostaganem 131
V.4.4 Les données SPIRAL 132

V.5 Sur le potentiel pétrolier 134
V.5.1 Bref historique d'exploration dans le Nord-Ouest de l'Algérie 135
V.5.2 Potentiel pétrolier en fonction de la classification des bassins sédimentaires 136
V.5.3 L'offshore Mostaganem dans le contexte de cette classification. 139
V.5.4 Effets de l'épaisseur sédimentaire 139

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES 143

1. La structure profonde d'une marge océanique transformante 143

2. Un accident décrochant majeur en pied de marge 143

3. Une marge associée à la propagation du domaine d'Alborán en arrière de la subduction de Gibraltar (STEP margin) 144

4. Les traces de la collision des blocs AlKaPeCa 144

5. L'inversion tectonique contemporaine 144

6. La couverture sédimentaire et le potentiel pétrolier 144

7. Perspectives 145

BIBLIOGRAPHIE 147

ANNEXE 1 : VERSION RÉVISÉE DE L'ARTICLE PRÉSENTÉ DANS LE CHAPITRE III 161

ANNEXE 2 : SECTIONS SISMIQUES DES OBS ET DES STATIONS À TERRE 163

ANNEXE 3 : PUBLICATION COMPLÉMENTAIRE 165

Liste des figures

Introduction générale

Figure 1 : *Illustration schématique des marges passives divergente et de coulissement en fonction de la direction des contraintes représentée par les flèches noires (modifié d'après Boillot 1988)…….…….**2***

Figure 2 : *Schéma simplifié de L'évolution d'un rift et la formation de deux marges conjuguées. (D'après Boillot 1988)……..**3***

Figure 3 *: Modèles de rifting : (a) modèle de cisaillement symétrique (McKenzie, 1978), (b) cisaillement simple (Wernicke, 1985). (D'après F. Klingelhoeffer, 2009)……..4*

Figure 4 : *Exemple de section sismique sur la marge passive volcanique au Sud-Est de Groenland, montrant des réflecteurs de type « SDR ». (Modifié d'après Larsen et al. (1994)). ……..**5***

Figure 5 : *(a) exemples de caractéristiques des marges transformantes (a) coupe sismique sur la marge de Côte d'Ivoire-Ghana montrant une pente continentale raide et le développement d'une ride marginale (modifié d'après Basile et al.,1998), (b) coupe sismique sur la marge nord-ouest d'Australie montrant un analogue de ride marginale (modifié d'après TOTAL S.A.), (c) marge de Côte d'Ivoire Ghana montrant une pente bathymétrique abrupte et forte (modifié d'après Mercier de Lépinay 2012) , (d) modèle de vitesses sismiques Vp sur la marge de la Guyane-Est, montrant un amincissement crustal rapide avec une zone de transition étroite entre les croûtes continentale et océanique (modifié d'après Greenroyd et al., 2007)…….. ….**6***

Figure 6 *: Illustration d'ouverture d'un bassin d'arrière arc……..**6***

Figure 7 *: Illustration des types de déchirures de slab de subduction. (D'après Argnani, 2009)……7*

Figure 8 *: Schéma en carte de l'évolution de la STEP. (Modifié d'après Govers and Wortel, 2005)). Il est supposé que les limites de la région sont statiques (traits rouges).*
(a) la subduction de la lithosphère océanique sous la plaque chevauchante avec le recul de la fosse et de l'extension arrière arc (en jaune). La déchirure s'effectue le long du trait discontinu en bleu (les vecteurs représentent les vitesses relatives).(b) propagation de la STEP vers l'Est associée à la migration de l'extension arrière arc……7

Figure 9*. Zone de STEP des caraïbes. (D'après Govers and Wortel, 2005)……..7*

I. Cadre Géodynamique

Figure I.1 *: Carte topographique et bathymétrique. (a) de la zone ibéro-maghrébine et du bassin algérien-mer d'Alborán. (b) zoom montrant l'orographie de la marge. PK=Petite Kabylie, GK=Grande Kabylie. (c) zone d'étude au large de Mostaganem présentée sur la figure I.2……..**9***

Figure I.2 *: Carte morpho-bathymétrique de la marge algérienne dans le secteur de Mostaganem. KDB: banc de* Khayr-Al-Din*. DSF=Deep-Sea-Fan de Kramis……**10***

Figure I.3 *: Les principaux ensembles structuraux du nord de l'Algérie et du pourtour de la méditerranée occidentale (Bracène, 2002)…… ……..**11***

Figure I.4 : *Paléogéographie des marges africaine et européenne à la fin du Crétacé d'après Bouillin (1986)……..**12***

Figure I.5 *: Rapports géographiques des affleurements de flyschs et de la dorsale kabyle dans la région de Ténès (Modifié d'après Delteil, 1974) ……**13***

Figure I.6 *: Carte géologique simplifiée du nord de l'Algérie (d'après Domzig et al., 2006) ……..****14***

Figure I.7 *: Coupe sismo-stratigraphique type de la partie sud-orientale du bassin d'Alborán calée au puits HBB-1 (d'après Medaouri et al., 2012). ……..****15***

Figure I.8 *: (a) Section schématique de la série stratigraphique dans la marge du golfe du Lion (méditerranée occidentale) d'après l'Atlas messinien (Lofi et al, 2011), PQ=Plio-quaternaire, Mio=Miocène. Les unités messiniennes ; TS : surface supérieure des évaporites, UU : les évaporites supérieures, MU : les unités du sel mobile, LU : les évaporites inferieures, BS : base du sel, CU : unités chaotiques du messinien, MES : surface d'érosion messinienne. (b) sismo-stratigraphie et vitesses sismiques dans la série sédimentaire en méditerranée nord-occidentale (d'après modifié par Maillard et al 2003, d'après Réhault et al., 1984)……..****17***

Figure I.9 *: Section sismique d'un profil de la campagne Maradja au large de Mostaganem montrant la pente abrupte, ainsi que deux dômes de sel perçant le fond marin. ……..****17***

Figure I.10 : *Reconstitution paléogéographique de la méditerranée occidentale depuis l'Oligocène, montrant la migration des subductions, l'ouverture des bassins arrière-arc et l'évolution spatiale du domaine AlKaPeCa (d'après Rosenbaum et al. 2002). ……..……..****20***

Figure I.11 *: Images tomographies à travers (a) le détroit de Gibraltar, la mer d'Alboran et le bassin algérien et (b) le bassin Liguro-Provençal, la Corse, la bassin Tyrrhénien et la Calabre (d'après Spakman and Wortel, 2004). ……..……..****22***

Figure I.12 : *Modèle géodynamique pour la mer d'Alboran. (D'après Gutscher (2004))*.....***22***

Figure I.13 *: Répartition du magmatisme néogène et quaternaire du Maghreb. (modifié d'après Maury et al., 2000). ……..……..****23***

Figure I.14 *: Coupe schématique à travers le nord de l'Algérie le long du méridien de la Grande Kabylie. D'après Bracène et Frizon de Lamotte (2002) et Roca et al. (2004) (modifié). ……..……..****24***

Figure I.15 : *Carte de distribution des séismes de magnitude supérieure à 4 en méditerranée occidentale et en Atlantique, superposée sur la carte de failles extraites de la carte géodynamique, Les couleurs des cercles correspondent aux profondeurs des épicentres (D'après Serpelloni et al. 2007). ……..……..****25***

Figure I.16 *: Carte des séismes de magnitude supérieure à 3 de la marge algérienne depuis 1973 (catalogue NEIC.) Les sources à l'origine des séismes au nord de l'Algérie apparaissent superficielles, les profondeurs des épicentres ne dépassant pas les 20 km et la majorité des profondeurs est comprise entre 5 et 10 km. ……..……..****26***

Figure I.17 *: (a) Carte des mécanismes aux foyers des séismes de Méditerranée occidentale. (b) Représentation des vecteurs de déplacement (issues des mesures GPS) par rapport à l'Eurasie fixe. (D'après Billi et al., 2011). ……..……..****26***

II. Acquisition et traitement des données SPIRAL

Figure II.1 *: Plan de position sur fond topographique et bathymétrique, des profils sismiques de la campagne SPIRAL couvrant les 5 secteurs de la marge algérienne. Les profils SMT sont représentés par des lignes rouges continues. Les OBS déployés en mer sur les transects terre-mer sont représentés par des cercles jaunes et les stations déployées à terre, par des triangles mauves. Le cadre blanc localise la zone de Mostaganem, secteur étudié dans cette thèse…….. **27***

Figure II.2 *: Plan de position des profils sismiques acquis dans le secteur de Mostaganem durant la campagne SPIRAL. Les profils SMT sont représentés en lignes rouges continues. Les OBS sont représentés par des cercles noirs. LS : la station à terre (Land station en anglais) utilisée dans ce travail est représentée par le triangle noir……..****29***

Figure II.3 *: Schéma d'acquisition sismique marine : (a) sismique réflexion ; (b) sismique réfraction-réflexion grand angle (Graindorge, 2002). ……..****31***

Figure II.4 *: Caractéristiques techniques du dispositif source « monobulle » : (a) configuration des canons à air, seuls les 13 canons en verts sont actifs ; (b) fenêtre de contrôle des 13 signaux sources synchronisés sur la première oscillation après le pulse initial (trait en pointillés) ; (c) signal théorique de la source « monobulle » après filtrage……..****33***

Figure II.5 *: Caractéristiques techniques du dispositif source « Pic ». Configuration des canons à air ; seuls les 10 canons en verts sont actifs, les autres peuvent servir comme lest, mais également peuvent remplacer les canons défectueux ; (b) fenêtre de contrôle des 10 signaux source synchronisés sur le premier pic (trait en pointillés). ……..****36***

Figure II.6 *: Photographies de récepteurs en mer ; (a) de type OldOBS lors du déploiement, (b) de type MicrOBS sur le pont du navire……..****37***

Figure II.7 : *(a) Exemple du point de tir brut 5OO extrait du profil Spi02 dans sa partie bassin profonde ; (b) son spectre d'amplitude normalisé, montrant la fréquence dominante du signal à 18 Hz. Les réflexions sur le fond de l'eau se situent à 3.5 s temps double (à offset nul), leurs multiples sont à 7 s temps double (à offset nul). La flèche bleue montre une arrivée diffractée et la flèche rouge un multiple de diffraction……..****38***

Figure II.8 *: Organigramme des étapes principales du traitement sismique appliqué à bord du navire « Atalante », en utilisant les modules (en bleu) du logiciel Geocluster (GCT)……..****39***

Figure II.9 *: Section sismique du profil Spi02 après application de la séquence de traitement à bord……..****40***

Figure II.10 *: Ondelette sismique modélisée à partir de la configuration des canons à air ; (a) avant mise en forme, (b) après mise en forme……..****41***

Figure II.11 *: Comparaison de la polarité du signal sismique avec la polarité de l'ondelette Sisource. (a) avant inversion de la polarité, (b) après inversion de la polarité……..****41***

Figure II.12 *: Procédure permettant de calculer l'opérateur de conversion zéro-phase sous matcalc et son application sur les données avec le module FILTR de GeoCluster ; (a) ondelette Sisource modélisée ; (b) opérateur de conversion ; (c) ondelette zéro-phase……..****42***

Figure II.13 *: Point de tir 500 du profil Spi02 avant (à gauche) et après (à droite) conversion zéro-phase suivant la procédure décrite en figure II.12. Les flèches bleues indiquent les réflexions sur le fond marin et les flèches rouges les multiples du fond marin……..****43***

Figure II.14 *: Les différentes catégories de multiples : a) multiples rebondissant dans la première couche ; b) multiples ayant rebondi au moins une fois dans la première couche ; c) multiples liés à la surface mais n'ayant pas rebondi dans la première couche ; d) multiples internes. a), b) et c) sont de type « surface related multiples » (Verschuur, 2006)…… ……..****44***

Figure II.15 *: Illustration des différents paramètres du module RAMUR qui réalise l'atténuation des multiples dans le domaine Radon (CGGVeritas, 2004)……..****45***

Figure II.16 *: Atténuation des multiples. Exemple des CMPs 601, 901 et 1101 : (a) avant atténuation des multiples ; (b) modèle de multiples calculé par le module SMMOD ; (c) après atténuation des multiples par SRME (ADAPT) ; (d) CMPs après atténuation des multiples par le module RAMUR…* ***46***

Figure II.17 *: Atténuation des multiples. Exemple d'une partie de la section du profil Spi02 ; (a) avant atténuation des multiples ; (b) après atténuation des multiples par SRME ; (c) après atténuation des multiples par RAMUR……* ***47***

Fig.II.18 *: Schéma illustratif du principe des corrections NMO (Mari et al., 2001 modifié)… ……* ***48***

Figure II.19 *: Exemple d'analyse de vitesses sur le CMP 1005 avec l'application ChronoVista de GeoCluster, en haut avant atténuation des multiples, en bas après atténuation des multiples ; (a) panneau de semblance ; (b) loi de vitesses d'intervalles ; (c) CMP 1005 avant NMO, la courbe verte est la loi de mute calculée après le premier passage de l'analyse de vitesses ; (d) même CMP après NMO et avec la loi de mute ; (e) les mini-stacks , les cercles en bleu indiquent les pointés de vitesses. ……* ***49***

Figure II.20 *: Organigramme des étapes de la migration avant sommation appliquées aux données SMT de SPIRAL……* ***50***

Figure II.21 *: Exemple d'une partie de section du profil Spi02 montrant l'apport de la migration sur la géométrie du dôme de sel et la focalisation de l'énergie des diffractions ; (a) section avant migration ; (b) section après migration avant sommation (TIKIM)..*.....***51***

Figure II.22 *: Exemple de section sismique grand angle brute enregistrée sur la composante verticale de l'OBS-24 situé au milieu du profil AB (Fig. II.3)……*.....***52***

Figure II.23 *: Exemple de section sismique grand angle enregistrée sur la composante verticale de l'OBS-24 situé au milieu du profil AB (Fig.II.3). Les temps d'arrivée des ondes sismiques sont réduits à l'aide d'une vitesse de 7km/s. (a) enregistrement brut ; (b) enregistrement après application de la séquence de traitement. (M) : arrivées multiples……*.....***54**

III. Structure profonde de la croûte par tomographie sismique

Figure III.1 : *Organigramme illustrant le principe du test de résolution « checker-board test »…… 60*

Figure.III.2 *: Exemple de sections sismiques grand angle enregistrées sur les composantes verticales des OBS (a) 04 situé sur la pente continentale, (b) 24 situé dans le bassin profond et (c) 35 dans le bassin profond au nord. L'encadré (d) illustre les pentes des hodochrones après réduction des vitesses……*.....***61**

Figure III.3 : *Exemple d''attribution des incertitudes sur l'OBS-24 en fonction du rapport signal/bruit et de la continuité des hodochrones. Les couleurs correspondent à la valeur de l'incertitude (voir texte)……*.....***62**

Figure III.4 *: Exemple de pointé des arrivées du multiple sur la section sismique grand angle de l'OBS 28. En haut (courbe en bleu), en bas, résultat de projection par soustraction de la différence des temps (courbe en bleu)……* ***63***

Figure.III.5 *: Histogrammes de distribution du nombre de pointé par instrument. En abscisse le numéro de l'OBS, en ordonnée le nombre de pointés effectués pour (a) les premières arrivées « réfractées » (b) les réfléchies sur le Moho (c) les réfléchies intracrustales……* ***64***

Figure.III.6 *: Principe de calcul des vitesses des couches et des profondeurs des interfaces. D1 et D2 sont les profondeurs des interfaces des couches ayant respectivement les vitesses V1 et V2……*.....***65**

Figure.III.7 : *modèles de vitesses de départ (a) et (b) distribution des temps d'arrivée qui ont servis au calcul des lois 1D de vitesses respectivement dans la partie océanique et dans la partie continentale, (c) et (d) distribution 2D de vitesses obtenues par extrapolation des lois de vitesses D1……..****66***

Figure.III.8 *: Apport des multiples et de la station à terre et test de la dépendance de l'inversion au modèle initial. Résultat de l'inversion (a) avec un modèle de départ de type « ocean », sans l'intégration du multiple. (b) avec un modèle de départ de type « ocean » avec intégration du multiple. (c)avec intégration du multiple et avec modèle de départ de type « marge ». (d) Superposition des courbes iso-vitesses des modèles finaux de type « océan » en couleur rouge et de type « marge » en couleur bleue. (e) Résultat de l'inversion avec modèle de départ de type « marge » et après intégration des pointés de la station à terre……****68***

Figure.III.9 *: Exemples de sections sismiques grand angle (composantes hydrophones) (a) OBS-22 (b) OBS-25, montrant les ondes réfléchies au Moho (flèches bleues)……..****69***

Figure.III.10 *: Tracés de rais des ondes réfléchies, (a) du réflecteur intracrustal et (b) du Moho. Le tracé est calculé en utilisant le modèle de vitesse (Fig.III.8.e). Notez la faible densité de croisements de rais qui échantillonnent le Moho, d'où la difficulté de préciser la profondeur exacte du Moho……****70***

Figure III.11*: Tectonic sketch of the western Mediterranean Sea (after Comas et al. 1999) showing Neogene extensional basins and major tectonic units. O: Oran, M= Mostaganen, T= Tenes, C= Chenoua, P= Tipaza, A= Algiers, GK= Great Kabylia, LK= Lesser Kabylia. AlKaPeCa D= internal zones domain. The red rectangle delimits the study area located in northwestern Algeria……..****74***

Figure III.12*: Bathymetric and geologic map of the western Algerian margin. Seafloor bathymetry (50 m digital elevation model) derived from satellite altimetry and from swath bathymetric data collected during the MARADJA cruise (Domzig, 2006). Red lines mark multichannel seismic profiles and red dots location of the seafloor seismometers (OBS) and of the land station (LS), large yellow dots indicate the positions of seismometers shown on fig III.13. Black line A-B marks the bathymetric profile shown as insert which highlights the continental slope to be more than 25%. ARZ-1 is a commercial well located in Arzew bay. On-land geologic map is re-drawn after (Wildi, 1983)…….****78***

Figure III.13*: Examples of recorded wide-angle seismic sections. The processing sequence included a 7 km/s velocity reduction (linear moveout), a debias, a minimum phase spectral deconvolution, a 4-15 Hz Butterworth band-pass filter and a 2 s window length automatic gain control (AGC). (a): Land station, (b): OBS01, (c): OBS18, (d): OBS31. Modeled travel-times (red bars are refracted waves in the crust Pg; blue bars are reflected waves in the crust PiP and green bars are reflected waves on the Moho PmP) superimposed on the data are calculated according to the velocity model shown in figure III.14……..****80***

Figure III.14*: Geophysical results along the wide angle profile. (a): Green curve indicates the magnetic anomaly extracted from the grid shown in the figure III.21. (b): Final velocity-depth model resulting from travel-time inversion, OBS and land station LS locations are indicated by blue circles, isovelocity contours are represented every 0.5 km/s and labeled every 1 km/s, red and black crosses represent respectively the intra-crustal reflector inferred from the PiP inversion, and the Moho discontinuity inferred from the PmP inversion. OC=oceanic crust, OCT= ocean continent transition, CC=continental crust. The 1-D velocity/depth profiles below basement (coincident with the 5.0 km/s isovelocity contour in OC and OCT domains and 4.5 km/s in continental domain) were extracted along the velocity model at distances of (c) 20, 30, 42 km (d) 45, 48, 50 km and (e) 51, 62, 70 km. The light yellow area represents a velocity compilation for extended continental crust extracted from*

Christensen and Mooney (1995), and the light blue area represents a velocity compilation for Atlantic oceanic crust from White et al. (1992)……***81***

Figure III.15*: Checkerboard test for the resolution of the first arrival tomography (figure.III.14).Synthetic models of alternatively positive and negative velocity anomalies up to ± 6% are added to the final velocity model. We used the same source-receiver geometry for synthetic travel-time calculation before inversion. Initial patterns of synthetic velocity anomalies with respectively size of (a) 3*3 km, (c) 5*5 km and (e) 10*10 km are tested. (b) (d) and (f) show the corresponding recovered models after ten iterations*……***83***

Figure III.16*: Ray tracing of the PmP (blue rays) and PiP (red rays) phases through the velocity-depth model (figure.III.14)*……***86***

Figure III.17*: Time migrated section Spi02 superimposed onto velocities from part of the velocity-depth model (Figure III.14) converted in two way time. OBS locations are indicated by blue circles. The 4.5 km/s velocity contour (yellow line) indicates the match with the top of the continental basement reflector interpreted on the MCS data (yellow arrows). The 5.0 km/s velocity contour (white line) indicates the top of the oceanic basement interpreted on MCS and highlighted by black crosses. The 7.0 km/s velocity contour (red line) is in the continuity of the reflections recorded at ≈ 6.8 to 7 stwt interpreted as the Moho discontinuity shown by red crosses. The brown line indicates the intra-crustal reflector (Fig.III.14) converted in two way time.* ……***86***

Figure III.18*: Time migrated MCS profile Spi02 (a) Uninterpreted section. (b) Magnetic anomaly curve extracted along the Spi02 profile from the grid shown on figure III.21. (c) Interpreted section showing major stratigraphic and structural units of the Algerian margin across Mostaganem. Note the magnetic anomaly correspondence with the diffractive chaotic facies in the acoustic basement interpreted as AlKaPeCa basement*……***89***

Figure III.19*: Same as Fig. III.18. for MCS profile Spi04*……***90***

Figure III.20*: Same as Fig. III.18. for MCS profile L1. Note the magnetic anomaly attributed to the interpreted AlKaPeCa basement between km-220 and km-280*……***91***

Figure III.21*: Magnetic anomaly map from shipboard measurements (courtesy FUGRO LTD and Sonatrach). The magnetic measurements in the zone were acquired in 2002 by FUGRO LCT LTD each 25 m along Sonatrach 2D reflection seismic profiles, using an ELSEC 3 coil marine sensor. The data were processed and filtered by ARK GEOPHYSICS LTD software. Red lines mark MCS profiles. Green lines indicate the chaotic seismic facies observed in the acoustic basement on MCS profiles. Note the correspondence of the chaotic seismic facies observed on MCS with the magnetic anomalies. White triangles are the locations of Ameur diapir observed on MCS lines. The black lines represent the width of the basin neighboring the Ameur diapir. The yellow lines show the depocentre in the asymmetric pull-apart basin. KDB= Khayr-al-Din Bank. A=magnetic anomaly which does not coincide with chaotic seismic facies and probably related to the oceanic crust*……***97***

IV. Migration/Inversion en profondeur des données de sismique multitrace et grand-angle

Figure IV.1*: Schéma du traitement des données MCS. Dans la procédure de migration, une méthode de correction du modèle de vitesse initial a été intégrée. Cette méthode intègre un outil de contrôle sur la précision de l'image migrée en profondeur (géométrie et amplitude correctes des réflecteurs) et de correction du macro-modèle de vitesse*……***106***

Figure IV.2 : *Macro-modèle de vitesse en profondeur du profil Spi02 (a) V0 modèle initial avant lissage, à partir de l'analyse de vitesse temps , une conversion en vitesse quadratique moyenne avec la*

*formule de Dix, un passage en coupes vitesse profondeur et une interpolation, (b) MV1 après deux phases de lissage……..**107***

Figure IV.3 :** (a) Macro-modèle de vitesse (MV2) après correction de (MV1) via une analyse de vitesse dans le domaine profondeur. (b) Macro-modèle de vitesse (MV_OBS) par inversion des temps d'arrivés (voir la section inversion des données OBS). (c) Macro-modèle de vitesse mixte (MV_MIX). ……..**109

Figure IV.4 :** En haut, image migrée du profil Spi02 en utilisant le modèle de vitesses MV1 (Figure 4.a), en pointillés rouges, la base du bloc crustal AlKaPECa, en pointillés bleus le Moho les deux observés en sismique grand-angle. En bas, panneaux de semblances et iso-X correspondants, situés à X=9, 49, 69 km de distance. L'image migrée (fig.4a), montre des événements sismiques avec une forme ondulée à partir de 6 km de profondeur, ces ondulations sont la conséquence de l'imprécision du modèle de vitesses de migration en profondeur, qui est associé au dispositif d'acquisition (flute de 4.5 km) (Lines, 1993 ; Ross, 1994). Par ailleurs, les pointillés associés aux réflecteurs considérés comme base de AlKaPeCa et du Moho ne sont pas sismiquement corrélables. Les panneaux iso-X (Fig 4b) montrent des réflecteurs assez plats pour tous les angles jusqu'à une profondeur d'environ 3 km. Les semblances estimées à partir des iso-X montrent des maximums (fig.4b, couleur jaune-vert) proches de la valeur 1, indiquant des faibles erreurs des vitesses pour la partie la plus superficielle, à corriger. Pour des profondeurs plus importantes le modèle de vitesse ne semble pas adapté……..**111

Figure IV.5 :** (a) image migrée du profil Spi02 en utilisant le modèle de vitesses MV2 (Figure 3.a), calculé après la première itération de migration, en pointillés bleus et rouges, respectivement, la discontinuité du Moho et le réflecteur intra-crustal, tels que observés en sismique grand-angle. (b, c et d), panneaux de semblances gamma et (b', c' et d') iso-X correspondants, situés à X=9, 49 et 69 km de distance. L'image migrée montre une amélioration par rapport à l'itération précédente, en terme de focalisation de l'énergie (gamma proche de 1), par ailleurs la base du bloc crustal AlKaPeCa et la discontinuité du Moho demeurent mal imagés. Les panneaux iso-X montrent des réflecteurs assez plats pour tous les angles jusqu'à une profondeur d'environ 5 km. Les semblances estimées à partir des iso-X montrent des maximums (couleur jaune-vert) proches de la valeur 1, indiquant un meilleur champ de vitesse. Pour des profondeurs plus importantes le modèle de vitesse doit être corrigé. A remarquer sur le panneau iso-X situé à X=70 km l'apparition d'un événement courbé (indiqué par la flèche rouge) et correspondant à l'énergie (cercle blanc) entre 9 et 9.5 km de profondeur, la courbure de l'événement est associée à des erreurs de positionnement en profondeur de ce réflecteur. Pour ces profondeurs le modèle de vitesse en utilisant le champ de vitesses MCS ne semble pas adapté……..**112

Figure IV.6 :** modèle de vitesse « industriel » sur un profil sismique nord-sud enregistré sur la marge algérienne……..**114

Figure IV.7 :** (a) partie du profil sismique Spi02, le cadrant vert représente la portion acquise deux fois. (b) image migrée en profondeur avant sommation correspondante, le cadrant vert représente la partie imagée en double……..**115

V. Discussions

***Figure V.1 :** (a) image migrée du profil Spi02 en utilisant le modèle de vitesses mixte (Figure IV.3.c), en pointillés verts et rouges, respectivement, la discontinuité du Moho et le réflecteur intra-crustal, tels que observés en sismique grand-angle. (b, d et f), panneaux de semblances gamma et (c, e et g) iso-X correspondants, situés respectivement à X=9, 49 et 69 km de distance. Nous pouvons observer*

*sur l'image migrée, une meilleure continuité des réflecteurs à 6 km de profondeur autour de X=10, 20, 40 et 50 km. Le modèle, dans le domaine océanique est fiable jusqu'à une profondeur d'environ 8 km. Les panneaux iso-X sont plats et les semblances estimées à partir des iso-X montrent des maximums (couleur jaune-vert) très proches de la valeur 1, indiquant des faibles erreurs des vitesses. Sous la marge, près de la zone de transition, le modèle est fiable jusqu'à une profondeur d'environ 10 km. Les semblances estimées à partir des iso-X montrent des maximums (couleur jaune-vert) très proches de la valeur 1, indiquant des faibles erreurs des vitesses. L'image est donc fiable jusqu'à cette profondeur. A remarquer sur le panneau situé à X=70 km l'apparition d'énergie à 10 km de profondeur associée à un événement correspondant à des réflexions relativement continues sur l'image migrée (ligne discontinue rouge représentant le réflecteur intra-crustal R.I.C). PQ=Plio-quaternaire, B.S=base du sel, T.S=toit du socle, T.O.C=transition océan-continent……**118***

Figure V.2 :** Imagerie sismique du fossé le long de la marge ouest algérienne. (a) plan de position des profils Spi01, Spi02, Spi03, Spi04. (b à e) sections sismiques des portions des profils Spi01 Spi02, Spi03, Spi04 (indiqués en bleu sur la plan de position) montrant la position du diapir « Ameur » et la variation latérale du fossé désigné par G……**121

Figure V.3** : Zoom sur la portion du profil Spi03 (voir Fig. V.1d), montrant les deux phases tectoniques (1) transtensive au pliocene et (2) transpressive au plio-quaternaire……**122

Figure V.4 :** (a) cartographie sur fond bathymétrique de la zone de décrochement le long des profils disponibles (SPIRAL et Sonatrach) dans le secteur de Mostaganem, les lignes rouges représentent la jonction des failles bordières du graben « G », les points jaunes indiquent les positions du diapir « Ameur » et les carrés noirs indiquent les dépocentres du graben. SE= segment Est, SW= segment Ouest. (b) zoom sur l'encadré en pointillés blanc de (a) montrant l'extension latérale de la structure salifère « Ameur » parallèle à la marge indiquée par les flèches noires. ……**123

Figure V.5 :** Carte illustrant les trois différents scénarios du sens de décrochement dans la zone de Mostaganem (voir texte pour détails). (1) et (2) décrochements sénestres (3) décrochement dextre SE= segment Est, SW= segment Ouest……**124

Figure V.6 :** Esquisse des différentes hypothèses d'accrétion de la croûte océanique au large de Mostaganem et du sens du décrochement au pied de marge. (a) l'axe d'accrétion océanique dissymétrique suivant la ligne droite discontinue se situe à l'est de Ténès (Ride d'Hanibal, en rouge, Mauffret et al., 2004, 2007), avec un sens de décrochement senestre au pied de marge de Mostaganem (b) l'axe d'accrétion se situe à l'ouest de Ténès avec une extension continentale du domaine d'Alboran plus à l'ouest avec un sens de décrochement dextre au pied de marge de Mostaganem (c) accrétion diffuse, avec plusieurs axes (d'après Medaouiri et al., 2014) avec une extension continentale du domaine d'Alboran……**125

Figure V.7.** Carte magnétique montrant le domaine AlKaPeCa (en vert) en mer dans le secteur de Mostaganem. En rouge, le domaine AlKaPeCa reconnu à terre. La ligne noire illustre la limite du domaine AlKaPeCa et zones externes. DK= dorsale kabyle, F= Flyschs……**127

Figure V.8 :** Carte simplifiée des zones de déformation active du sud de la Méditerranée occidentale, où l'essentiel de la convergence Afrique-Europe est actuellement accommodée (d'après Strzerzynski et al., 2010). Les flèches indiquent le type de contrainte et sa direction moyenne, les numéros indiquent les vitesses de rapprochement dérivées des mesures GPS (Serpelloni et al. 2007). Les zones grisées sont les zones de déformations, établies d'après Stich et al, (2006) et Serpelloni et al.,(2007), à partir des données géodésiques……**128

Figure V.9 :** Carte de la sismicité du Nord de l'Algérie sur la période 1900-2004 et mécanismes au foyer des principaux évènements (d'après Yelles et al., 2009)……**129

Figure V.10 : *Synthèse des principaux indices de déformation active connus (plis et failles) à terre et en mer sur la marge algérienne, établie à partir d'un modèle numérique de terrain et des données de sismique réflexion (d'après Domzig, 2006b)……..**129***

Figure V.11 : *Carte de la sismicité (base de données NEIC) et position des profils sismiques, sur fond bathymétrique et altimétrique. Remarquer les séismes en pied de pente le long du profil Mdj1-92 situé sur le banc de Khayr al Din (KDB), de même que ceux enregistrés en pied de pente le long du profil Spi04 (voir texte pour détails)……..**130***

Figure V.12 : *Section sismique Mdj1-92 de la campagne Maradja (2003), recoupant la partie occidentale du banc de Khayr-al-Din montrant que le soulèvement de la marge et le basculement des sédiments du Plio-quaternaire sont contrôlés en profondeur par un chevauchement aveugle à vergence sud (Modifié d'après Yelles et al., 2009)……**131***

Figure V.13 : *Section sismique d'une partie du profil Spi04, (a) portion de section non interprétée (b) portion interprétée montrant un redressement des réflecteurs vers le nord dans le Plio-Quaternaire. Le redressement serait contrôlé en profondeur par un chevauchement aveugle à vergence sud…….132*

Figure V.14 : *section sismique d'une partie du profil Spi01. (a) portion de section non interprétée (b) portion interprétée montrant une stratification calme des dépôts du Plio-Quaternaire……..**133***

Figure. V.15 : *Carte géologique simplifiée du bassin du Chélif, montrant la position des gisements de Ain Zeft et Tliouanet. (Document Sonatrach)……..136*

Figure V.16*. Distribution du risque d'exploration des hydrocarbures en utilisant la classification des bassins (Bally & Snelson, 1980), (modifié d'après Jim Brooks, 1990). Le premier chiffre des numéros sur l'axe des abscisses indique la catégorie du bassin (voir tableau V.1)……**139***

Figure V.17*. Carte schématique simplifiée des zones potentiellement prospectives pour l'exploration pétrolière. Les deux zones sont entourées en blanc et concernent : (1) en mer la partie Nord-Est du bassin d'Alboran et la partie croûte continentale du secteur de Mostaganem définie en partie sur le modèle tomographique de vitesse calculé sur le profil de grand angle Spi02 et étendue sur les profils SMT Spi01, Spi03, Spi04 2. (2) à terre, la zone concerne le bassin du Chélif. HBB-1 : puits Habibas, ARZ-1 : puits stratigraphique au large d'Arzew. La limite - C.C.A- C.O est d'après Medaouri et al. 2014……**140***

Liste des tableaux

Tableau II.1 *: Paramètres d'acquisition et d'enregistrement des données SMT du leg1……..**34***
Tableau II.2 *: Fiche technique des profils SMT acquis dans le secteur de Mostaganem……**34***

Tableau II.3 *: Fiche technique du profil grand angle (AB) du secteur de Mostaganem……**35***

Tableau II.4 *: Principaux paramètres d'acquisition du leg2……**35***

Tableau III.1 *Les différentes valeurs du code Korenaga testées pour l'inversion. WSV et WSD : paramètres de lissage de vitesse et de profondeur, MaxDV et MaxDD: amortissement (damping en anglais) en vitesse et en profondeur, LH et LV: longueur de corrélation horizontale et verticale, TOP et BOT : haut et bas du modèle, RMS et χ^2 : résidus quadratiques entre temps observés et temps calculés……..**66***

Tableau III.2 *: Les différents paramètres du modèle et les valeurs du code Tomo2D retenues pour l'inversion. RMS et χ^2 : résidus quadratiques entre temps observés et temps calculés……**70***

Table des matières

Tableau V.1**: Classification des bassins comme définie par Bally & Snelson (Bally & Snelson 1980; St John et aI. 1984)……..**134

Introduction générale

1. Contexte de l'étude

Au cours de ces dernières années, plusieurs études ont été effectuées sur la marge algérienne par différents organismes (Sonatrach et CRAAG), dans le cadre de campagnes océanographiques. Elles ont permis l'acquisition de plusieurs données géophysiques.

Si les données acquises par Sonatrach sont dédiées à l'exploration pétrolière, celles acquises dans le cadre des projets de coopération Algéro-Français MARADJA1 (Marge Active el DJAzair) en 2003 (N/O le Suroit), MARADJA2 –SAMRA en 2005 (N/O le Suroit), et PRISME (N/O Atalante) en 2007, ont permis d'illustrer la structure superficielle de la marge.

Les objectifs principaux des programmes de coopération sont : (1) l'identification et la caractérisation des structures sous-marines actives à travers un examen de la géomorphologie sous-marine et des structures de subsurface au moyen de la bathymétrie et la sismique réflexion rapide peu pénétrante, et (2) l'évaluation des aléas et la caractérisation des facteurs déclenchant des instabilités sédimentaires à l'aide de la piézométrie et des carottages.

A la suite de ces campagnes, les principales préoccupations concernent l'intégration de la tectonique de la marge algérienne dans un cadre régional maghrébin et méditerranéen, notamment la relation terre-mer qui devient un volet important à prendre en charge, en plus de la structure profonde de la marge : nature de la croûte, distribution des blocs crustaux, cinématique et modèles d'ouverture et de remplissage des bassins. Ces différents éléments sont importants pour une meilleure définition des ressources en hydrocarbures et pour l'évaluation des risques sismiques.

C'est dans cette optique que le programme SPIRAL (Sismique Profonde et Investigation Régionale du nord de l'ALgérie) est né. Il est construit sur la base d'un partenariat entre une partie Algérienne et une partie Française avec prise en charge partagée des coûts d'acquisition, de traitement et de valorisation scientifique. Les partenaires du projet sont pour la partie algérienne : la SONATRACH (Société nationale des hydrocarbures), la DGRSDT (Direction Générale de la Recherche Scientifique et du Développement Technologique) et le CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique). Pour la partie française : les Universités Nice Sophia Antipolis, de Bretagne Occidentale et P. et M. Curie, l'Ifremer, le CNRS, et l'IRD, à travers l'implication des équipes de recherche de l'UMR Géoazur et de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM).

Il s'inscrit dans la suite logique des campagnes géophysiques précédentes et vise à étudier la marge nord-algérienne au moyen de méthodes sismiques de 'grande pénétration' : sismique réflexion verticale basse fréquence, mais aussi sismique réflexion grand-angle et réfraction avec mise en œuvre de stations sismologiques disposées à terre et en mer (OBS pour Ocean Bottom Seismometer). Ce programme est focalisé sur l'imagerie de la structure crustale de la marge pour comprendre l'évolution structurale et géodynamique du domaine nord-africain et ensuite l'intégrer dans le contexte géodynamique de la méditerranée occidentale.

Pour cela, la marge algérienne d'une longueur de 1200 km a été divisée d'Est en Ouest en cinq secteurs d'étude : le secteur d'Annaba, le secteur de Jijel, le secteur de Grande Kabylie, le secteur de Tipaza et le secteur de Mostaganem.

Mon travail de thèse est focalisé sur la partie occidentale de la marge algérienne (secteur de Mostaganem).

La marge algérienne est classiquement interprétée comme une marge passive, formée dans un contexte d'arrière arc et reprise plus récemment en inversion. Dans le but de comparer les principaux éléments de la marge algérienne avec d'autres, nous présentons dans les paragraphes suivants, quelques définitions et rappels illustrant les différents types de marges passives.

2. Les marges continentales passives

Une marge continentale constitue la bordure d'un continent qui assure la transition vers le domaine océanique adjacent. Elle peut à ce titre être considérée comme la zone intermédiaire entre deux domaines crustaux d'âge, de nature, et d'épaisseurs différents. Lorsqu'elles ne présentent pas d'activité tectonique, ou volcanique actuelle, les marges continentales sont dites passives ou stables (Scrutton, 1982; Boillot, 1983 ; Sage, 1994).

En général, la formation des marges passives s'initie pendant l'extension (rifting) d'une lithosphère continentale soumise à des contraintes divergentes (Fig.1) associée à la remontée et la fusion partielle éventuelle du manteau lithosphérique et de l'asthénosphère.

Lorsque le rifting atteint la rupture lithosphérique, l'accrétion commence, et s'étend de part et d'autre de l'axe du rift pour former une nouvelle croûte océanique.

En fonction de la direction des contraintes, par rapport à l'axe du rift, deux types de marges passives peuvent exister; si la direction de la rupture continentale (ou axe de rift) est perpendiculaire à la direction des contraintes, les marges sont dites marges en extension (ou divergentes), si la direction de la rupture est parallèle à la direction des contraintes, les marges sont appelées marges transformantes (ou aussi de coulissement ou de décrochement) (Fig.1).

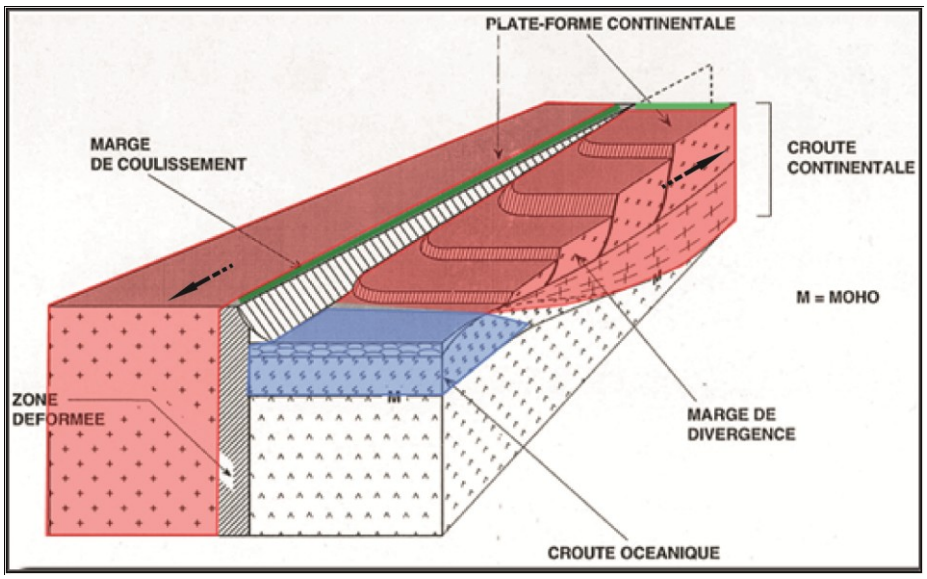


***Figure 1** : Illustration schématique des marges passives divergente et de coulissement en fonction de la direction des contraintes représentée par les flèches noires (modifié d'après Boillot et Coulon 1998).*

Les marges passives divergentes

Les marges passives divergentes (ou en extension) sont généralement caractérisées par une morphologie en pente douce (autour de 3°), s'étalant sur une largeur dépassant les 100 km. En profondeur, d'après les modèles déduits des données géophysiques (sismique réfraction, gravimétrie), notamment la topographie de la discontinuité de Mohorovičić appelée Moho (limite physique entre la croûte et le manteau supérieur), elles sont caractérisées par une croûte continentale amincie qui passe sur la largeur de la marge, de 30-35 km à 7-8 km d'épaisseur. Ces marges sont associées à la présence d'une sédimentation pré, syn., et post-rift, et des blocs basculés bordés par des failles normales à pendage vers l'océan (Fig. 1) qui accommodent l'extension de la croûte supérieure cassante.

Les différents stades d'évolution de rifting

L'évolution des rifts vers les marges passives est gouvernée par les forces d'extension lithosphériques. Le moteur de cette extension trouve son origine dans la dynamique des plaques tectoniques, et les courants de convection asthénosphériques.

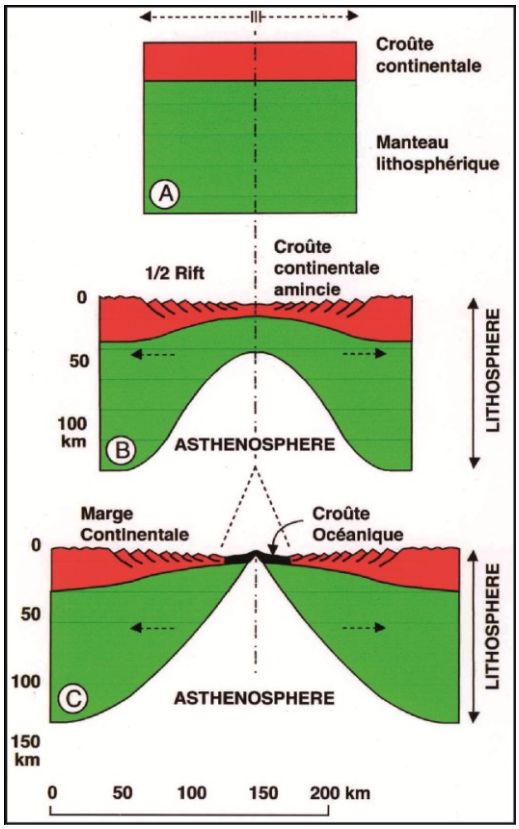


Figure 2 : *Schéma simplifié de L'évolution d'un rift et la formation de deux marges conjuguées. (D'après Boillot et Coulon, 1998).*

Succinctement, les trois principaux stades d'évolution d'un rift jusqu'à la formation des marges passives en extension (Fig. 2) sont :

la lithosphère d'épaisseur normale est soumise à des contraintes extensives (Fig. 2a),

l'amincissement de la lithosphère associé à la remontée et éventuellement la fusion partielle du manteau lithosphérique et de l'asthénosphère. L'extension est accommodée par des failles normales délimitant des blocs basculés dans la partie fragile (Fig. 2b).

une fois le rifting atteint la rupture lithosphérique, une croûte océanique est accrétée au niveau de l'axe du rift, et deux marges conjuguées se forment.

Les modèles de rifting

Les deux modèles fondateurs de rifting diffèrent par les modalités de l'amincissement de la croûte. Le premier modèle de rifting en cisaillement pure (Fig. 3a) (McKenzie, 1978) prédit un amincissement homogène de la croûte, formant des marges conjuguées symétriques. Par

contre le modèle de cisaillement simple de Wernicke (1981) (Fig. 3b) prédit une structuration asymétrique de la zone d'amincissement, conduisant à la formation des marges conjuguées asymétriques. Les deux mécanismes d'amincissement peuvent se combiner pour former des zones de rift dont la structure est intermédiaire entre les deux modèles extrêmes comme dans la marge Ouest Ibérique (e.g., Whitmarsh et al. 2001).

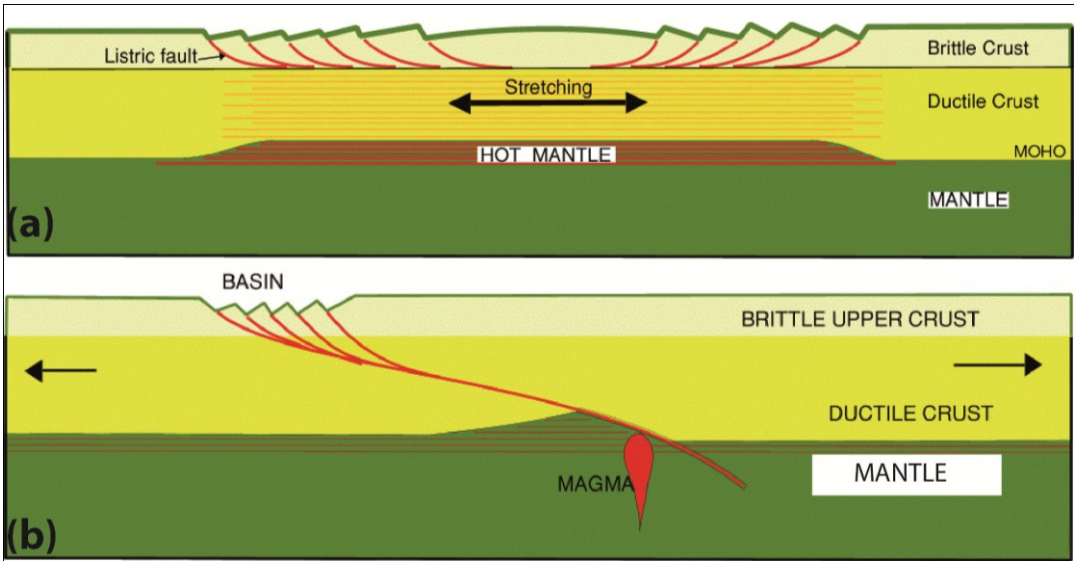


Figure 3 *: Modèles de rifting : (a) modèle de cisaillement symétrique (McKenzie, 1978), (b) cisaillement simple (Wernicke, 1985). (Repris de HDR, F. Klingelhoefer, 2009).*

Les marges volcaniques et non volcaniques

Selon l'importance du magmatisme, les marges sont généralement subdivisées en deux catégories : les marges volcaniques et les marges non-volcaniques.

Les marges volcaniques

Ce type de marge est caractérisé par la mise en place dans la zone de transition continent-océan, d'une quantité importante de coulées basaltiques (5-10 km) qui, en sismique, sont identifiables par les « SDR » à pendage vers l'océan (en anglais, Seaward Dipping Reflectors) (Fig. 4). L'activité magmatique intense conduit à l'accrétion d'une croûte océanique épaisse (≈10 km) et souvent par un sous-placage important constitué d'intrusion mafiques sous la zone de transition, reconnaissable par des vitesses sismiques Vp >7.2 km/s (Gerlings et al., 2009 ; Keen et al., 2012).

Les marges non-volcaniques

Ce deuxième type correspond aux marges caractérisées soit par l'absence, soit par la faible activité magmatique, et dans ce deuxième cas, elles sont qualifiées de « magma-poor margins ». Par opposition aux marges volcaniques, ces marges ne présentent pas de SDR ni de hautes vitesses liées au corps sous plaqués. Elles sont parfois caractérisées par un manteau exhumé et serpentinisé à la transition continent-océan (e.g. Boillot et al., 1989 pour la marge de Galice).

Les études menées sur la zone de transition indiquent qu'elles ne présentent généralement ni les caractéristiques d'une croûte continentale ni celles d'une croûte océanique. Néanmoins plusieurs hypothèses ont été émises pour la définir : (1) une croûte océanique accrétée au

niveau d'une dorsale lente à très lente (Sawyer, 1994 ; Whitmarsh and Sawyer,1996), (2) une croûte continentale étirée, amincie découpée et intrudée par des matériaux ignés (Whitmarsh et al, 1990 ; Whitmarsh and Sawyer,1996), (3) un domaine d'exposition de manteau suite au fonctionnement d'une ou plusieurs structures d'extension (Beslier et al.,1996 ; Dean et al., 2000).

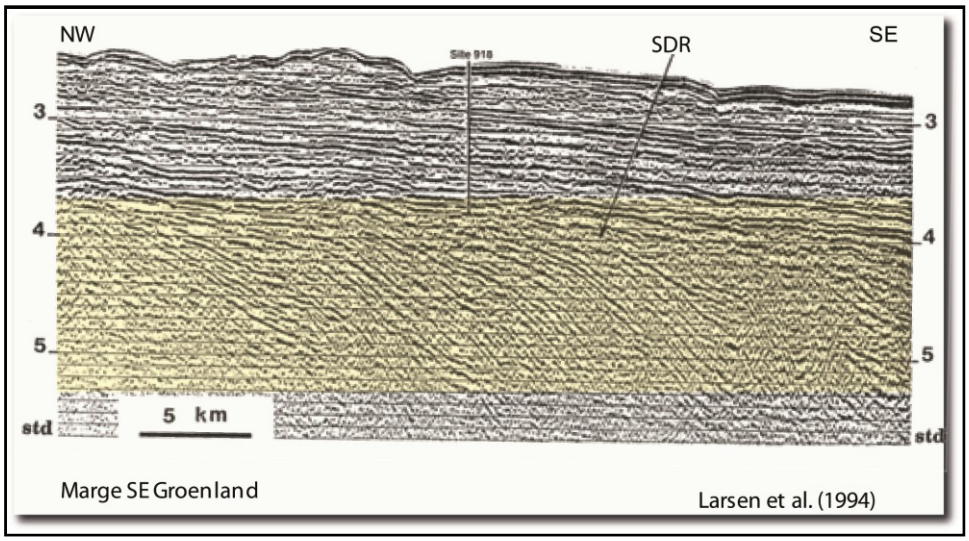


***Figure 4**. Exemple de section sismique sur la marge passive volcanique au Sud-Est de Groenland, montrant des réflecteurs de type ' SDR '. (Modifié d'après Larsen et al. (1994)).*

Les marges passives de coulissement

Les marges de coulissement (ou transformantes) ; bien qu'elles présentent une grande variété de profils tels que la présence d'une ride marginale comme la marge de côte d'Ivoire-Ghana (Mascle et Blarez, 1987) (Fig. 5a) ou de structures analogues (ride de cuvier) en Australie (Fig. 5b) , ou encore la présence d'une pente érosive ou de corps gravitaires comme à Agulhas en Afrique du Sud (Uenzelmann-Neben and Huhn, 2009) ; se distinguent des marges en extension principalement par une pente continentale abrupte (Fig. 5c). En profondeur, elles sont caractérisées par un amincissement crustal rapide s'effectuant sur une distance n'excédant pas quelques dizaines de kilomètres et une transition continent-océan (TOC) réduite (e.g, Greenroyd et al., 2008) (Fig. 5d) voir absente, traduisant le contact direct entre les croûtes océanique et continentale (Sage, et al., 2000).

Les marges en contexte d'arrière-arc

A l'arrière d'une zone de subduction peut se développer par extension de la plaque chevauchante, un bassin appelé bassin d'arrière-arc. Le moteur de l'extension est une convection secondaire du manteau associée au retrait du panneau plongeant (slab roll-back), généralement plus incliné et dense (exemple des Mariannes), (Fig. 6). Si le rifting atteint le stade de rupture, un nouveau bassin océanique se crée et les bordures de ce bassin constituent alors, des marges continentales dans un contexte de convergence de plaques lithosphériques (ou marges en contexte d'arrière arc). Les bassins d'arrière arc montrent dans leur majorité une épaisseur de croûte nettement plus faible que la croûte des bassins océaniques « normaux » de type atlantique (Sclater et al., 1976). Par exemple la croûte océanique dans le

bassin d'arrière arc des philippines possède une croûte océanique de l'ordre de 3 à 5 km (Louden et al., 1980), et il en est de même pour le bassin liguro-provençal (Pascal, et al 1993 ; Contrucci, et al., 2001 ; Gailler et al., 2009).

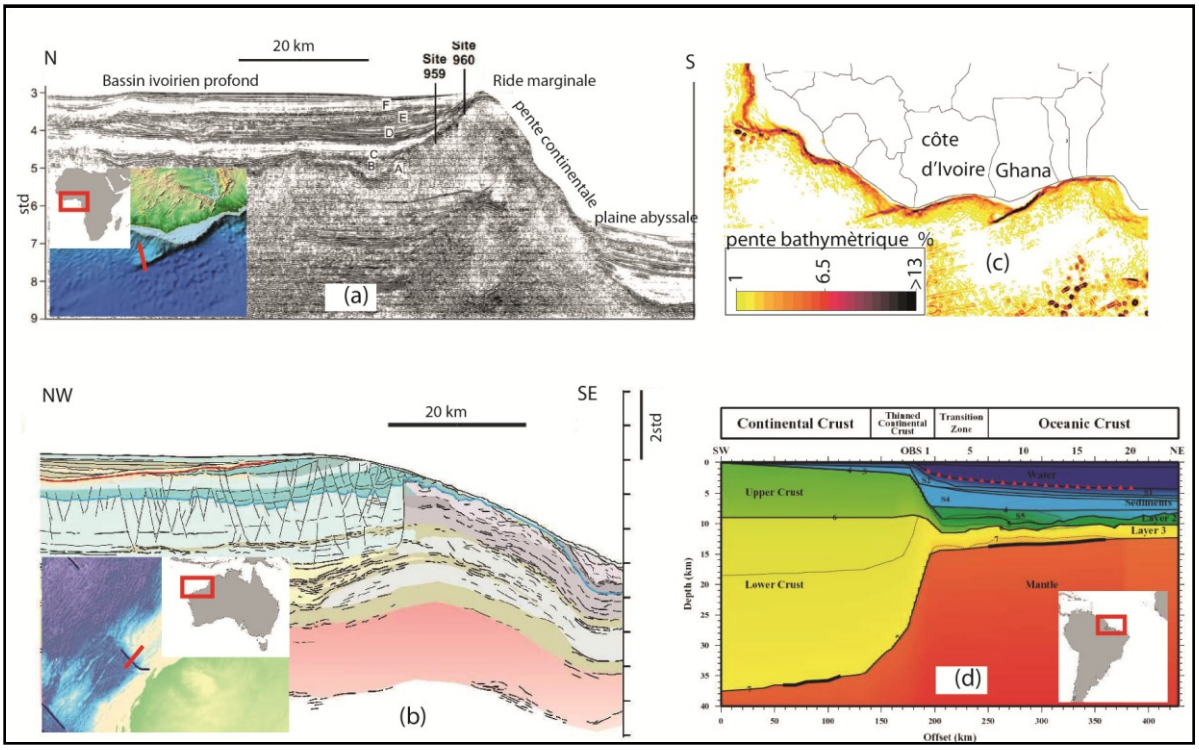


Figure 5 : *(a) exemples de caractéristiques des marges transformantes (a) coupe sismique sur la marge de Côte d'Ivoire-Ghana montrant une pente continentale raide et le développement d'une ride marginale (modifié d'après Basile et al.,1998), (b) coupe sismique sur la marge nord-ouest d'Australie montrant un analogue de ride marginale (modifié d'après TOTAL S.A.), (c) marge de Côte d'Ivoire Ghana montrant une pente bathymétrique abrupte et forte (modifié d'après Mercier de Lépinay 2012, communication personnelle) , (d) modèle de vitesses sismiques Vp sur la marge de la Guyane-Est, montrant un amincissement crustal rapide avec une zone de transition étroite entre les croûtes continentale et océanique (modifié d'après Greenroyd et al., 2008).*

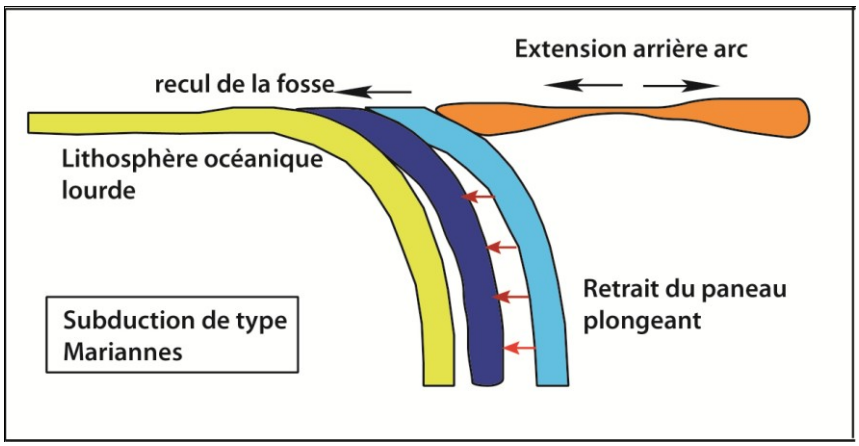


Figure 6 : *Illustration d'ouverture d'un bassin d'arrière arc.*

Les marges de type « STEP »

Dans le cas particulier où la subduction se termine sur une zone transformante, le retrait de la subduction (roll back), pourrait être accompagné d'une déchirure latérale de la lithosphère. La propagation horizontale de cette déchirure le long de la terminaison du slab, permet la naissance d'une faille transformante (faille de déchirement) conduisant à la formation d'une marge dite en STEP (Subduction Transform Edge Propagator) qui correspond à la propagation de la limite subduction – faille transformante (Govers et Wortel, 2005). On peut supposer que cette limite en STEP résulte d'une déchirure de la plaque plongeante perpendiculaire à la fosse de subduction (donc subparallèle à l'azimut du slab) (Fig. 7b). Cette déchirure est contrôlée par la rhéologie du slab et l'évolution de la subduction (Yoshioka and Wortel, 1995 ; van de Zedde and Wortel, 2001). Elle va évoluer selon le mécanisme schématisé sur la figure 8 (Govers et Wortel, 2005). Les principaux exemples des zones STEP dans le monde sont décrits par Govers et Wortel (2005), et sont cités : la Calabre et le Nord et le Sud des caraïbes (Fig.9).

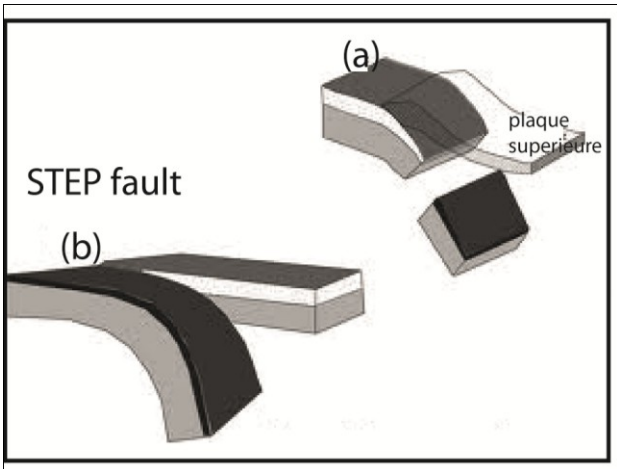


***Figure 7** : Illustration des types de déchirures de slab de subduction. (D'après Argnani, 2009)*

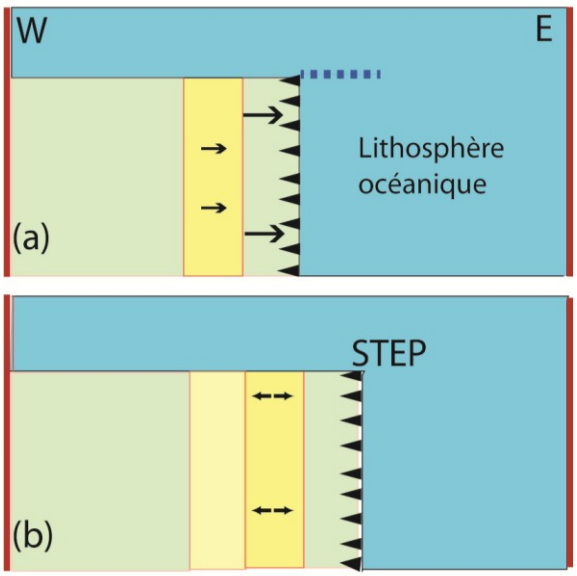


***Figure 8**. Schéma en carte de l'évolution de la STEP. (Modifié d'après Govers and Wortel, 2005)). Il est supposé que les limites de la région sont statiques (traits rouges).*

(a) la subduction de la lithosphère océanique sous la plaque chevauchante est facilitée par le recul de la fosse et de l'extension arrière arc (en jaune). La déchirure s'effectue le long du trait discontinu en bleu (les vecteurs représentent les vitesses relatives).

(b) propagation de la STEP vers l'Est associée à la migration de l'extension arrière arc

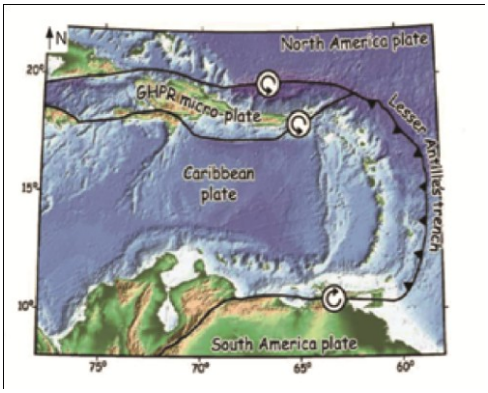


***Figure 9** : Zone des STEPs des caraïbes. (D'après Govers and Wortel, 2005)*

3. Problématique de la marge ouest-algérienne

Les données de géophysique marines de surface et subsurface (campagnes MARADJA et SAMRA, 2003 et 2005) suggèrent que le segment le plus occidental de la marge algérienne, le secteur de Mostaganem qui nous préoccupe dans cette étude, présente une structure différente du reste de la marge (Domzig, 2006). Les indices de reprise en compression y sont faibles voire absents, et la pente continentale très raide pourrait alors traduire une formation de la marge dans un contexte transformant plutôt que par extension de la lithosphère. Les données de sismicité suggèrent qu'une déformation active affecte principalement la marge conjuguée espagnole et le domaine Tellien à terre (cf. chapitre I). Par ailleurs le domaine océanique jouxtant la marge au nord, pourrait présenter des affinités soit avec le domaine d'Alborán, situé plus à l'ouest entre le Maroc et l'Espagne, soit avec le bassin océanique nord-algérien. De même, l'extension du domaine kabyle, zones internes de la chaîne des Magrébides au large de Mostaganem suscite un débat. En effet, ces terrains allochtones disparaissent à terre, à l'ouest de Ténès, pour réapparaître dans le Rif marocain et les cordillères bétiques. Le secteur de Mostaganem est donc dans une position charnière et la compréhension de sa structure et de son origine implique des modèles d'évolution géodynamique très différents pour l'ouest de la Méditerranée.

Au-delà des questions de l'évolution géodynamique et structurale de ce segment de marge, qui ne comprend aucun forage profond, d'autres questions sur le potentiel pétrolier de cette zone restent en suspens. Les modélisations thermiques et structurales ne permettent pas de conclure, par manque de précisions sur la limite continent-océan et sur le type, l'âge et l'épaisseur des bassins sédimentaires reposants sur le substratum.

Ce travail de thèse, se propose d'apporter des contraintes nouvelles sur la structure crustale de ce segment de la marge pour répondre à plusieurs questions :

Comment s'effectue la transition continent-océan le long de ce segment de la marge ? Quelle est la nature de cette marge continentale ?

Quelles contraintes la structure crustale apporte-t-elle aux modèles de reconstitution cinématique à l'échelle régionale ?

Comment s'est effectué le transfert des zones internes vers le Rif marocain ?

Comment est la transition du bassin algérien vers le bassin d'Alborán ?

Quel est l'incidence du schéma géodynamique sur le potentiel pétrolier ?

Pour réaliser ce travail nous avons utilisé des données de sismique réflexion verticale et de sismique réfraction-réflexion grand angle acquises pendant la campagne océanographique SPIRAL, les données de bathymétrie multifaisceaux acquises durant les campagnes Maradja, les données de sismique réflexion pétrolière et les mesures magnétiques acquises par Sonatrach.

Chapitre I. Cadre géodynamique

I.1 Les principales caractéristiques de la marge algérienne

I.1.1 Traits physiographiques

La marge continentale algérienne correspond à la partie centrale de la bordure sud de la méditerranée occidentale et occupe l'espace compris entre les marges tunisienne à l'Est et marocaine (Mer d'Alborán) à l'ouest. Elle s'étend sur environ 1200 km d'Est en Ouest depuis la longitude 8,5°E jusqu'à 2,2°W (Fig. I.1). Son orientation est sensiblement Est-Ouest depuis la frontière algéro-tunisienne, jusqu'au méridien de Ténès. Au-delà vers l'Ouest, elle devient NE-SO jusqu'à la frontière algéro-marocaine. (Fig. I.1).

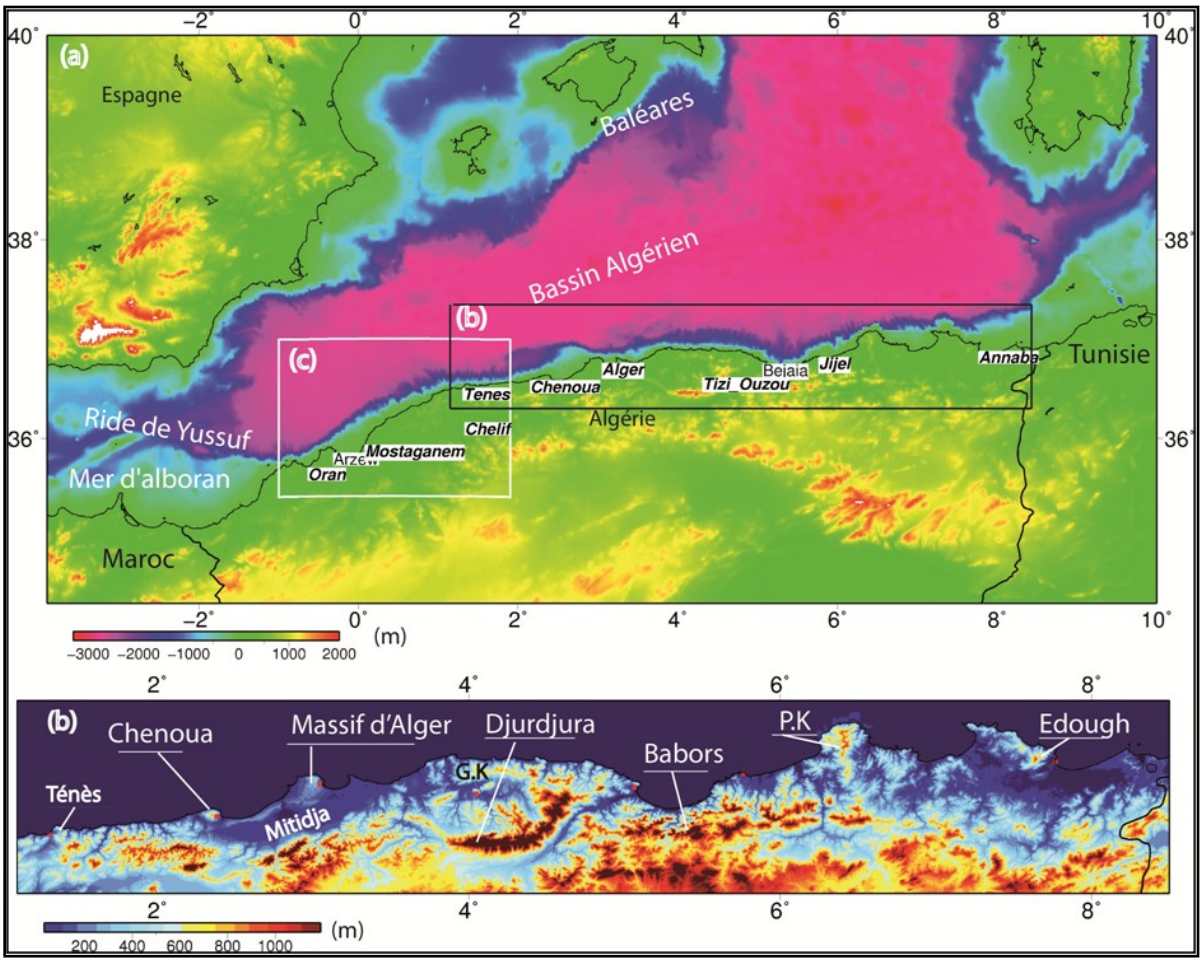


Figure I.1 *: Carte topographique et bathymétrique. (a) de la zone ibéro-maghrébine et du bassin algérien-mer d'Alborán. (b) zoom montrant l'orographie de la marge. PK=Petite Kabylie, GK=Grande Kabylie. (c) zone d'étude au large de Mostaganem présentée sur la figure I.2.*

I.1.2 Traits Orographiques

Sur le plan orographique, cette zone littorale algérienne est bordée par des reliefs (Fig. I.1b) où se distinguent d'Est en Ouest les Monts de L'Edough surplombant Annaba, les Monts de la Petite Kabylie constituant une chaîne de montagne sur environ 200 kilomètres et les

Babors dominant la baie de Bejaia. Plus à l'ouest, la partie centrale est occupée par les massifs de Grande Kabylie et le massif d'Alger qui domine la plaine de la Mitidja. Enfin dans notre zone d'étude on distigue le massif du Chenoua, et les Monts Ténès et du Dahra s'étendant entre Ténès et Mostaganem (Fig. I.2). Ces zones orographiques constituent l'Atlas tellien où la topographie est relativement abrupte. Les altitudes sont variables de 1000 à 1500 m et le point le plus haut culmine à 2308 m au Djurdjura.

I.1.3 Morphologie de la marge occidentale de l'Algérie

La marge algérienne est une des marges les plus escarpées de la Méditerranée occidentale. Elle se caractérise par un plateau continental très étroit notamment en face des massifs élevés tels que ceux de la Kabylie, d'Alger, du Chenoua ou de Ténès. La largeur du plateau continental n'excède pas 10 km (Cattaneo et al., 2010) et ainsi, le dénivelé moyen est proche de 3500 m sur une largeur d'environ 20 à 30 km.

Dans sa partie occidentale, au large de Ténès, la marge algérienne, présente un plateau continental encore plus étroit (<10 km) entaillé par de nombreux canyons. Ces canyons généralement de direction Nord-Sud, rectilignes et étroits, avec des crêtes aigues, servent de voies de transits pour les sédiments (Fig. I.2). En revanche, en face des bassins néogènes, tels que la Mitidja et le bassin du Chélif, le plateau continental devient plus étendu et la largeur du plateau peut atteindre quelques dizaines de kilomètres. (Fig. I.2).

En mer, alors que le bassin algérien atteint 3000 m de profondeur, à l'Ouest, dans la mer d'Alborán (Fig. I.1), la profondeur n'excède pas 1000 m. Les fonds marins sont accidentés par des reliefs sous-marins comme l'escarpement de Habibas ou la ride de Yusuf (El-Robrini, 1986) (Fig. I.1).

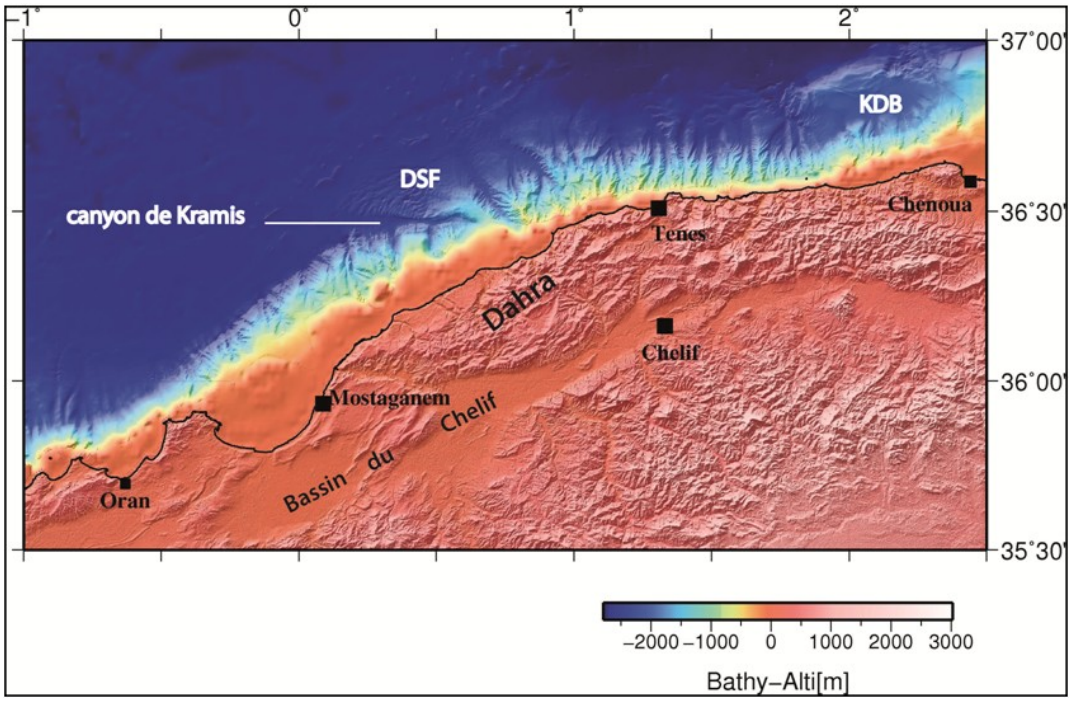


***Figure I.2** : Carte morpho-bathymétrique de la marge algérienne dans le secteur de Mostaganem. KDB: banc de Khayr-Al-Din. DSF=Deep-Sea-Fan de Kramis.*

I.2 La géologie du nord de l'Algérie

Le nord de l'Algérie est composé de diverses unités litho-stratigraphiques et structurales (Fig. I.3) qui constituent la chaîne alpine des Maghrébides et représentent un tronçon du système alpin de la Méditerranée occidentale, composé par le Rif marocain à l'ouest et l'Atlas Tellien algérien et tunisien.

En Algérie, le domaine alpin peut être subdivisé du sud vers le nord en deux systèmes distincts (Bracène, 2002) chaque système est limité de son voisin par un front de déformation ou un contact tectonique majeur (Fig. I.3) :

1- Le système atlasique, comprend l'Atlas saharien proprement dit, son prolongement le Haut Atlas Marocain et le domaine mésétien (Fig. I.3). Au sud, il est limité par le front sud atlasique qui parcourt le Maghreb d'Ouest en Est, depuis le Maroc jusqu'à la Tunisie et chevauche la plateforme saharienne (Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Bracène, 2002).

2- Le système tellien au Nord du système atlasique, est partagé en deux parties :

- La partie méridionale correspondant aux domaines des nappes de charriage représentant les dépôts mésozoïques et cénozoïque de la marge africaine avant l'inversion. Ces nappes ont été mises en place au Miocène (Caire 1958 ; Durand Delga, 1969 ; Kieken, 1974 et 1975 ; Vila, 1980).

- La partie septentrionale correspondant à la bande sub-côtière algérienne : elle comprend différentes unités structurales : nappes de charriage (tellien, flyschs) et blocs AlKaPeCa que l'on retrouve en Alborán, en Kabylie, dans le Péloritain et en Calabre d'où leur nom donné par Bouillin (1986) (Fig. I.3). Ces derniers accrétés à la marge africaine et dénommés également Zones Internes représentent en réalité une partie de l'ancienne marge téthysienne dont l'essentiel se retrouverait actuellement en mer.

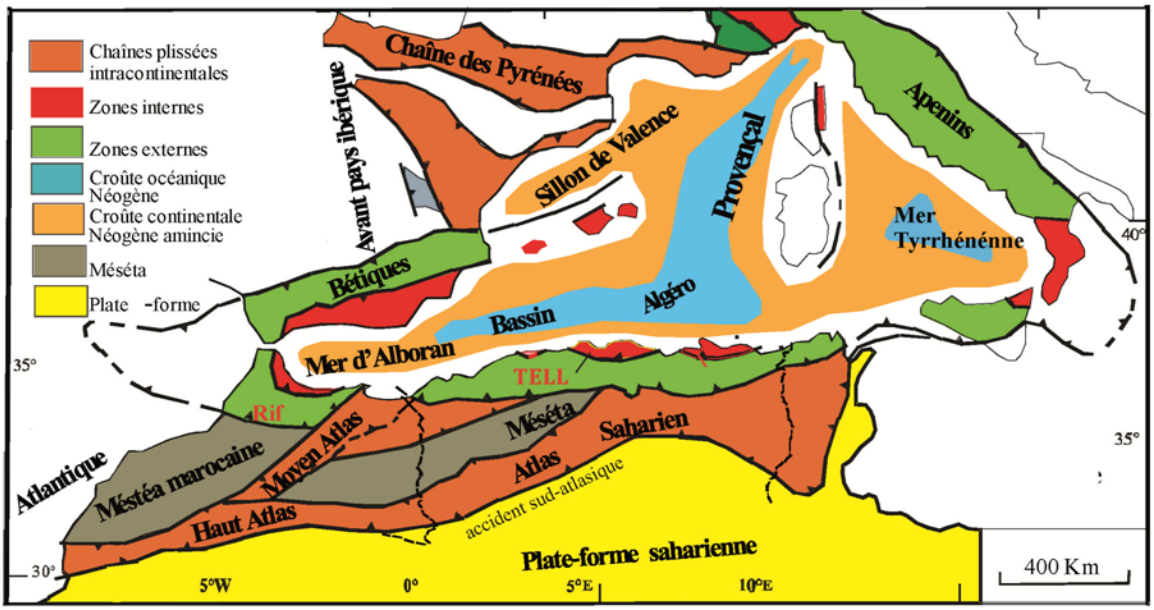


Figure I.3 *: Les principaux ensembles structuraux du nord de l'Algérie et du pourtour de la méditerranée occidentale (Bracène, 2002)*

I.2.1 Le système tellien

Il comprend deux domaines structuraux appelés classiquement zones externes et zones des flyschs.

I.2.1.1 Les zones externes

Elles correspondent aux séries allochtones du Tell et représentent, avant l'inversion, les dépôts sédimentaires du Trias au Miocène inférieur de la marge tellienne (Bracène, 2002). Le matériel triasique essentiellement évaporitique se retrouve souvent à la base de certaines unités allochtones et souligne les contacts anormaux.

Au Miocène, l'inversion de la marge tellienne induit le découplage des séries méso-cénozoïques et leur déplacement vers le sud pour constituer des nappes de charriage.

I.2.1.2 La zone des flyschs

Appelée aussi nappes de flyschs, cette zone est composée de conglomérats et autres matériaux détritiques, également retrouvé du Maroc à la Sicile, en passant par l'Ibérie. Elle est associée à la présence des zones internes (AlKaPeCa).

Les nappes de flyschs correspondent à des dépôts mis en place par des courants de turbidité à partir du Crétacé dans l'ancien océan téthysien (Bouillin, 1986). Deux ensembles de flyschs se distinguent : les flyschs massyliens et les flyschs mauritaniens qui se seraient déposés du Crétacé Inférieur à l'Éocène Supérieur, dans le sillon "maghrébin" (Bouillin et al., 1970 ; Bouillin, 1986). Ce sillon correspondait au bassin étroit séparant la marge méridionale européenne (Zones Internes, Bouillin, 1986) de la marge africaine (Tellienne) (Fig. I.4.). Les flyschs massyliens se sont déposés dans la partie distale du sillon maghrébin à partir du Crétacé, voire plus tôt. Ces flyschs sont à affinité africaine et étaient alimentés par les zones externes (Tell) contrairement aux flyschs mauritaniens qui seraient d'affinité européenne, déposés au pied de la marge (Bouillin et al., 1970 ; Bouillin, 1986), (Fig. I.4).

La convergence des plaques Europe et Afrique induit la fermeture du domaine océanique et l'accrétion des flyschs à la marge africaine. Leur position actuelle au nord des massifs de Kabylie, de même que celle des séries à affinités telliennes qui les accompagnent résulte du rétro-chevauchement et de l'effondrement tardif du système tellien.

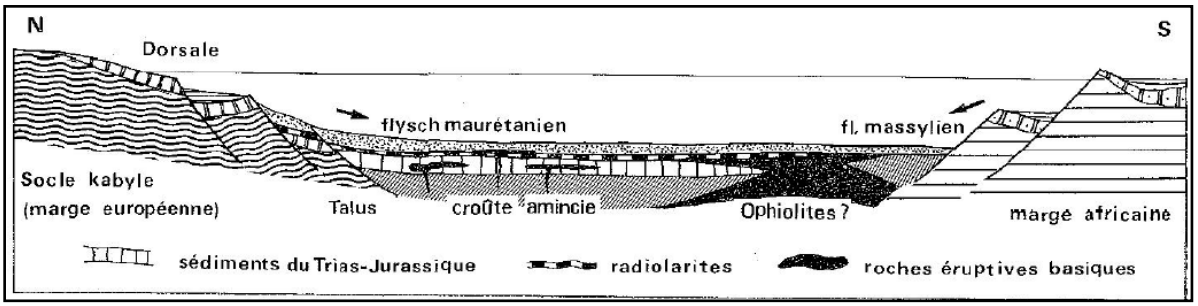


Figure I.4 : *Paléogéographie des marges africaine et européenne à la fin du Crétacé d'après (Bouillin (1986)).*

Dans notre zone d'étude, Delteil (1974) décrit dans le Dahra des séries rapportées aux flyschs mauritanien et massylien. La région de Ténès (Dahra Oriental) comprends deux unités de flyschs, l'une composée essentiellement de grés quartzeux datée du Tithonique-Néocomien (Crétacé inferieur), l'autre composée de pélites accompagnée de bans de grés quartzitique. Les datations ont décelé dans cette dernière un âge Crétacé supérieur. Ces deux unités ont été nommées par Delteil (1974) : la première TN (flyschs Tithonique-Néocomien) et la seconde QP (Quartzito-Pélitique) (Fig. I.5).

Géographiquement, les unités des flyschs se retrouvent au sud des unités de la chaine calcaire composant les Monts de Ténès. (Fig.1.5).

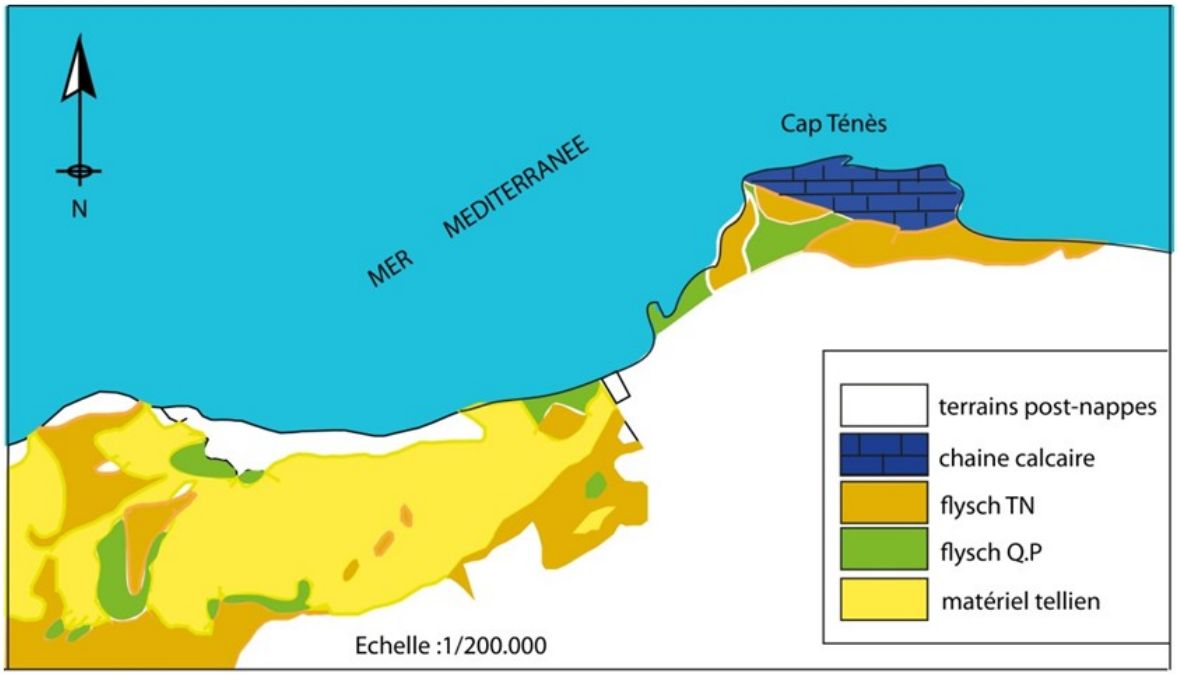


***Figure I.5** : Rapports géographiques des affleurements de flyschs et de la chaine calcaire dans la région de Ténès (Modifié d'après Delteil, 1974)*

I.2.2 Le domaine AlKaPeCa

Ce domaine est appelé également en Algérie domaine Kabyle (ou Kabylides), car la plus grande partie des séries le composant affleurent dans les deux régions de Kabylie : Grande et Petite Kabylie (Fig. I. 6) ou Zones Internes du fait de leur position structurale (Fig. I.3). Les blocs AlKaPeCa affleurent de manière discontinue à terre. Les affleurements se retrouvent à l'Est dans la région d'Annaba (Edough) et se poursuivent à l'ouest par des éléments discontinus jusqu'au Cap Ténès. A l'ouest, cet ensemble disparaît à terre pour réapparaitre ensuite plus à l'ouest, dans le Rif marocain (Fig. I.3 et I.6). La présence des blocs AlKaPeCa en mer à l'ouest de Ténès est donc une question importante qui permettrait de préciser l'amplitude du déplacement vers l'ouest du bloc Alborán et la précision de la limite du contact des Zones Internes et Zones Externes en méditerranée occidentale.

Le domaine Kabyle est constitué par deux grands ensembles : un ensemble cristallophyllien (métamorphique) et un ensemble sédimentaire (le Paléozoïque et la chaine calcaire dite dorsale kabyle en Algérie).

I.2.2.1 L'ensemble cristallophyllien

Cet ensemble comprend le socle métamorphique affleurant dans les massifs côtiers connus d'Est en Ouest : Massif de l'Edough, Petite Kabylie, Grande Kabylie et Massif d'Alger.

Dans le massif de l'Edough (région d'Annaba), les séries sont considérées comme des « Metamorphic Core Complex » et composées de roches métamorphiques néo-protérozoïques de haute pression et haute température (Ahmed-Said et Leake, 1997). En petite Kabylie, l'ensemble cristallin affleure sur une vaste étendue le long de la côte entre Skikda et Jijel. Il est constitué à sa base de gneiss, recouverts par des schistes (Djellit, 1987 ; Mahdjoub, 1991).

Dans le massif de Grande Kabylie (Fig. I.4), le socle gneissique est caractérisé par des roches riches en éléments ferromagnésiens auquel est associé des anomalies magnétiques de forte amplitude qui souligne le prolongement du bloc AlKaPeCa en mer (Bracène, communication personnelle).

A l'Ouest, le massif métamorphique d'Alger montre une pile tectono-métamorphique de basse pression et de haute température (Mahdjoub, 1991 ; Saadalah, 1992). Les unités sont en contact les unes des autres, le long de surfaces soulignées par des écailles d'orthogneiss et l'unité supérieure de la pile est constituée de schistes. A l'ouest d'Alger, dans le Chenoua, seuls les schistes épi-métamorphiques affleurent (Saadallah, 1992) et correspondent à du Paléozoïque.

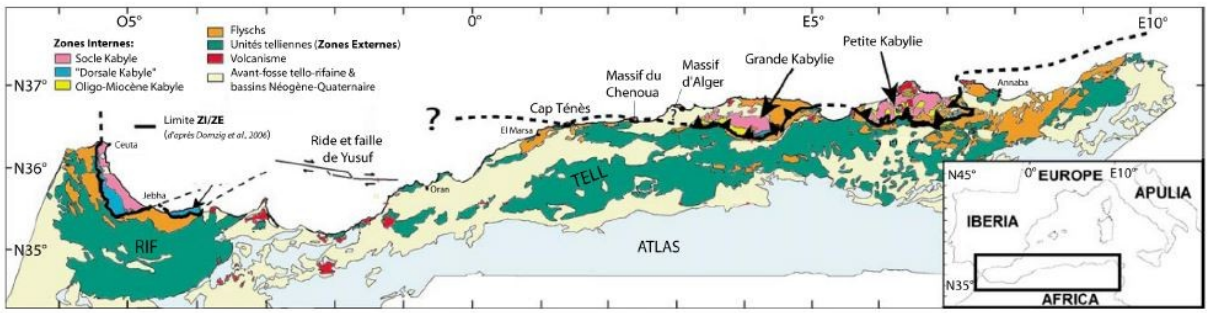


Figure I.6 *: Carte géologique simplifiée du nord de l'Algérie (d'après Domzig et al., 2006).*

I.2.2.2 Le Paléozoïque

Les formations du Paléozoïque non métamorphiques du domaine AlKaPeCa (Kabylides) sont connues dans les massifs de Petite et Grande Kabylie (Djurdjura), du Djebel Aissa Mimoun (Géry et al., 1981) et du Chenoua. Ces formations sont constituées des terrains s'étageant du Cambrien supérieur au Carbonifère.

I.2.2.3 Le Mésozoïque

Le Mésozoïque du domaine AlKaPeCa comprend une série du Trias au Néogène que l'on retrouve d'Est en Ouest, en Petite et Grande Kabylie, à Chenoua et à Ténès (Durand Delga 1969 ; Coutelle 1979 ; Bouillin 1986 ; Lahondère 1987 ; Tefiani, 1991) (Fig. I.6).

I.2.3 Le domaine offshore

La couverture sédimentaire de l'offshore algérien est décrite dans plusieurs travaux (Hsü et al., 1973 ; Auzende, 1978; El Robrini, 1986; Domzig, 2006; Medaouri et al., 2012; Medaouri

et al., 2014). En Méditerranée Occidentale, un caractère remarquable de cette couverture est l'existence d'une série d'âge messinien (Miocène terminal), déposée dans les zones de bassin pendant la crise du même nom et qui correspond à une ou plusieurs phases d'assèchement de la Méditerranée. Cette série messinienne contient des dépôts salifères dont les propriétés mécaniques favorisent la mobilité syn-sédimentaire et les phénomènes de diapirisme.

I.2.3.1 La série infra-salifère

La série infra-salifère repose sur un substratum ou socle acoustique qui, suivant les zones, correspond à des entités géologiques différentes. Il serait par exemple de type socle Kabyle (AlKaPeCa) au niveau de la partie Est de l'offshore algérien, de type flysch dans la partie Ouest (Domzig et al., 2006). Les signatures sismiques et magnétiques indiquent, toutefois, que le socle acoustique est hétérogène formé de roches métamorphiques ou volcaniques (Medaouri et al, 2012). Dans la zone de Mostaganem, la nature du socle acoustique sera discutée dans le chapitre III (Badji et al., Soumis).

Cette série sédimentaire correspond aux niveaux Tortonien à Langhien voire Burdigalien (Gorini et al., 1993 ; Medaouri et al., 2012). Elle est recoupée par le forage HBB1 (Fig. I.7).

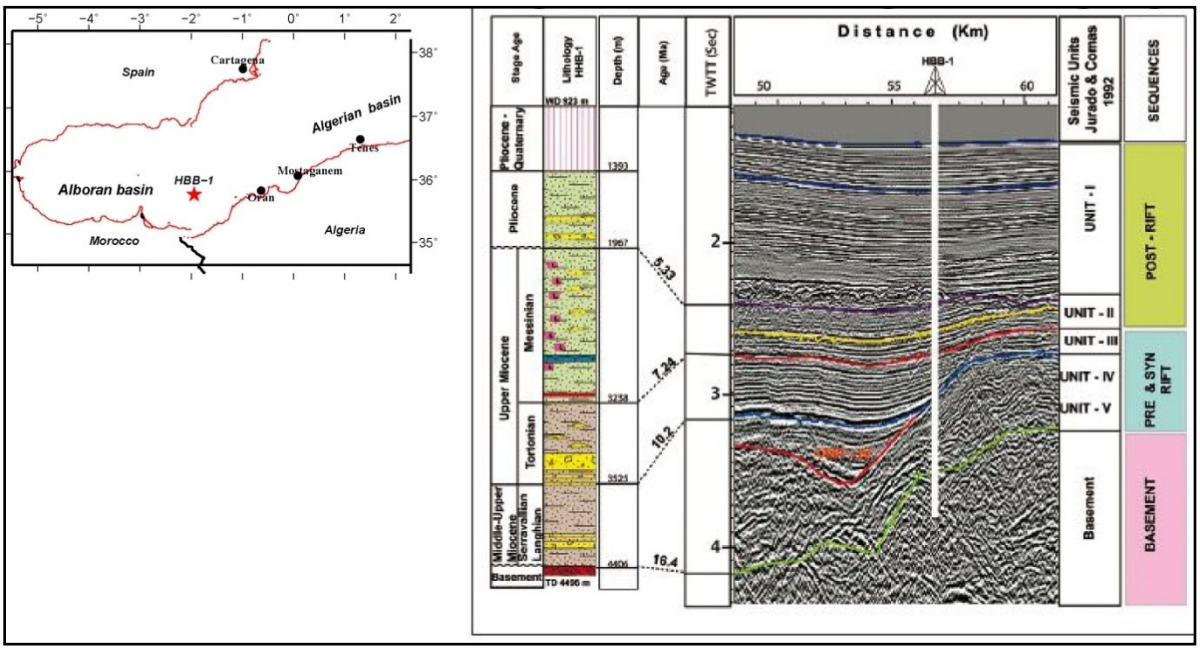


***Figure I.7** : Coupe sismo-stratigraphique type de la partie sud-orientale du bassin d'Alborán calée au puits HBB-1 (d'après Medaouri et al., 2012).*

Dans la partie occidentale de la marge algérienne, la série infra-messinienne est composée d'une séquence syn-rift d'âge Burdigalien à Tortonien contemporaine de l'ouverture de la méditerranée occidentale. Cette série est surmontée par des dépôts post-rift du Tortonien à l'actuel. La série salifère messinienne connue à l'échelle de la Méditerranée est absente à l'ouest de la ride de Yusuf (offshore algérien). Dans cette zone, le Messinien, traversé par le Forage HBB-1, a un facies silico-clastique, carbonaté avec des traces de gypse et d'anhydrite

(Medaouri et al., 2012). Au dessus la série du Pliocène est composée essentiellement d'argiles.

I.2.3.2 Le Messinien

Il est composé par trois unités ayant des faciès sismiques différents (Fig. I.8) : une unité dite des évaporites inférieures à la base (Lower unit), l'unité évaporitique principale qui est mobile (Mobile Unit) et les évaporites supérieures au sommet (Upper Unit). Au dessus, les dépôts sont attribués au Plio-Quaternaire (El-Robrini, 1986) (Fig. I.8).

I.2.3.2.1 La série des évaporites inférieures (Lower Unit :LU)

Elle correspond à un faciès sismique lité faiblement réflectif et marque le début de la série évaporitique messinienne. Selon El-Robrini (1986), elle n'est pas présente le long des différentes marges Méditerranéennes et lorsqu'elle est présente, elle est souvent masquée par le sel sus-jacent.

I.2.3.2.2 La série salifère messinienne (Mobile Unit : MU)

Cette série présente un faciès transparent, sans litage. Elle est composée d'halite et de sel potassique d'après le forage Glomar Challenger (Auzende, 1978). Son toit est marqué par un fort réflecteur sismique très caractéristique (Fig. I.8). Son épaisseur est très variable car elle a tendance à fluer vers les zones superficielles et forme souvent des diapirs.

I.2.3.2.3 La série des évaporites supérieures (Upper Unit : UU)

Elle est caractérisée par un faciès sismique lité, régulier, et continu avec de forts réflecteurs et correspondent à une alternance de niveaux marneux et gypso-anhydritique (Jenyon, 1986) qui moulent les dômes salifères sous-jacents.

I.2.3.3 La série des sédiments plio-quaternaires

Cette série est épaisse et elle présente un facies sismique lité, régulier, d'intensité moyenne. La base de cette série présente parfois des niveaux plus clairs, probablement pliocène. Le Plio-Quaternaire se retrouve épais en aval des canyons et forme parfois de larges deltas profonds (*deep-sea-fan) (*Fig. I.2*)* avec des rides sédimentaires typiques comme le *Deep-sea-fan de Kramis* (aussi appelé *Deep-see-fan d'El Marsa*) (El-Robrini, 1986; Domzig et al., 2006; Mauffret, 2007). Cet éventail sédimentaire est alimenté par le canyon de Kramis (Fig. I.2). Dans la plaine bathyale, de nombreuses rides révèlent les effets du diapirisme salifère (Gaullier et al., 2008) (Fig. I.9).

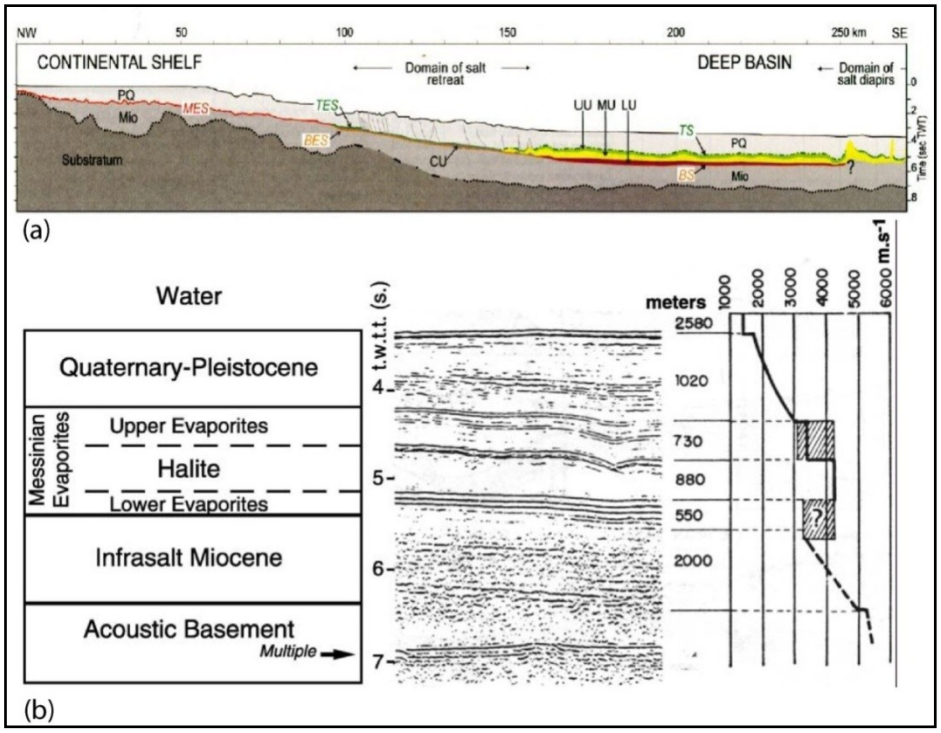


Figure I.8 *: (a) Section schématique de la série stratigraphique dans la marge du golfe du Lion (méditerranée occidentale) d'après l'Atlas messinien (Lofi et al., 2011), PQ=Plio-quaternaire, Mio=Miocène. Les unités messiniennes ; TS : surface supérieure des évaporites, UU : les évaporites supérieures, MU : les unités du sel mobile, LU : les évaporites inferieures, BS : base du sel, CU : unités chaotiques du messinien, MES : surface d'érosion messinienne. (b) sismo-stratigraphie et vitesses sismiques dans la série sédimentaire en méditerranée nord-occidentale (d'après modifié par Maillard et al., 2003, d'après Réhault et al., 1984).*

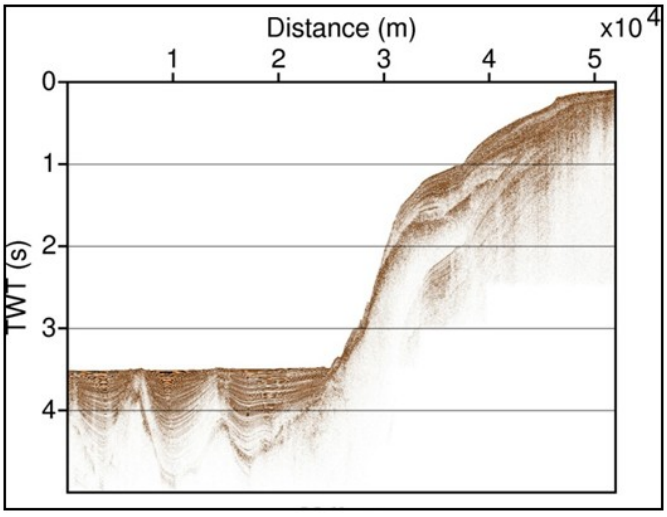


Figure I.9 *: Section sismique d'un profil de la campagne Maradja au large de Mostaganem montrant la pente abrupte, ainsi que deux dômes de sel perçant le fond marin.*

I.3 La marge algérienne dans le contexte géodynamique de la Méditerranée occidentale

I.3.1 La reconstruction cinématique

La formation de la Méditerranée occidentale a été, de tout temps, l'objet de débats et le demeure, malgré les nombreux travaux réalisés. Elle est considérée dans les travaux anciens comme résultant d'un effondrement et les séries cristallophylliennes des zones bordières, dites aussi Zones Internes, éparpillées le long de la marge algérienne étaient alors assimilées à des reliques émergentes des zones effondrées (Durand-Delga, 1969). La présence des flyschs a été expliquée par une orogénèse qui aurait dénudé les socles anciens. Par la suite, avec l'avènement de la tectonique des plaques, l'introduction du concept de mouvements horizontaux entre les plaques (convergence, subduction, divergence), des hypothèses mixtes (effondrement et mouvements horizontaux) ont été émises par plusieurs auteurs dont Glangeaud (1967) qui propose, au Trias, une extension qui entraine la séparation des Kabylies de la marge européenne. Les dépôts salifères reconnus en Méditerranée Occidentale se seraient alors déposés dans un graben médian créé lors de la distension triasico-liasique.

Les forages du Glomar Challenger (leg XIII) établissent définitivement que les séries salifères observées en sismique réflexion sont d'âge Messinien (Montadert et al., 1970 ; Auzende et al., 1971). La formation des bassins est mise en relation avec la cinématique des plaques. La convergence Afrique–Europe, depuis l'Oligocène, induit l'ouverture du bassin algéro-provençal, en position de bassin d'arrière arc, la migration des blocs AlKaPeCa d'origine européenne vers le sud (e.g. Andrieux et al., 1971 ; Coutelle et Duee, 1984 ; Bouillin, 1986), l'accrétion des flyschs, le charriage des nappes telliennes et finalement celui des blocs AlKaPeCa sur la marge africaine (e.g. Réhault et al., 1984 ; Lonergan et White, 1997 ; Gueguen et al., 1998 ; Frizon de lamotte et al., 2000 ; Gelabert et al., 2002 ; Michard et al., 2002 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Mauffret et al., 2004 ; Jolivet et al., 2006 ; Schettino & Turco, 2006).

Malgré le manque de contraintes concernant la cinématique, notamment l'ampleur du mouvement vers l'ouest du domaine d'Alborán, la nature et l'âge des bassins associés, les auteurs s'accordent sur la prédominance des processus de recul des subductions (slab roll-back) et d'extension arrière arc pendant le rapprochement des plaques Afrique et Eurasie (Réhault et al., 1984 ; Lonergan & White, 1997). Différents modèles cinématiques sont proposés expliquant tout ou une partie des observations (e.g. Mauffret et al. 2004 ; Duggen et al., 2004 ; Schettino et Turco, 2006). La synthèse réalisée par Rosenbaum et al. (2002) rend bien compte de la chronologie des événements qui ont contribué à la formation de la marge algérienne durant le Méso-cénozoïque :

La Téthys occidentale s'ouvre à la fin du Trias et pendant le Jurassique (Ait Ouali 1991; Yelles Chaouche et al. 2001 ; Frizon de Lamotte et al., 2000; Bracène, 2002).

> À partir de la fin du Crétacé, la Téthys maghrébine est progressivement subduite sous le continent eurasien (Lonergan et White, 1997, Frizon de Lamotte, 2000, Bracène et Frizon de Lamotte, 2002).

A partir de la fin de l'Oligocène (Fig. I.10), un prisme d'accrétion (formé des unités de flyschs) se développe entre les Kabylies et la marge africaine (Frizon de Lamotte 2000). Ces flyschs correspondent aux dépôts du Numidien où des dépôts du socle cristallophyllien sont retrouvés remaniés sous forme de conglomérats (Raymond, 1976 ; Vila, 1980).

Le retrait de la subduction de la Téthys provoque la séparation de l'AlKaPeCa du continent eurasien. A l'arrière de la subduction, l'ouverture de bassins océaniques entraîne la dérive du domaine AlKaPeCa vers le sud-est (Fig. I.10) (Frizon de Lamotte et al. 1991 ; Lonergan et White, 1997 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Mauffret et al, 2004).

Le début de l'ouverture du bassin algérien fait l'objet de plusieurs hypothèses ; les plus anciens sédiments forés sur la marge algérienne indiquent un âge Langhien (14,7 Ma) (Burollet et al., 1978 ; El-Robrini, 1986), elle aurait alors précédé la principale phase d'extension en milieu ductile d'âge Burdigalien (18 à 16 Ma) (Monié et al, 1992, Saadallah et Caby, 1996). Mais, d'autres travaux suggèrent que l'ouverture du bassin algérien est intervenue entre 9 à 8 Ma, après la collision datée à 18 Ma (Carminati et al., 1998a).

L'ouverture du bassin algérien se termine, selon les auteurs, soit au moment où les Kabylies sont totalement accrétées à la plaque africaine, c'est-à-dire au Tortonien (11 à 7 Ma) (Roca et al., 2004), soit entre 18 et 13 Ma (Vergès et Sabat, 1999, Frizon de Lamotte et al., 2000, Rosenbaum et al., 2002, Mauffret et al., 2004), indiquant la poursuite de la convergence entre les blocs ALKaPeCa et la marge africaine, accompagnée d'une migration de la déformation vers le Sud (Frizon de Lamotte et al., 2000) et des mouvements décrochants ont entraîné le bloc Alboran vers l'ouest (Mauffret et al ; 2004) et son accolage au Rif et aux Bétiques.

D'autres mécanismes comme l'effondrement de la croûte continentale préalablement épaissie pendant la phase alpine (Dewey, 1988 ; Platt and Vissers, 1989) ou la délamination lithosphérique (Seber et al., 1996 ; Platt et al., 1998 ; Roure et al., 2012) sont proposés, notamment dans le domaine d'Alboran. Néanmoins, le concept du retrait de la subduction (rollback) reste le processus le plus généralement admis comme moteur à l'origine de l'ouverture des bassins de la méditerranée occidentale.

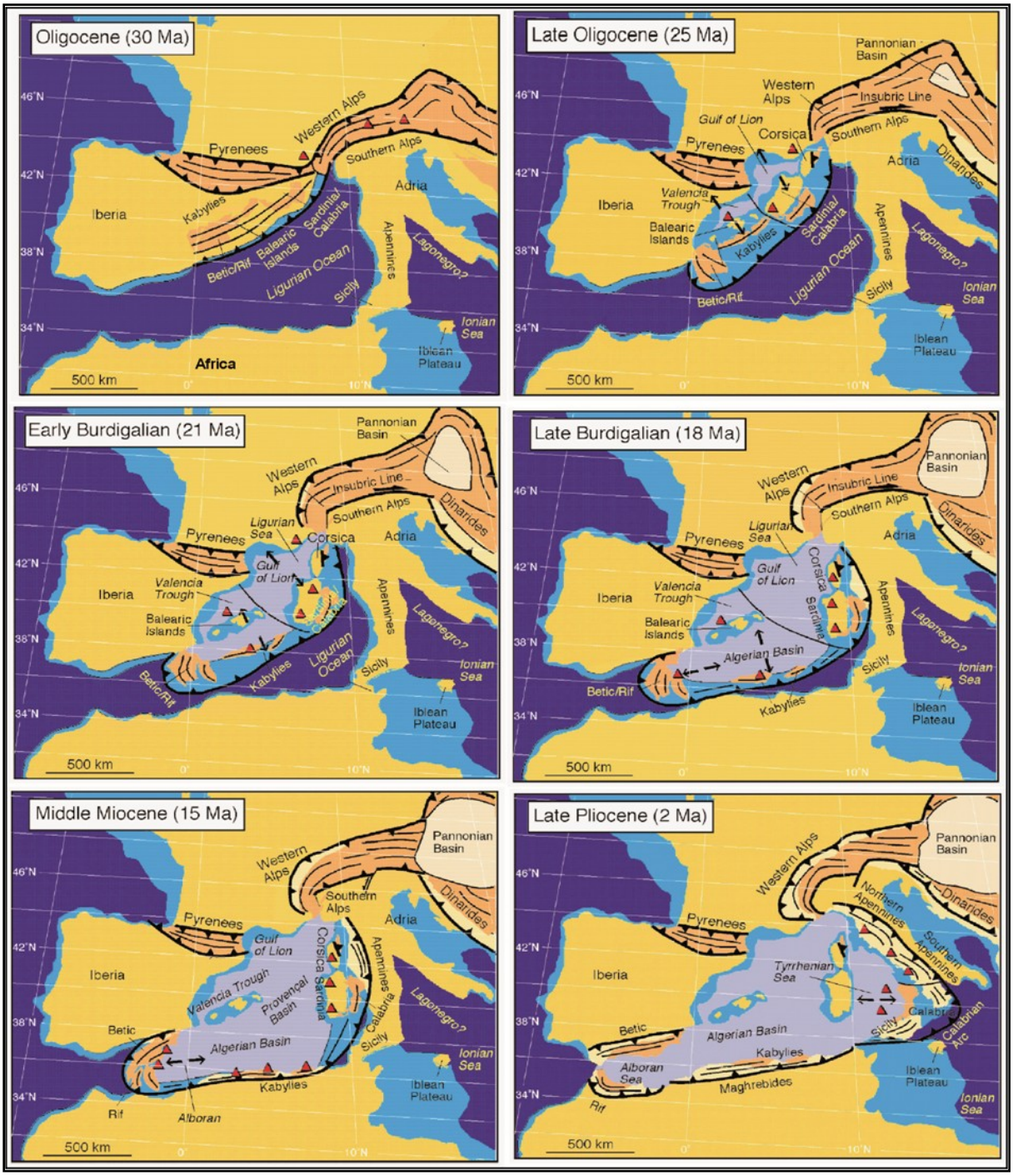


Figure I.10 : *Reconstitution paléogéographique de la méditerranée occidentale depuis l'Oligocène, montrant la migration des subductions, l'ouverture des bassins arrière-arc et l'évolution spatiale du domaine AlKaPeCa (d'après Rosenbaum et al. 2002).*

I.3.2 Apport de la tomographie

L'ancrage du concept de rollback de subduction (retrait du panneau plongeant ou slab) est particulièrement renforcé par le développement des méthodes de tomographie. Ces méthodes ont, en effet, permis d'imager dans le manteau des anomalies liées à la présence de matériel plus dense. Ces anomalies interprétées comme la trace d'une lithosphère subduite sous la

Méditerranée occidentale témoignent de la disparition de l'océan Téthysien (Lucente et al., 1999 ; Spakman et al.,1993 ; Piromallo and Morelli, 2003 ; Spakman and Wortel, 2004).

L'imagerie a montré la présence d'un matériel dense s'aplatissant horizontalement à la transition manteau supérieur - manteau inférieur (≈640 km) sous les bassins arrière-arc à l'arrière des zones du retrait de la subduction (e.g. Van der Hilst et al., 1991). Cet aplatissement serait le résultat de la résistance à la pénétration du slab dans le manteau inférieur. Et c'est ce qui semble être observé dans la Méditerranée occidentale (Fig. I.11) (Spakman and Wortel 2004).

Ce résultat a été considéré comme élément supplémentaire en faveur de l'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale par le rollback

Des morceaux de slab sont actuellement observés à l'Est et l'Ouest de la méditerranée occidentale, sous l'arc de la Calabre et sous l'arc de Gibraltar (Ouest du domaine d'Alboran) (Fig. I.11). Ces deux slabs sont caractérisés par des pendages opposés respectivement vers l'Ouest et vers l'Est.

Les fragments de slab sont généralement interprétés comme initialement issus d'une même et unique zone de subduction. Néanmoins, sous le nord de l'Afrique l'empreinte de ce slab semble disparaitre excepté sous une partie de la marge Est africaine (Spakman and Wortel, 2004). Afin d'expliquer l'absence d'un panneau subduit à pendage nord sous la marge africaine (Fig. I.11), différentes études proposent une rupture du slab et/ou une déchirure lithosphérique sous la marge centre africaine au Miocène Moyen suite à la collision des blocs AlKaPeCa avec l'Afrique, permettant ainsi le retrait des fragments de slab vers l'Ouest (Gibraltar) et vers l'Est (Calabre) (Lonergan and White, 1997 ; Carminati et al., 1998a) (Fig. I.11 et Fig I.12).

La partie occidentale de la marge africaine pourrait correspondre à la zone ou le rollback du slab déchire la lithosphère entre la plaque continentale et la plaque océanique en subduction (Fig. I.12), et que la tomographie semble confirmer (Gutscher et al., 2002).

Govers et Wortel (2005) ont déjà prédit l'existence des traces de déchirure du slab et la formation de la marge dans le contexte STEP-fault (Cf. Introduction). Ainsi, la marge à l'ouest de l'Algérie aurait subi une déchirure NE-SO à cause du retrait du slab vers Gibraltar (Fig. I.12), ce qui a permis la migration du bloc Alboran vers l'ouest, laissant la partie de la marge occidentale algérienne avec une morphologie linéaire et une pente très abrupte.

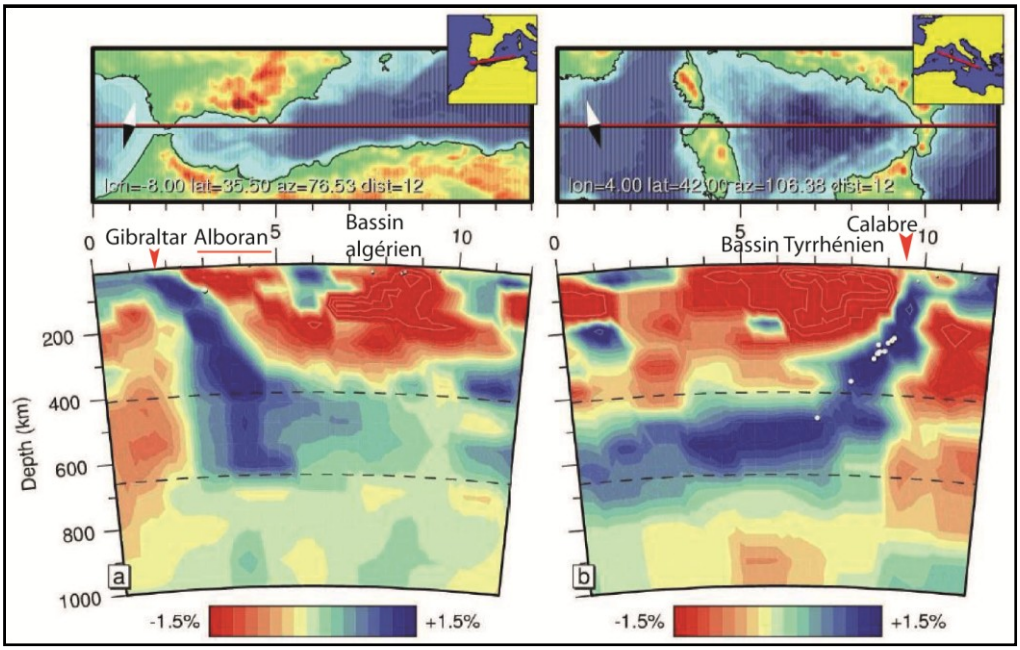


Figure I.11 *– Images tomographies à travers (a) le détroit de Gibraltar, la mer d'Alboran et le bassin algérien et (b) le bassin Liguro-Provençal, la Corse, la bassin Tyrrhénien et la Calabre (d'après Spakman and Wortel, 2004).*

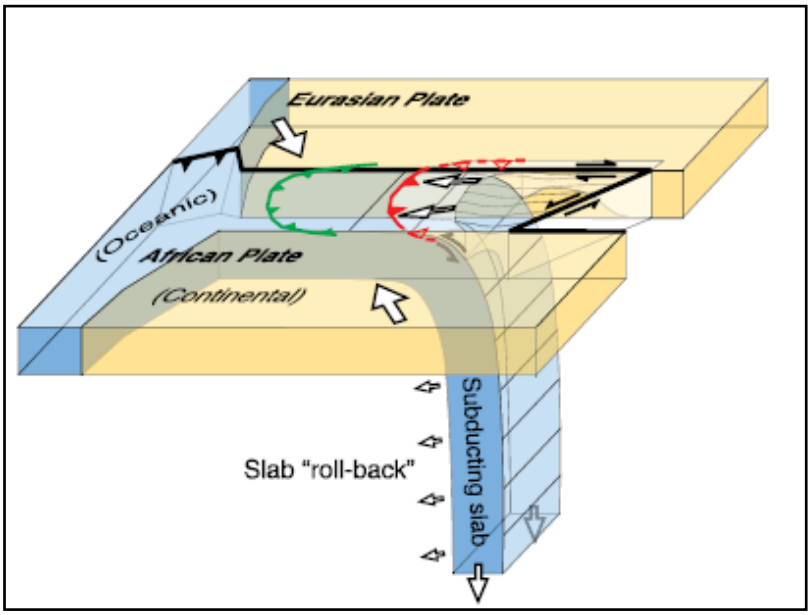


Figure I.12 : *Modèle géodynamique pour la mer d'Alboran. (D'après Gutscher (2004)).*

I.3.3 Le magmatisme

A terre comme en mer, il existe des témoins de l'activité volcanique le long de la marge algérienne pour la plupart de nature calco-alcaline et d'âge Oligo-Miocène (Girod et Girod, 1977 ; Hemandez, 1983 ; Maury et al., 2000) . Ce volcanisme est présent dans une étroite

bande côtière sous forme d'épandages, de coulées volcaniques ou d'injections associées aux grands accidents tectoniques (cf. thèse en cours à l'UBO de F. Abassene dans le cadre du programme SPIRAL). Ce volcanisme pourrait être associé à une zone de subduction de la plaque Europe sous la plaque Afrique (Auzende et al., 1972 ; Bayer et al., 1973) et contemporaine de l'ouverture du bassin océanique nord africain (Alvarez et al.,1974). Des épanchements volcaniques alcalins sont aussi enregistrés durant le Pliocène et le Pléistocène dans l'Oranie (Fig. I.13). Ce volcanisme mis en place dans un contexte géodynamique compressif serait lié à l'existence d'accidents transverses orientés NW-SE (Thomas, 1985).

Par ailleurs, la présence d'épanchements calco-alcalin dans l'ouest de l'oranie (Fig. I.13) a servi d'argument en faveur d'une subduction au nord-ouest du Maghreb, qui absorberait le rapprochement Europe-Afrique.

Le magmatisme calco-alcalin serait post-collision car il recoupe ou surmonte soit les unités géologiques de la plaque africaine, soit le socle Kabyle ou bien les nappes du Tell (Maury et al., 2000). Il dériverait de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique métasomatisé par des fluides ou des magmas hydratés provenant d'une plaque océanique subduite, suivie d'une contamination crustale modérée à forte.

Dans la zone de Mostaganem (Fig. I.13) le magmatisme n'est pas connu. Il y aurait donc un gap dans la distribution du magmatisme calco-alcalin le long de cette partie de la marge algérienne. Ainsi, le tronçon de la marge dans la zone de Mostaganem peut déjà révéler un fonctionnement différent par rapport au reste de la marge.

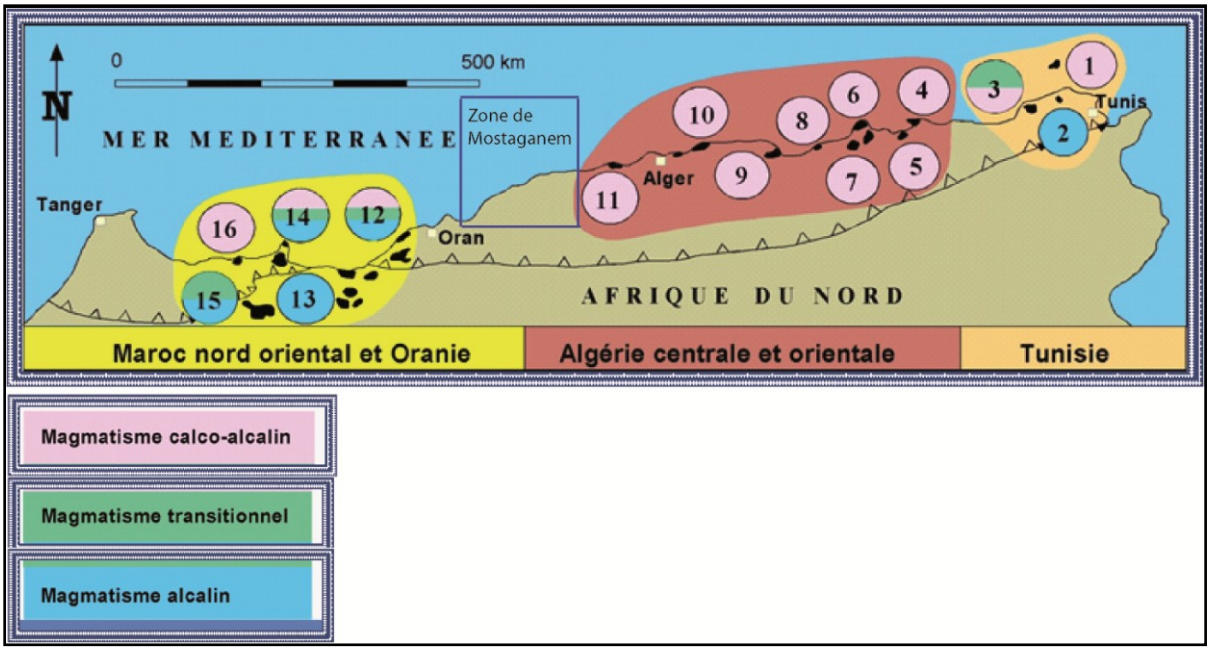


Figure I.13 *: Répartition du magmatisme néogène et quaternaire du Maghreb. (modifié d'après Maury et al., 2000).*

I.3.4 Architecture du Nord de l'Algérie

L'architecture actuelle de la marge et du nord de l'Algérie résume l'histoire géologique de cette zone depuis le début du Tertiaire. Elle montre la juxtaposition de domaines crustaux liés à la formation de la marge et au collage des blocs AlKaPeCa au continent africain (Fig. I.14). Cette transversale montre la position structurale des différents ensembles tectoniques déjà cités. Les blocs AlKaPeCa (socle cristallin et dorsale calcaire) chevauchent les flyschs, les zones externes, l'avant-fosse (fore deep) et l'avant-pays atlasique (Bracène and de Lamotte, 2002 ; Roca et al, 2004 ; Benaouali-Mebarek et al., 2006).

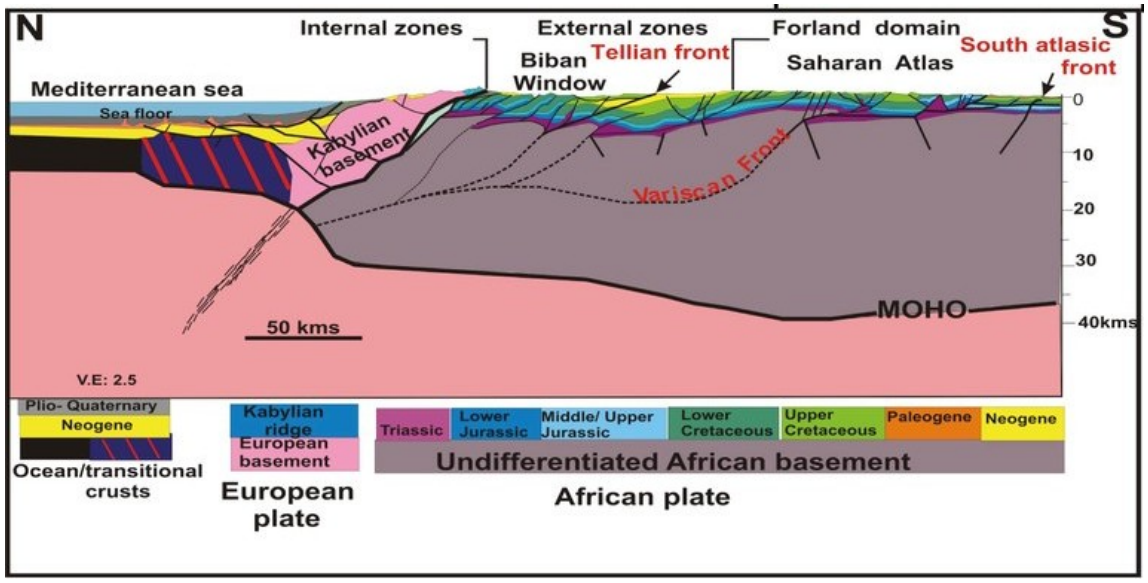


Figure I.14 *: Coupe schématique à travers le nord de l'Algérie le long du méridien de la Grande Kabylie. D'après Bracène et Frizon de Lamotte (2002) et Roca et al. (2004) (modifié).*

I.3.5 La sismicité et les déformations actuelles

La marge algérienne située à la frontière entre les plaques Europe et Afrique est connue depuis longtemps comme étant sismiquement active (Fig. I.15). Son histoire récente est marquée par plusieurs grands séismes meurtriers : le séisme d'El Asnam en 1980 (Ms 7.2) a fait plus de 3000 morts, celui de Boumerdès en 2003 (Mw 6.7) plus de 2000 morts et des dégâts considérables.

Les études de sismicité historique ont permis d'élaborer des cartes de sismicité et d'intensité maximale (Rothé, 1950 ; Bezzeghoud et al., 1996), des cartes sismo-tectonique (Meghraoui, 1988) et d'aléa sismique (Hamdache et al., 1998). Ces travaux montrent que les séismes sont principalement localisés dans le nord de l'Algérie, dans une bande de 70 à 100 km de la côte ou en mer, sous la marge (Fig. I.15). Les plus importants, et souvent les plus meurtriers car ils touchent des zones très peuplées, sont ceux qui se sont produits dans la région littorale : au voisinage d'Alger en 1716 et 1755, de Blida en 1825, de Jijel en 1856, de Gouraya (Tipaza) en 1891, d'El Asnam en 1954 et 1980, et de Boumerdès en 2003. Parmi les séismes importants, plusieurs se sont produits en mer (Alger 1716, Jijel 1856 ou Boumerdès 2003).

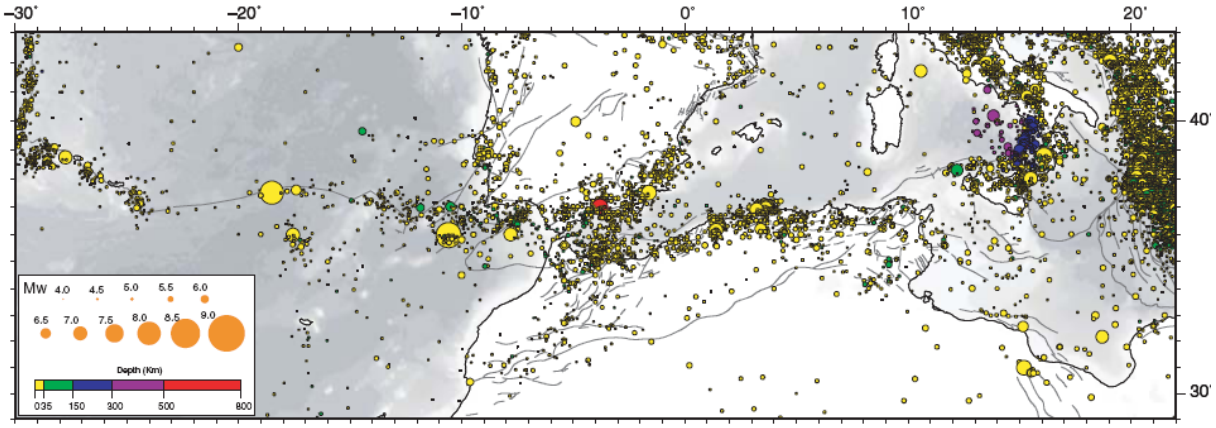


Figure I.15 : *Carte de distribution des séismes de magnitude supérieure à 4 en Méditerranée occidentale et en Atlantique, superposée sur la carte de failles extraites de la carte géodynamique. Les couleurs des cercles correspondent aux profondeurs des hypocentres (D'après Serpelloni et al. 2007).*

À terre, la sismicité s'exprime surtout le long des bordures des bassins néogènes qui longent la côte : bassin de la Mitidja ou du Chélif (Yielding et al., 1981 ; Meghraoui et al., 1988 ; 1996 ; Yelles-Chaouche et al., 2006) . Seuls quelques séismes sont enregistrés le long du front Sud-Atlasique avec des magnitudes faibles, inférieures à 4. (Fig. I.16).

La sismicité de la marge nord-africaine, comme celle de la marge sud-espagnole (Fig. I.15) est caractérisée par la faible profondeur de ces séismes et sa localisation sous la marge ou proche des côtes (Domzig, 2006 ; Fig. I.16).

Par ailleurs, la présence d'une zone de subduction que semble confirmer la tomographie locale du manteau (Gutscher et al., 2002) serait à l'origine des séismes profonds enregistrés dans la région d'Alboran jusqu'à une profondeur de 650 km (Buforn et al.,1995).

L'analyse des mécanismes focaux (Fig. I.17a) suggère un raccourcissement NW-SE, compatible avec le raccourcissement lié à la convergence entre les plaques européenne et africaine dont la vitesse est estimée à 5-6 mm/an (Réhault et al., 1984 ; Demets et al., 1990 ; Nocquet et Calais, 2004) (Fig. I.17b). La géodésie montre que la marge algérienne concentre l'essentiel de cette convergence en Méditerranée occidentale (Meghraoui et Doumaz, 1996 ; Calais et al., 2003 ; Nocquet et Calais, 2004 ; Serpelloni et al., 2007).

La géodésie montre un taux de 2,7 mm/an dans la région de Mostaganem (Serpelloni et al., 2007). Toutefois la déformation en mer est très faible, et l'essentiel du raccourcissement affecte le Tell et l'Atlas comme en témoigne, en particulier la sismicité (Fig. I.16).

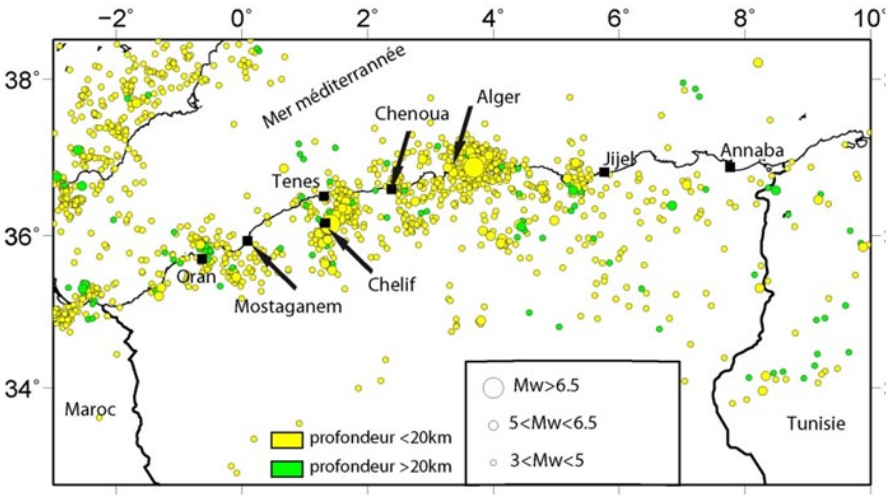


Figure I.16 *: Carte des séismes de magnitude supérieure à 3 de la marge algérienne depuis 1973 (catalogue NEIC.) Les sources à l'origine des séismes au nord de l'Algérie apparaissent superficielles, les profondeurs des épicentres ne dépassant pas les 20 km et la majorité des profondeurs comprise entre 5 et 10 km.*

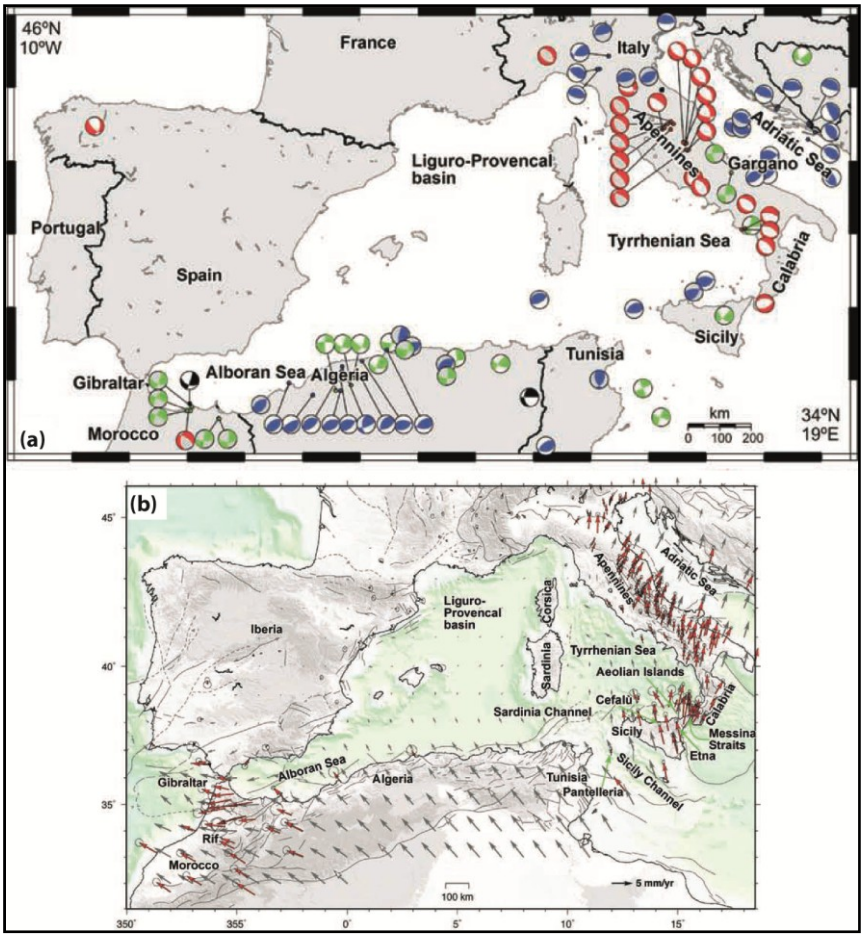


Figure I.17 *: (a) Carte des mécanismes aux foyers des séismes de Méditerranée occidentale. (b) représentation des vecteurs de déplacement (issues des mesures GPS) par rapport à l'Eurasie fixe. (D'après Billi et al., 2011).*

Chapitre II. Acquisition et traitement des données SPIRAL

En partant des notions de base de la prospection sismique, nous présentons dans ce chapitre en première partie, les données acquises pendant la campagne océanographique « SPIRAL ». Nous détaillons la mise en œuvre de la sismique multitrace (SMT), de la sismique réfraction-réflexion grand angle et les paramètres d'enregistrement. En deuxième partie nous abordons la méthodologie de préparation et de traitement des données pour améliorer le rapport signal/bruit des données de sismique grand angle (SGA) ensuite nous détaillons la séquence de traitement appliquée aux données de sismique multitrace et leur migration dans le domaine temps.

II.1 Acquisition des données

II.1.1 La campagne SPIRAL : déroulement et objectifs

Le programme de recherche partenarial SPIRAL (Sismique Profonde et Investigation Régionale du Nord de l'Algérie) (Fig. I.1) vise à étudier la structure profonde de la marge nord-algérienne au moyen de méthodes sismiques de « grande pénétration » : sismique réflexion verticale basse fréquence et sismique réflexion grand-angle et réfraction, avec mise en œuvre de stations sismologiques disposées en fond de mer et à terre. Cette campagne s'est déroulée à bord du navire océanographique Atalante de l'IFREMER en deux legs, du 26 septembre (Oran) au 10 octobre 2009 (Annaba) pour le leg 1 et du 13 octobre (Annaba) au 10 novembre 2009 (Oran) pour le leg 2. Ces deux legs ont permis d'acquérir des données de sismique grand-angle et de sismique réflexion multitrace pénétrante, ainsi que des données complémentaires telles que des données de sismique de très haute résolution (type CHIRP ou sondeur de sédiments), des données magnétiques et gravimétriques, et des données de sondeur bathymétrique multifaisceaux.

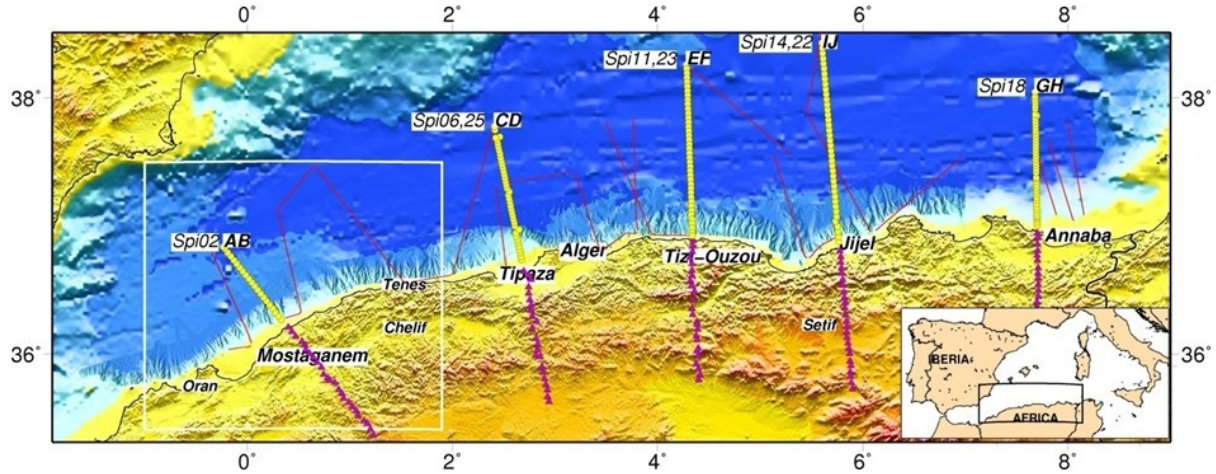


Figure II.1 *: Plan de position sur fond topographique et bathymétrique, des profils sismiques de la campagne SPIRAL couvrant les 5 secteurs de la marge algérienne. Les profils SMT sont représentés par des lignes rouges continues. Les OBS déployés en mer sur les transects terre-mer sont représentés par des cercles jaunes et les stations déployées à terre, par des triangles mauves. Le cadre blanc localise la zone de Mostaganem, secteur étudié dans cette thèse.*

Les profils acquis au cours du programme SPIRAL (Fig. I.1) ont pour objectifs de :

1/ caractériser les niveaux structuraux dans la couverture sédimentaire et dans la croûte jusqu'au manteau sur cinq zones cibles le long de la marge algérienne (Fig. II.1).

2/ obtenir des images précises de la topographie des interfaces (toit du socle, Moho) et de la géométrie des failles.

3/ contraindre les propriétés physiques des roches (via les modèles de vitesses de propagation des ondes P et S) qui doivent aider à déterminer, la nature de la croûte et la largeur de la transition continent-océan. Ces contraintes permettront de mieux comprendre l'histoire de la marge algérienne et sa déformation actuelle.

Les données sismiques acquises lors de la campagne SPIRAL sont composées de 25 profils SMT et de 5 transects terre-mer SGA. Les profils SMT sont nommés de Spi01 à Spi 25. Les profils SGA, quant à eux, sont nommés d'Est en Ouest le long de la marge algérienne, GH, IJ, EF, CD et AB correspondant respectivement aux secteurs d'Annaba, Jijel, Kabylie, Tipaza, et enfin notre secteur d'étude Mostaganem (Fig.II.1).

II.1.1.1 Secteur d'Annaba : transect terre-mer GH

Ce secteur regroupe 4 profils SMT et le transect SGA GH (Fig. II.2). L'objectif de l'analyse des profils dans ce secteur est de déterminer l'enracinement des failles et des plis actifs reconnus en surface lors des campagnes Maradja.

II.1.1.2 Secteur de Jijel : transect terre-mer IJ

Ce secteur inclut 5 profils SMT. Le transect IJ recoupe les différentes structures géologiques du bloc de petite Kabylie, en passant par la zone de suture puis les zones externes. Les profils devraient permettre de préciser la transition continent-océan mais aussi de mieux établir les failles actives supposées et présumées être à l'origine des séismes de Jijel les 21 et 22 Août 1856.

II.1.1.3 Secteur de Kabylie : transect terre-mer EF

On inclura dans ce secteur les 3 profils SMT localisés dans la zone du séisme de Boumerdès (2003). La partie terrestre du transect EF recoupe le bloc de Grande Kabylie, incluant la dorsale calcaire, et une partie des zones externes. L'étude de ces profils permettra de mieux définir les structures le long desquelles la déformation se concentre.

Secteur de Tipaza : transect terre-mer CD

Les 3 profils de sismique profonde permettront de mieux comprendre l'évolution de l'accident majeur localisé au pied de la pente continentale vers l'est et son possible amortissement. Cela permettra de redéfinir l'aléa sismique dans la zone côtière à l'ouest d'Alger (zone de Khayr-Al-Din-Tipaza-Mitidja).

II.1.1.4 Secteur de Mostaganem : transect terre-mer AB

Ce secteur qui est l'objet d'étude de cette thèse, correspond à la zone entre Oran et Ténès (Fig. II.2) incluant les profils SMT allant de Spi01 à Spi04. Le profil Spi02 coïncide avec le transect SGA.

Les objectifs de la campagne SPIRAL, dans ce secteur, sont de définir :

1/ Les principaux domaines structuraux du bassin océanique à la marge continentale, à partir de la géométrie des réflecteurs et des vitesses sismiques : la nature de la croûte, la nature et l'extension du domaine de transition océan et continent, la géométrie des structures, blocs basculés et/ou structures décrochantes, affectant la marge.

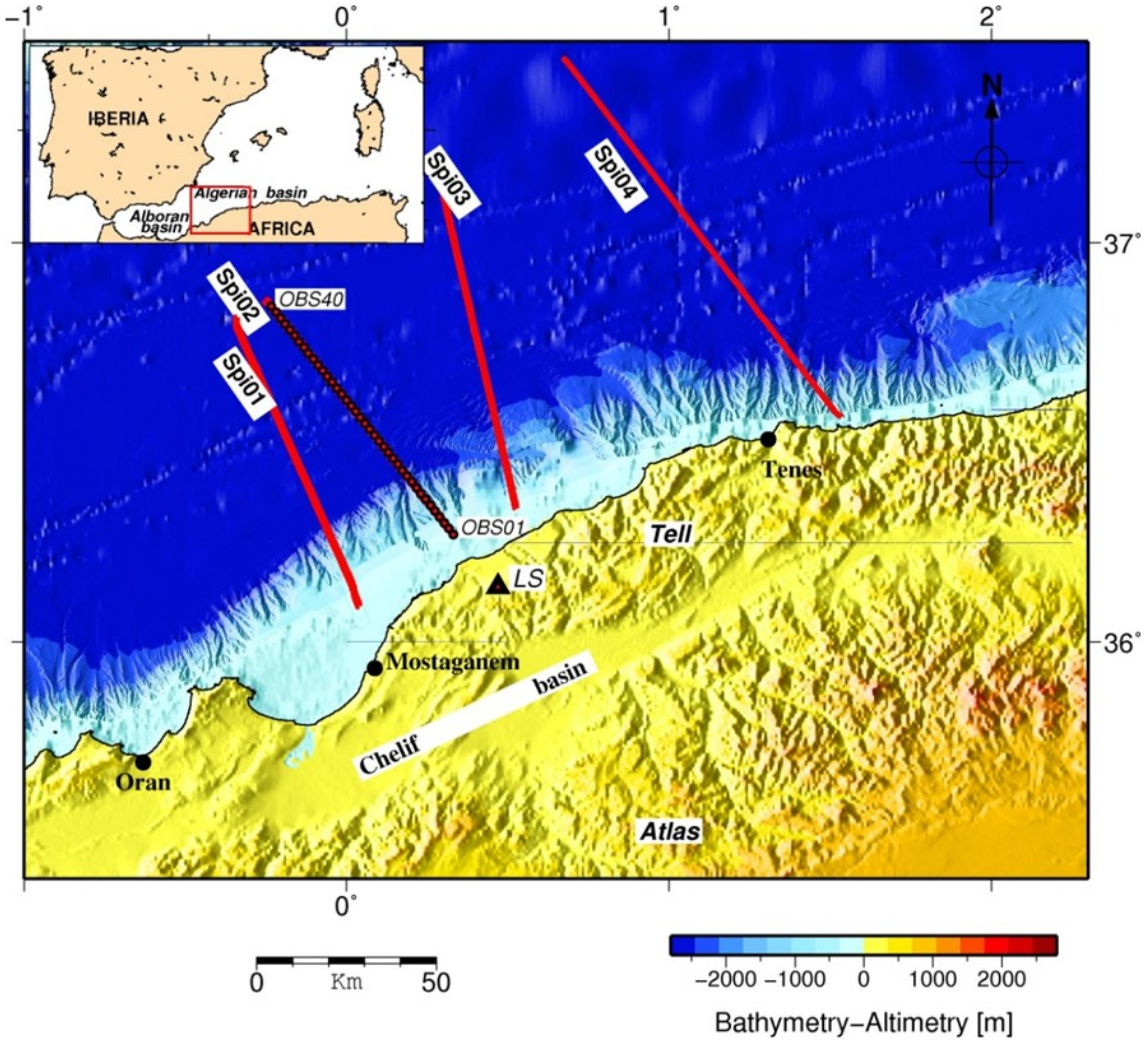


Figure II.2 *: Plan de position des profils sismiques acquis dans le secteur de Mostaganem durant la campagne SPIRAL. Les profils SMT sont représentés en lignes rouges continues. Les OBS sont représentés par des cercles noirs. LS : la station à terre (Land station en anglais) utilisée dans ce travail est représentée par le triangle noir.*

2/ Sur la marge, la géométrie des contacts entre les grands domaines structuraux des Maghrebides (zones internes, zones externes, domaine des flyschs), connus en surface par la géologie de terrain et les travaux antérieurs. En outre, le travail doit permettre de mieux comprendre les relations structurales existantes entre la marge et le système tellien.

3/ La géométrie des bassins pour mieux comprendre leur évolution. Les données sismiques déjà disponibles montrent que dans le bassin profond, le sel méssinien, dont l'épaisseur atteint plusieurs centaines de mètres, recouvre les sédiments déposés sur le socle du bassin

(Mauffret, 2007). Au pied de la marge, particulièrement raide, sont préservés d'importants systèmes détritiques méssiniens ainsi que l'empreinte, encore imparfaitement caractérisée en mer, de surfaces d'érosion méssiniennes (Capron, 2006; Déverchère et al. 2005). Les données de sismique réflexion acquises au cours des dernières années (campagnes MARADJA-SAMRA) montrent que depuis le méssinien, le pied de la marge algérienne est le lieu d'une interaction forte entre trois phénomènes : la tectonique régionale, les processus sédimentaires et la tectonique salifère. La sédimentation, qui se fait sous forme de turbidites et de glissements gravitaires, s'accompagne d'une déformation donnant naissance à des mini-bassins, des rides et vagues sédimentaires, des murs de sel et des bassins suspendus. On a donc un contexte globalement favorable au développement de systèmes pétroliers. D'autant plus qu'au sud, dans la partie à terre du secteur d'étude, le bassin du Chélif compte plusieurs puits productifs d'hydrocarbures.

II.1.2 Principe de la méthode sismique

La prospection sismique est l'outil géophysique le plus adapté pour l'imagerie des structures géologiques de la croûte. Ce domaine s'est considérablement développé sous l'impulsion de l'exploration pétrolière. La sismique est une méthode dans laquelle une source d'énergie mécanique émet des ondes élastiques qui pénètrent dans le sol, s'y propagent puis se réfléchissent, se réfractent et se diffractent sur les discontinuités séparant des milieux géologiques de nature différente. Les signaux, au retour, sont détectés par des récepteurs (capteur de mouvement ou de pression). La mesure du temps de parcours des ondes depuis la source jusqu'aux capteurs permet de déduire la vitesse de propagation du milieu traversé et, par conséquent, contraindre la géométrie et la profondeur des interfaces géologiques.

En sismique terrestre, la source d'énergie peut être un camion vibrateur, une chute de poids ou une explosion. La réception des signaux est assurée par des géophones qui mesurent la vitesse de déplacement. En sismique marine, l'énergie est générée par les canons à air et les capteurs peuvent être soit des hydrophones ou des géophones pour les OBC (Ocean Bottom Cables), les OBH (Ocean Bottom Hydrophones) ou les OBS (Ocean Botton Seismometers). En fonction des objectifs à explorer, de la mise en œuvre et du type d'ondes à exploiter, les concepts de la sismique réfraction et réflexion peuvent être sollicités indépendamment ou simultanément.

Dans le cas de notre étude, nous avons utilisé les deux approches de la sismique marine, en l'occurrence la sismique réflexion multitrace (SMT) ou sismique verticale, et la sismique réfraction-réflexion grand angle (SGA).

II.1.2.1 La sismique réflexion multitrace

La sismique réflexion multitrace est basée sur l'exploitation des ondes réfléchies en profondeur sur les interfaces présentant un contraste d'impédance acoustique (produit de la vitesse et de la masse volumique du milieu). Le dispositif standard d'acquisition en mer comporte une source, qui est souvent un canon à air, et des récepteurs (hydrophones) arrangés sur une flute et tractés par un navire (Fig.II.3a). Le point de réflexion sur une interface est appelé point miroir et est situé à mi-distance entre la source et le récepteur si la discontinuité géologique est horizontale.

Le principe consiste à enregistrer plusieurs fois (i.e. multitrace) la réflexion sur un même point miroir à des déports source-récepteur (offsets) différents. L'assemblage des points miroirs successifs donne la géométrie du réflecteur. Ainsi, la représentation des différents réflecteurs nous donne une section sismique où l'échelle verticale est exprimée en temps double (temps de trajet aller-retour de l'onde sismique) et l'échelle horizontale exprime les distances sur le profil.

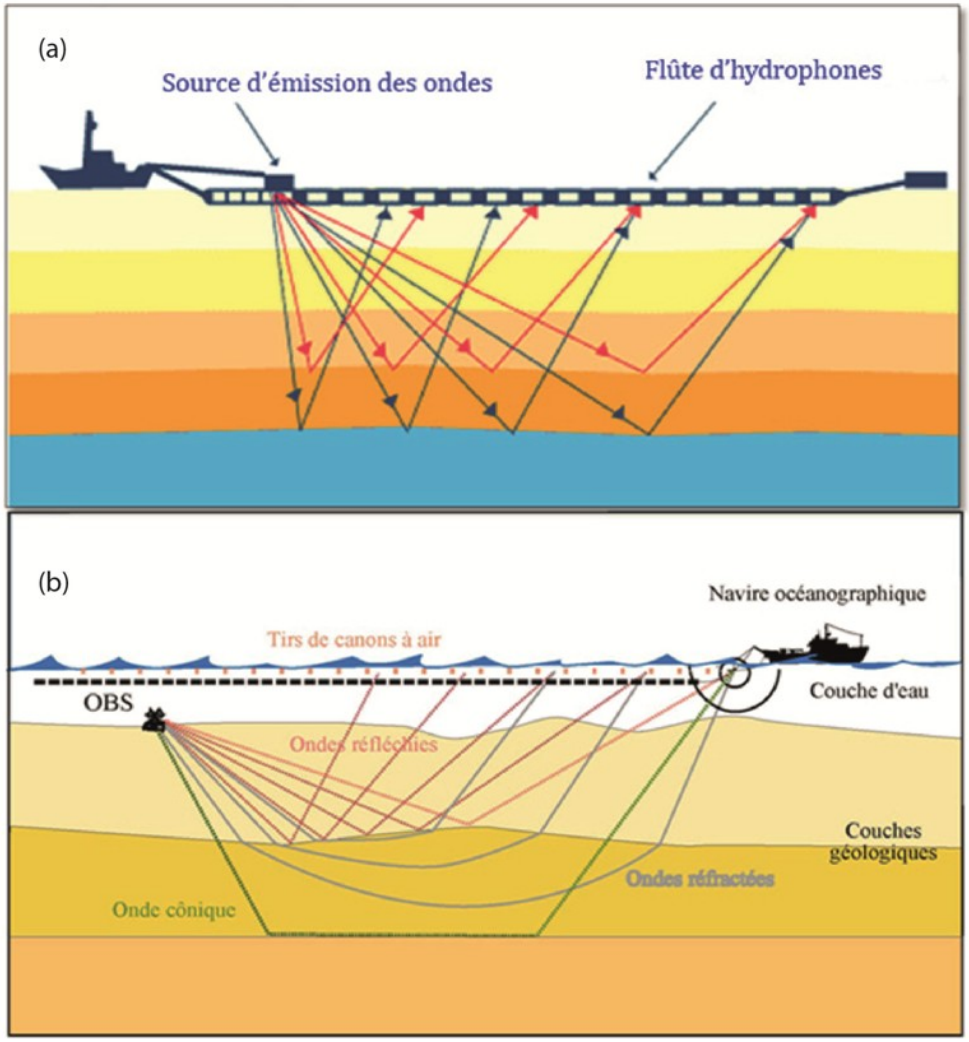


Figure II.3 *: Schéma d'acquisition sismique marine : (a) sismique réflexion ; (b) sismique réfraction-réflexion grand angle ((b) repris de Graindorge, 2002).*

II.1.2.2 La sismique réfraction-réflexion grand angle

La sismique réfraction-réflexion grand angle, par opposition à la sismique réflexion verticale ou à la sismique de petite réfraction (utilisée souvent pour étudier la zone altérée, servant au calcul des corrections statiques), permet d'imager des structures plus profondes. Dans ce cas, les ondes sont émises par une source mobile tractée par le navire et les récepteurs (OBS/OBH) par contre, sont fixes sur le fond marin.

La géométrie variable de cette acquisition offre la possibilité aux ondes sismiques de traverser des milieux profonds au fur et à mesure que le navire s'éloigne du récepteur (Fig.II.3b). Les temps d'arrivée des ondes sismiques réfractées et réfléchies sont représentés en fonction des déports source-récepteur (offset) et permettent de connaitre les vitesses et les profondeurs dans la croûte, voire jusque dans le manteau.

II.1.3 Acquisition sismique réflexion multitrace

Les données SMT ont été enregistrées durant la période allant du 26 septembre au 10 octobre 2009. Nous détaillons, dans ce qui suit, la mise en œuvre, l'appareillage et la géométrie des dispositifs de tir et de réception utilisés pour la collecte de l'information sismique.

II.1.3.1 La source

Compte tenu des objectifs dictés par la mission, à savoir : privilégier une pénétration suffisante pour imager les séries géologiques profondes gisant sous l'épaisse couche salifère, la base de la croûte à la fois sous la marge et dans le bassin et, enfin, l'enracinement des structures profondes, tout en gardant la meilleure résolution possible. Et comme il existe une anti-corrélation entre la résolution sismique qui est liée à la fréquence du signal émis et la pénétration, le choix s'est porté sur la source de type « monobulle » dont le signal est assez court mais basse fréquence (Avedik, 1993). Le principe est de conserver le signal de la première oscillation de la bulle.

Le dispositif est constitué :

1) d'un ensemble de canons à air de différents volumes (Fig. II.4a) pour obtenir des signatures unitaires aussi différentes que possible, permettant l'atténuation des signaux de forte amplitude non synchronisés (premier pic et oscillations secondaires de la bulle), par addition des signaux des différents canons de la source,

2) une synchronisation des signaux des différents canons sur la première oscillation de bulle, plus basse fréquence que le pic d'émission du canon (Fig. II.4b et c).

3) une immersion « profonde » de la source tout en respectant les conditions de bon fonctionnement des canons.

II.1.3.2 La flute d'hydrophones

La flute de réception numérique « SERCEL » est composée de 30 ALS (Acquisition Line Section) de 150 m, contenant 12 traces de 12.5 m chacune et totalisant 360 traces. Chaque trace est elle-même composée de 16 hydrophones. La longueur de la flute est de 4 km, se terminant par une bouée de queue (Fig. II.5), positionnée par GPS, permettant d'enregistrer les positions des différents tronçons de la flute. La régulation ou la modification de la profondeur d'immersion de la flute est assurée par 16 avions équipés de capteurs de pression et disposés régulièrement sur la longueur de la flute.

II.1.3.3 Géométrie du dispositif d'acquisition

La source sismique et la flute de réception, décrites ci-dessus, permettent d'effectuer une acquisition en couverture multiple. Pour chaque tir réalisé, chacun des 360 récepteurs de la flûte enregistre une trace sismique correspondant schématiquement aux ondes réfléchies sur

les points miroirs ou CMP (Common Mid Point). Avec un tir chaque 50 m et après 45 tirs consécutifs le long du profil, ce dispositif éclaire 45 fois le même point miroir, ce qui permet théoriquement d'améliorer de √45 fois le rapport signal/bruit de la trace après sommation

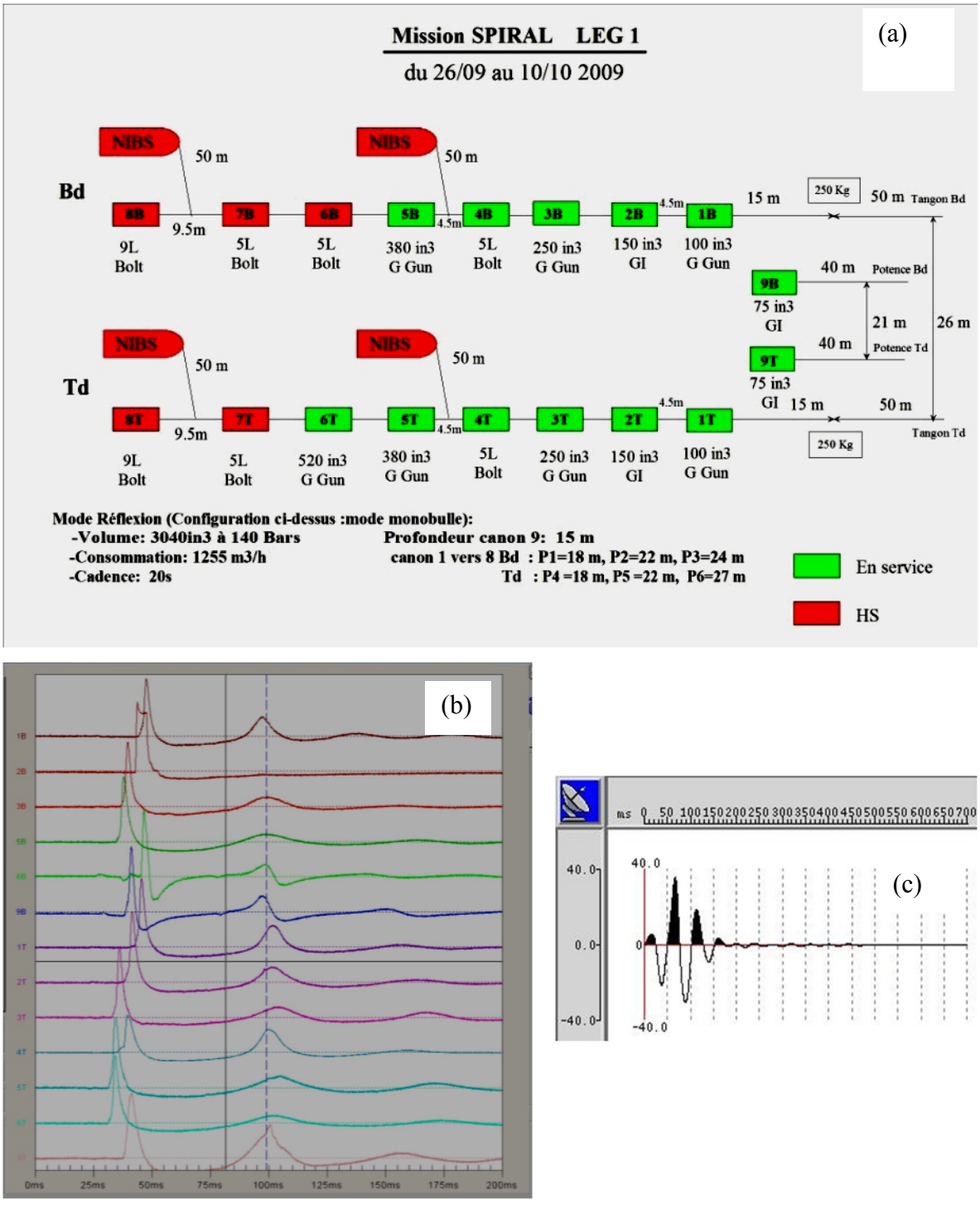


Figure II.4 *: Caractéristiques techniques du dispositif source « monobulle » : (a) configuration des canons à air, seuls les 13 canons en verts sont actifs ; (b) fenêtre de contrôle des 13 signaux sources synchronisés sur la première oscillation après le pulse initial (trait en pointillés) ; (c) signal théorique de la source « monobulle » après filtrage.*

II.1.3.4 Enregistrement

La gestion des opérations d'acquisition sismique est réalisée par le logiciel ECOS qui introduit les données de navigation afin de déclencher les tirs.

Le laboratoire d'enregistrement SEAL est une version marine du système d'acquisition SERCEL SN408. Il permet de visualiser en temps réel la géométrie de la flûte et le signal enregistré par les différentes traces qui la composent.

Pour chaque tir, les signaux sismiques sont récupérés par les 360 traces, échantillonnés chaque 4 ms, sur une durée de 17 s, et enregistrés après démultiplexage sur des disques au format SEG-D.

II.1.3.5 Contrôle de qualité et Binning

Les données brutes sont introduites dans le logiciel SISPEED (Ifremer) qui permet de réaliser un contrôle de qualité des données, de corriger les informations de navigation enregistrées par les différents capteurs de la chaine d'acquisition et de regrouper les traces réfléchies sur une même portion de la subsurface (binning).

Les paramètres d'acquisition et d'enregistrement durant le leg1 sont résumés dans le tableau II.1 et la fiche technique des 4 profils SMT acquis dans le secteur de Mostaganem est donnée sur le tableau II.2.

Nombre de traces sur la flûte	360
Longueur des traces (m)	12,5
Distance entre tirs (m)	50
Vitesse navire (Nœud)	4,85
Cadence de tirs (s)	20
Volume de la source (in^3)	3040
Ordre de la couverture	45
Distance entre CMP (m)	6.25 m
Longueur d'écoute (s)	RL = 17
Pas d'échantillonnage (ms)	SI = 4
Format	Seg-D

Tableau II.1 *: Paramètres d'acquisition et d'enregistrement des données SMT du leg1.*

Profil	Date d'acquisition	Longueur (km)	Nombre de tirs	Nombre de CMP
Spi01	27/09/2009	87,4	1720	13987
Spi02	28/09/2009	80,5	1693	12894
Spi03	28/09/2009	91,6	1818	14661
Spi04	29/09/2009	125,6	2496	20103

Tableau II.2 *: Fiche technique des profils SMT acquis dans le secteur de Mostaganem.*

II.1.4 Acquisition sismique réfraction-réflexion grand angle

Les données de sismique réfraction-réflexion grand angle sur les 5 transects terre-mer, ont été acquises avec des tirs effectués en mer à partir du navire l'Atalante. Les récepteurs ont été déployés en mer chaque 2.8 km en moyenne et à terre chaque 5 km en moyenne. Sur certains

profils, profitant de l'existence de certaines carrières, les tirs ont été complétés par des tirs de dynamite, mais pas dans le secteur de Mostaganem. La mise en œuvre et l'appareillage utilisé pour la collecte de l'information sismique sont détaillés ci-dessous. Dans le secteur de Mostaganem, le transect (AB) est d'une longueur de 100.4 km de part et d'autre du rivage et est équipé de 35 OBS et 5 OBH en mer, et de 25 stations sismologiques à terre (Tableau.II.3).

Longueur du profil	100.4 km
Nombre d'OBS	35
Nombre d'OBH	5
Nombre de stations à terre	25
Distance entre OBS/OBH (km)	2.8
Distance entre stations à terre (km)	5

Tableau II.3 *: Fiche technique du profil grand angle (AB) du secteur de Mostaganem.*

II.1.4.1 La source

La configuration de la source dédiée à l'acquisition des données SGA est différente de celle utilisée pour l'acquisition des données de sismique réflexion multitrace du leg1. La différence est dictée par les objectifs géologiques plus profonds à imager. Pour cela, la distance entre deux tirs consécutifs devient plus importante (150 m) pour permettre aux compresseurs de générer un plus grand volume d'air et d'éviter de superposer le multiple du tir précédent dans la fenêtre du signal utile.

La source dite « Pic » a été utilisée cette fois. Les canons à air sont synchronisés sur le premier pic afin d'assurer une bonne pénétration du signal et minimiser au mieux les erreurs d'estimation des temps d'arrivées des ondes sismiques. Cette source est composée de 8 cannons de 16 litres et de 2 canons de 9 litres (Fig. II.5).

Les caractéristiques techniques de la source sont regroupées dans le tableau II.4.

Cette configuration a été utilisée pour l'acquisition des profils SMT se superposant sur les profils grand angle acquis le long de la marge algérienne, à l'exception des profils de Mostaganem et d'Annaba où les profils SMT coïncidant avec le profil SGA ont été acquis uniquement avec la source « monobulle », en raison des mauvaises conditions météorologiques qui ont empêché la présence du bateau de surveillance de la flûte.

Distance entre tirs	(m)	150
Vitesse navire	(Nœud)	5
Cadence de tirs	(s)	60
Volume de la source	(in^3)	8909
Débit Compresseur	(m^3/h)	1223
Nombre de tirs		489

Tableau II.4 *: Principaux paramètres d'acquisition du leg2.*

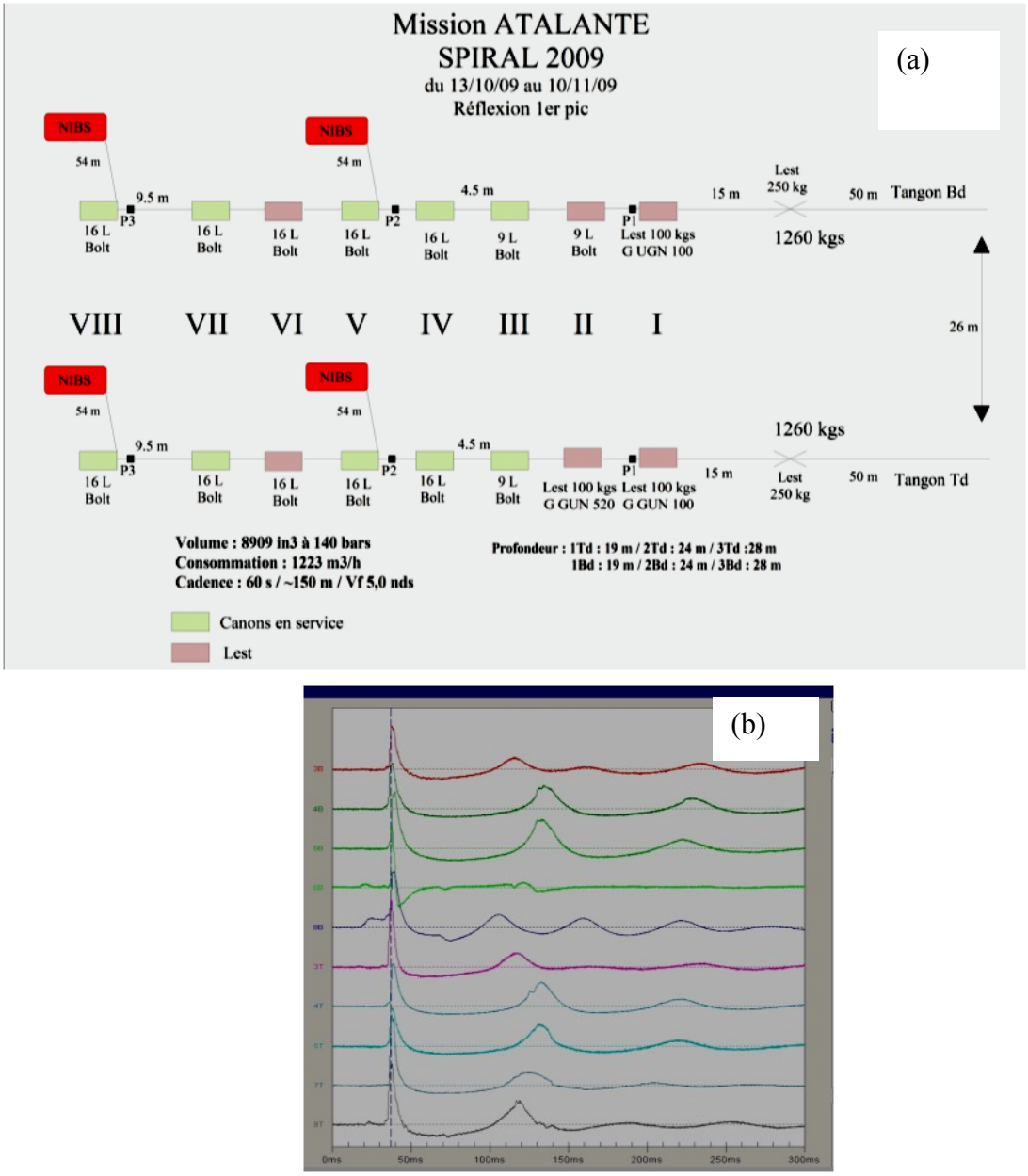


Figure II.5 *: Caractéristiques techniques du dispositif source « Pic ». Configuration des canons à air ; seuls les 10 canons en verts sont actifs, les autres peuvent servir comme lest, mais également peuvent remplacer les canons défectueux ; (b) fenêtre de contrôle des 10 signaux source synchronisés sur le premier pic (trait en pointillés).*

II.1.4.2 Les récepteurs en mer

Deux types de récepteurs ont été déployés en mer, les OldOBS et les MicrOBS(+) (Fig.II.6). Les OldOBS (Ifremer) (Fig.II.6a) sont des instruments lourds (d'une hauteur de 1,8 m pour un poids de 240 kg) auxquels il faut rajouter 65 kg de lest qui représente l'ancre lors du largage. Ils sont composés d'un châssis en aluminium sur lequel sont fixés deux cylindres : le premier contient le système d'acquisition électronique, le périphérique de stockage et les batteries de l'OBS ; le second contient le système de libération et l'électronique correspondante. Ces récepteurs sont tous équipés d'un hydrophone externe mais aussi d'un capteur externe

déporté, à 3 composantes munies de géophones 4,5 Hz, et qui est libéré pour reposer sur le fond marin.

Les MicrOBS (+) (Ifremer) (Auffret et al. 2004) ont été développés récemment avec, pour objectif, la réduction du poids et de la taille de l'instrument pour faciliter la mise en œuvre. Le poids total de l'instrument est de seulement 20 kg, auquel il convient d'ajouter les 20 kg du lest au moment de la mise à l'eau. L'ensemble de l'instrumentation est contenue dans une sphère de verre. Un hydrophone est placé à l'extérieur de la sphère et un capteur à 3 composantes est placé à l'intérieur. Les MicrOBS(+) sont conçus de la même façon que les MicrOBS, mais disposent d'une mémoire de stockage plus importante et de batteries supplémentaires pour permettre une durée d'enregistrement plus longue.

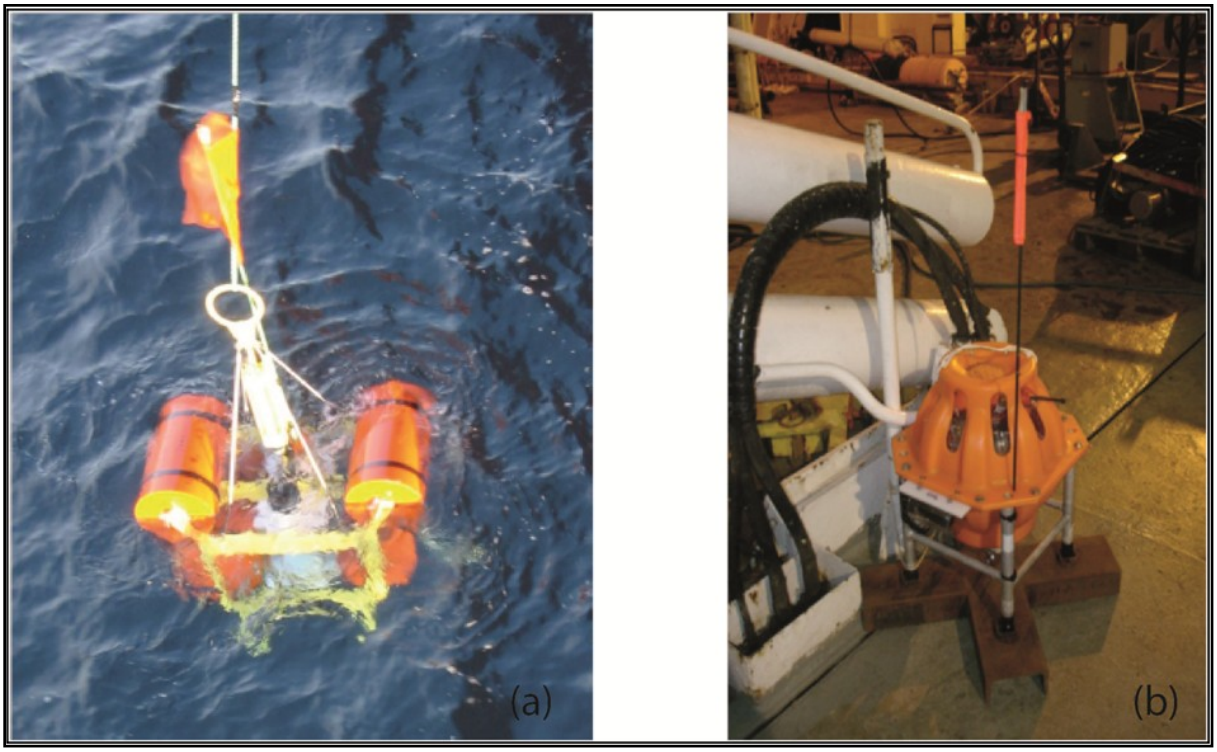


***Figure II.6** : Photographies de récepteurs en mer ; (a) de type OldOBS lors du déploiement, (b) de type MicrOBS sur le pont du navire.*

II.2 Traitement des données

II.2.1 Traitement des données SMT

II.2.1.1 Analyse des données

Les données sismiques enregistrées présentent un rapport signal/bruit moyen. Les diffractions sur les dômes de sels sont visibles sur les enregistrements bruts et les réflexions sur le fond de l'eau attestent de la présence de la réverbération de la source utilisée (monobulle), comme on

peut le voir sur le point de tir 500 extrait du profil Spi02 donné comme exemple sur la figure II.8a.
Les données sont contaminées par deux types de multiples : le premier se situe au temps double de la réflexion sur le fond marin (Fig. II.7a) et le deuxième type concerne les multiples des signaux réfléchis sur les sels.
Le contenu fréquentiel est entre 5 et 27 Hz, avec une fréquence dominante du signal de l'ordre de 18 Hz (Fig. II.7b).

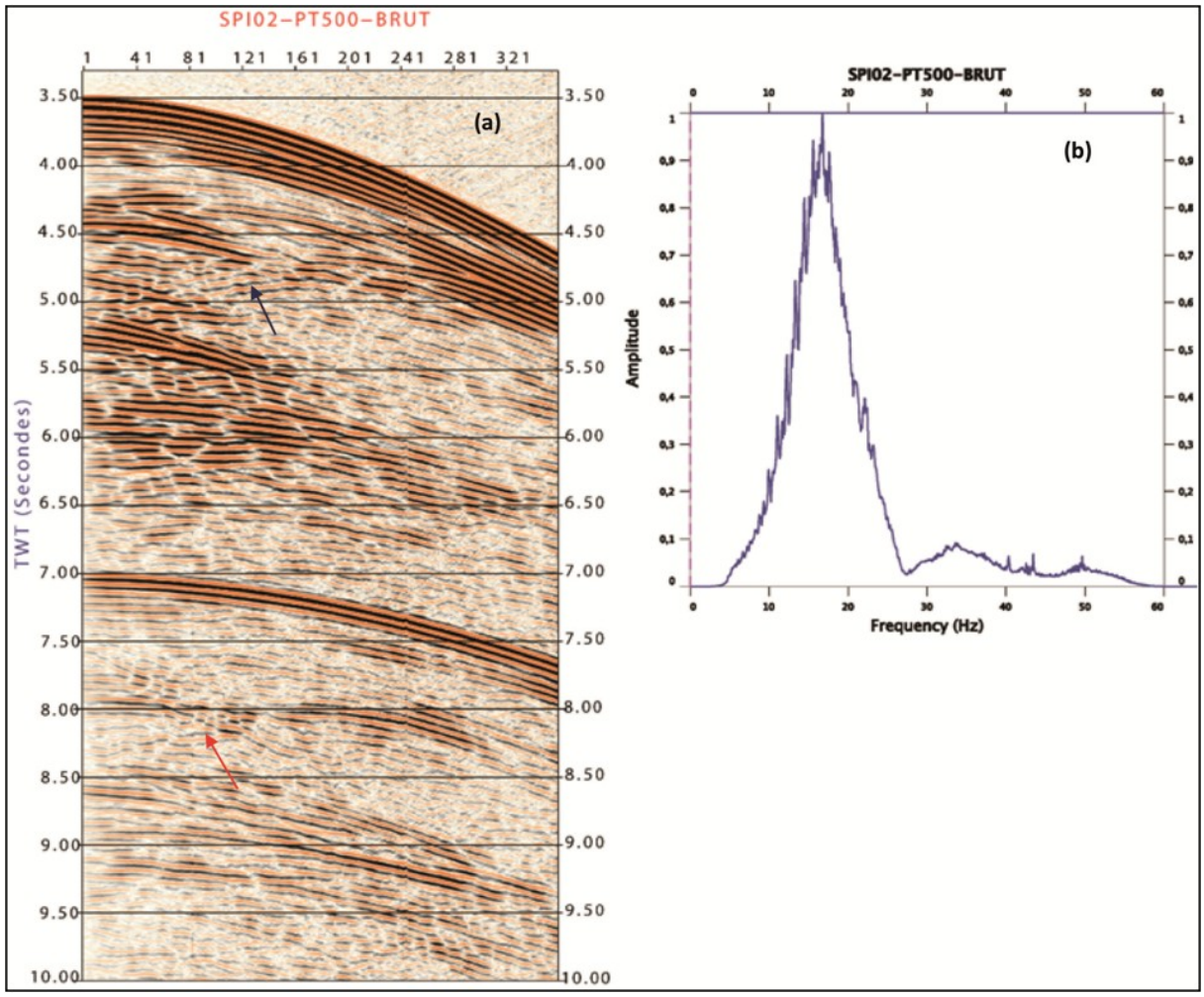


Figure II.7 : *(a) Exemple du point de tir brut 5OO extrait du profil Spi02 dans sa partie bassin profonde ; (b) son spectre d'amplitude normalisé, montrant la fréquence dominante du signal à 18 Hz. Les réflexions sur le fond de l'eau se situent à 3.5 s temps double (à offset nul), leurs multiples sont à 7 s temps double (à offset nul). La flèche bleue montre une arrivée diffractée et la flèche rouge un multiple de diffraction.*

II.2.1.2 Le traitement à bord

La séquence de traitement des données SMT appliquée à bord est réalisée en utilisant les modules du logiciel « Geocluster » de la compagnie CGGVeritas (Fig. II.8).

II.2.1.2.1 Objectif

Cette séquence, comprenant les étapes essentielles, a été conçue principalement pour obtenir une première image sismique de chaque profil, au fur et à mesure de l'acquisition.

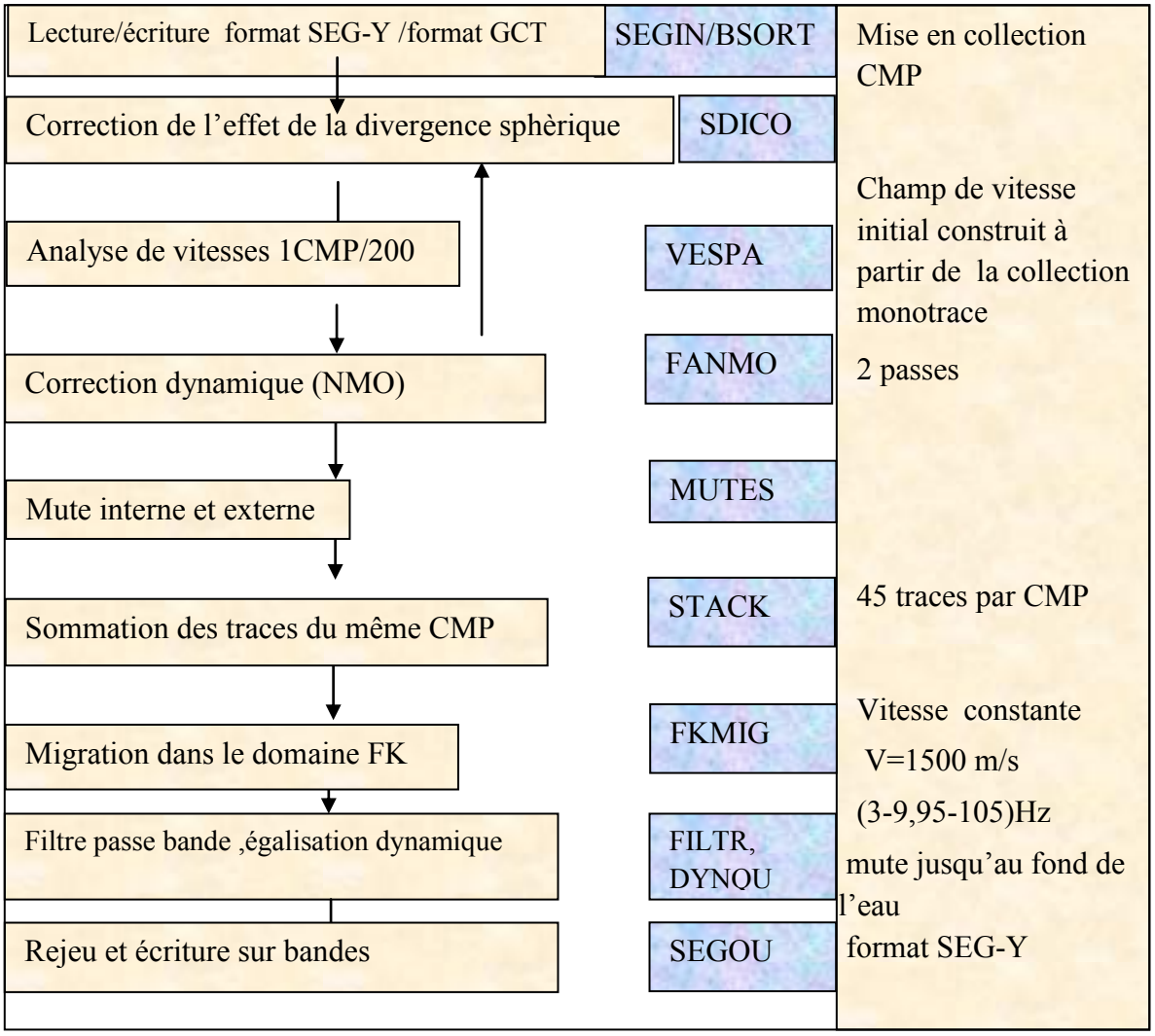


Figure II.8 *: Organigramme des étapes principales du traitement sismique appliqué à bord du navire « l'Atalante », en utilisant les modules (en bleu) du logiciel Geocluster (GCT).*

II.2.1.2.2 Résultats et conclusions

Les résultats de l'application de la séquence de traitement à bord sur les données montrent que les profils sont fortement marqués par une tectonique salifère, avec un diapirisme relativement intense dans le bassin lié à l'importance de la série évaporitique (Fig. II.9). La section sismique du profil Spi02, (fig. II.9), montre que le traitement de bord a permis déjà de détecter des indices de structures visibles sous le sel (CMPs 700 à 800 à 5.8 s temps double). Sur les grandes profondeurs, le signal sismique est affecté par le multiple du fond de l'eau (à 7 s temps double) dans le bassin et sous la marge. Les diffractions multiples sont aussi

visibles au delà du multiple du fond de l'eau. A ce stade de traitement, il n'est pas possible de caractériser les réflecteurs profonds, d'où la nécessité de reprendre le traitement des données au laboratoire pour améliorer la qualité de l'image sismique.

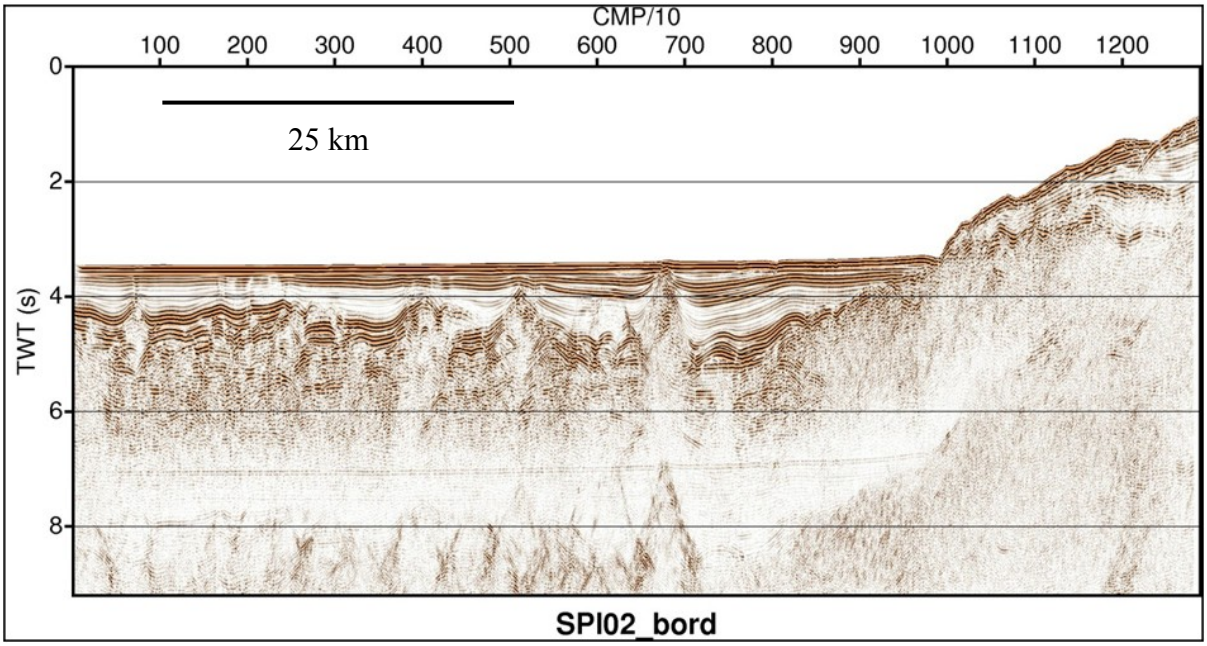


Figure II.9 *: Section sismique du profil Spi02 après application de la séquence de traitement à bord.*

II.2.1.3 Le traitement au laboratoire

Dans cette section, nous décrivons les étapes de traitement appliquées aux données. J'ai développé cette chaine de traitement au laboratoire Geoazur, conjointement avec le centre de traitement de SONATRACH, en utilisant le logiciel Geocluster. Les algorithmes de traitement affectant les amplitudes sismiques ont été évités dans la perspective d'appliquer à la fin une migration/inversion en profondeur en amplitudes préservées.

Les tests des paramètres ont porté sur le profil Spi02, profil superposé sur le profil grand angle (AB) du secteur de Mostaganem. Les paramètres retenus ont ensuite été appliqués sur les tous autres profils du projet SPIRAL.

II.2.1.3.1 Inversion de polarité

La signature modélisée à bord par le logiciel Sisource, à partir de la configuration des canons lors de la campagne, a été mise en forme pour ne prendre en considération que les échantillons à partir du premier pic du signal (Fig. II.10).

Ensuite, une inversion de polarité a été effectuée sur les données. Si on regarde, par exemple, le signal enregistré sur la trace 1 du point de tir 1001 des données brutes (Fig. II.11a), on s'aperçoit que la forme du signal, au niveau de la réflexion sur le fond, vers 3460 ms, correspond mieux à la forme de l'ondelette émise modélisée par le logiciel « sisource », en ayant inversé la polarité du signal (Fig. II.11b).

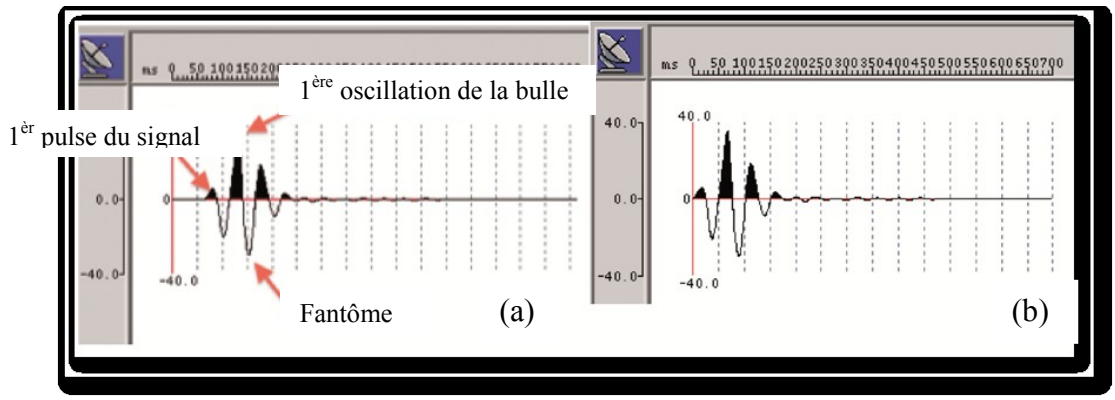


Figure II.10 *: Ondelette sismique modélisée à partir de la configuration des canons à air ; (a) avant mise en forme, (b) après mise en forme.*

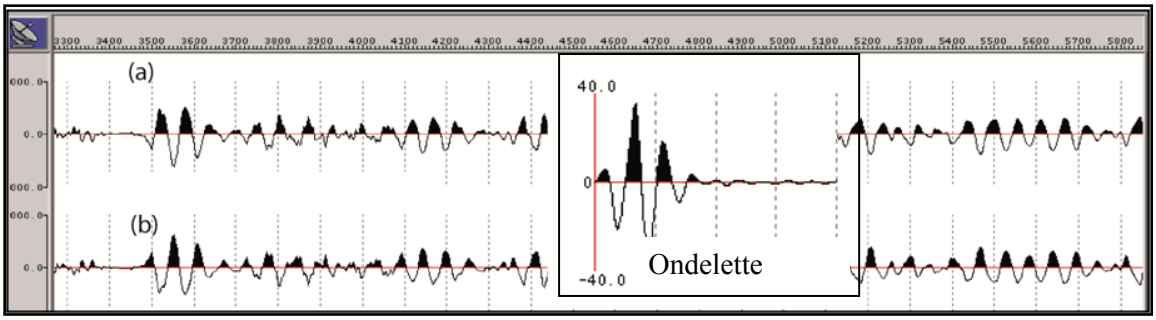


Figure II.11 *: Comparaison de la polarité du signal sismique avec la polarité de l'ondelette Sisource. (a) avant inversion de la polarité, (b) après inversion de la polarité.*

II.2.1.3.2 Conversion zéro-phase

Un signal sismique est considéré comme signal zéro-phase lorsque son ondelette est symétrique et centrée sur le temps zéro. La conversion d'un signal sismique minimum phase ou à phase mixte en un signal zéro-phase a pour objectif de focaliser le maximum d'énergie sur le premier pic. Cette mise en forme du signal a pour objectif de faciliter la localisation des interfaces réfléchissantes et d'augmenter ainsi la précision du pointé par exemple dans les analyses de vitesses.

Dans notre cas, le signal Sisource émis n'est ni à phase nulle ni à phase minimale. Après plusieurs tests de conversion, nous avons opté pour la conversion zéro-phase, ceci en utilisant l'application « matcalc » (Fig. II.12).

L'ondelette Sisource modélisée (Fig. II.12a) a d'abord subi une déconvolution prédictive afin d'atténuer l'effet de l'oscillation de la bulle. Sur ce résultat, un signal équivalent zéro phase a été estimé (Fig. II.12c). L'opérateur de passage entre l'ondelette Sisource et son équivalent zéro phase (Fig. II.12b), et qui va être appliqué ultérieurement aux données sismiques, a été calculé et validé par la comparaison entre l'ondelette zéro phase estimée et le résultat de la convolution entre l'opérateur et l'ondelette Sisource.

L'impact de l'application de l'opérateur de conversion zéro-phase sur les données sismiques est observable sur l'enregistrement relatif au point de tir 500 présenté sur la figure II.13.

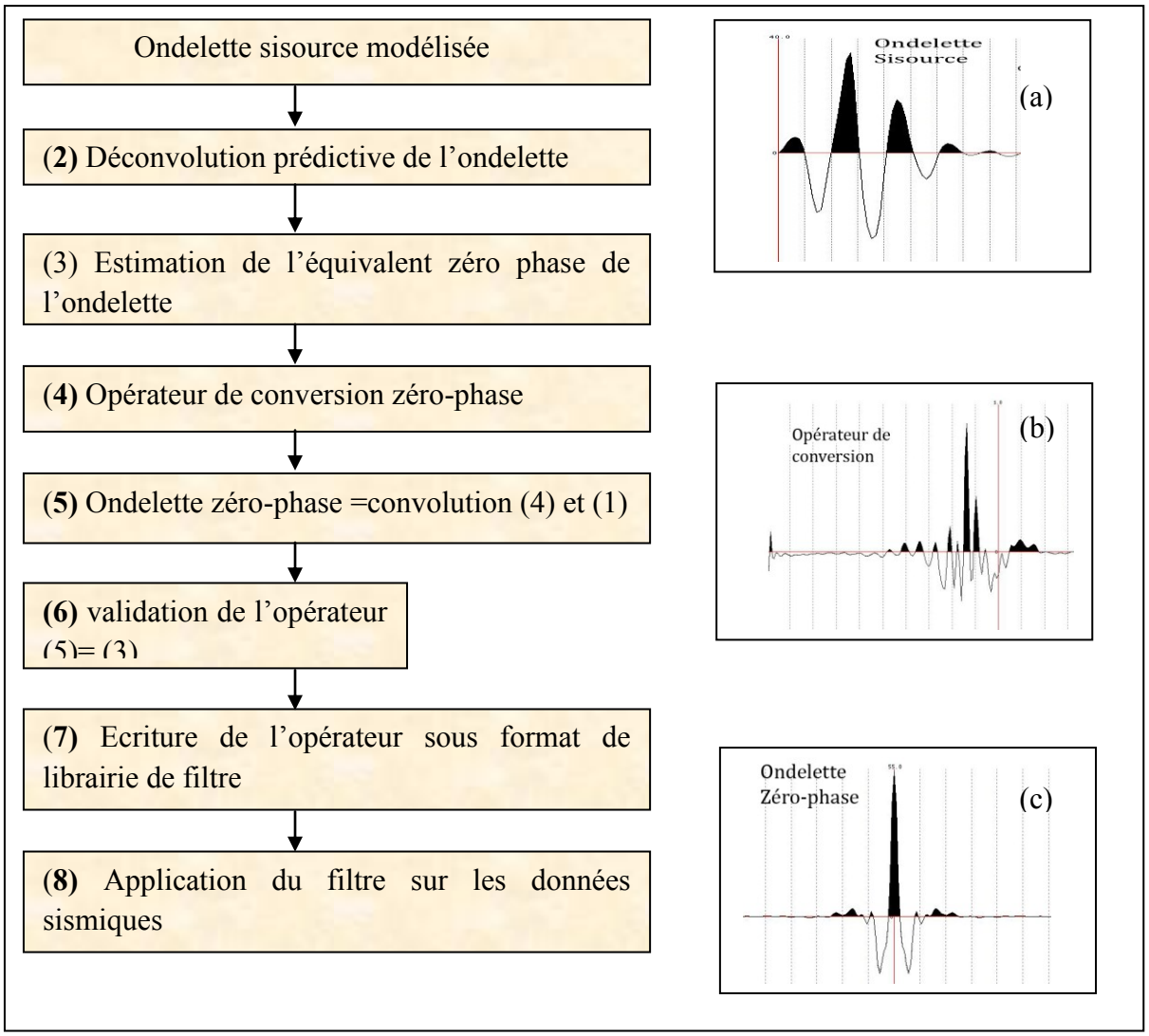


Figure II.12 *: Procédure permettant de calculer l'opérateur de conversion zéro-phase sous matcalc et son application sur les données avec le module FILTR de GeoCluster ; (a) ondelette Sisource modélisée ; (b) opérateur de conversion ; (c) ondelette zéro-phase.*

La conversion zéro phase du signal n'a pas été suivie d'une déconvolution étant donné que cette dernière est adaptée pour des signaux à minimum phase. Pour se rapprocher de l'effet d'une déconvolution, un filtre de compensation d'absorption est appliqué aux données. Ce programme opère un filtrage spatio-temporel inverse (compensation par le facteur d'atténuation sur les données sismiques). Cette technique récupère la balance spectrale de l'ondelette et corrige la non-stationnarité de la phase, c.à.d ramène l'ondelette à une vitesse indépendante de la fréquence (Varela et al., 1993). Le module DEABS réalisant cette opération peut être appliqué sur la phase et sur l'amplitude séparément ou simultanément.

Comme notre traitement est en amplitudes préservées, l'application a été faite sur la composante phase du signal.

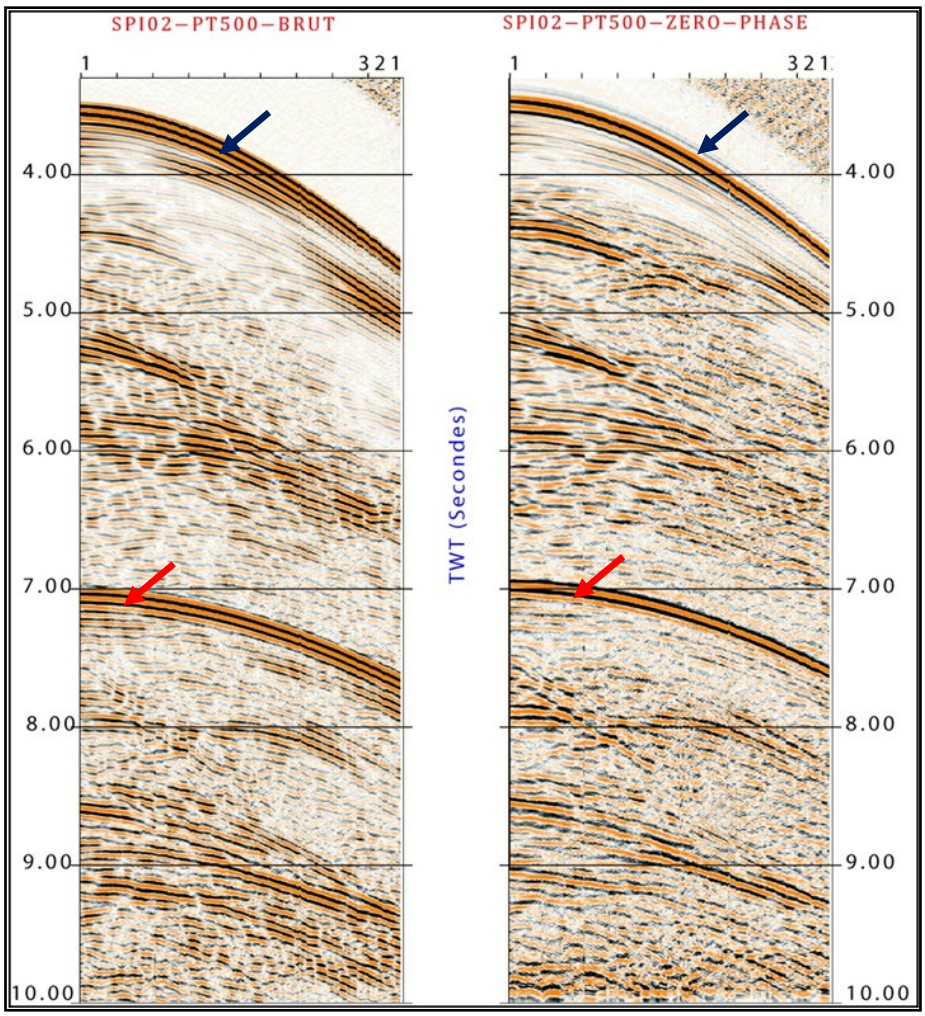


Figure II.13 *: Point de tir 500 du profil Spi02 avant (à gauche) et après (à droite) conversion zéro-phase suivant la procédure décrite en figure II.12. Les flèches bleues indiquent les réflexions sur le fond marin et les flèches rouges les multiples du fond marin.*

II.2.1.3.3 Atténuation des multiples

Les multiples en sismique réflexion sont des arrivées d'énergie qui, au cours de leurs trajets, ont subi plus d'une réflexion sur une ou plusieurs interfaces géologiques (Fig. II.14).

Les multiples sont toujours considérés comme des bruits organisés gênants, d'autant qu'ils interférent ou peuvent même être interprétés comme des réflexions primaires engendrant ainsi une fausse interprétation structurale. Un réflecteur en subsurface peut contribuer à la génération de multiples de différentes géométries, ayant aussi des amplitudes supérieures ou

comparables aux réflexions primaires arrivant au même temps. La classification la plus utilisée des multiples est relative au trajet, à savoir les multiples longs et les multiples courts.

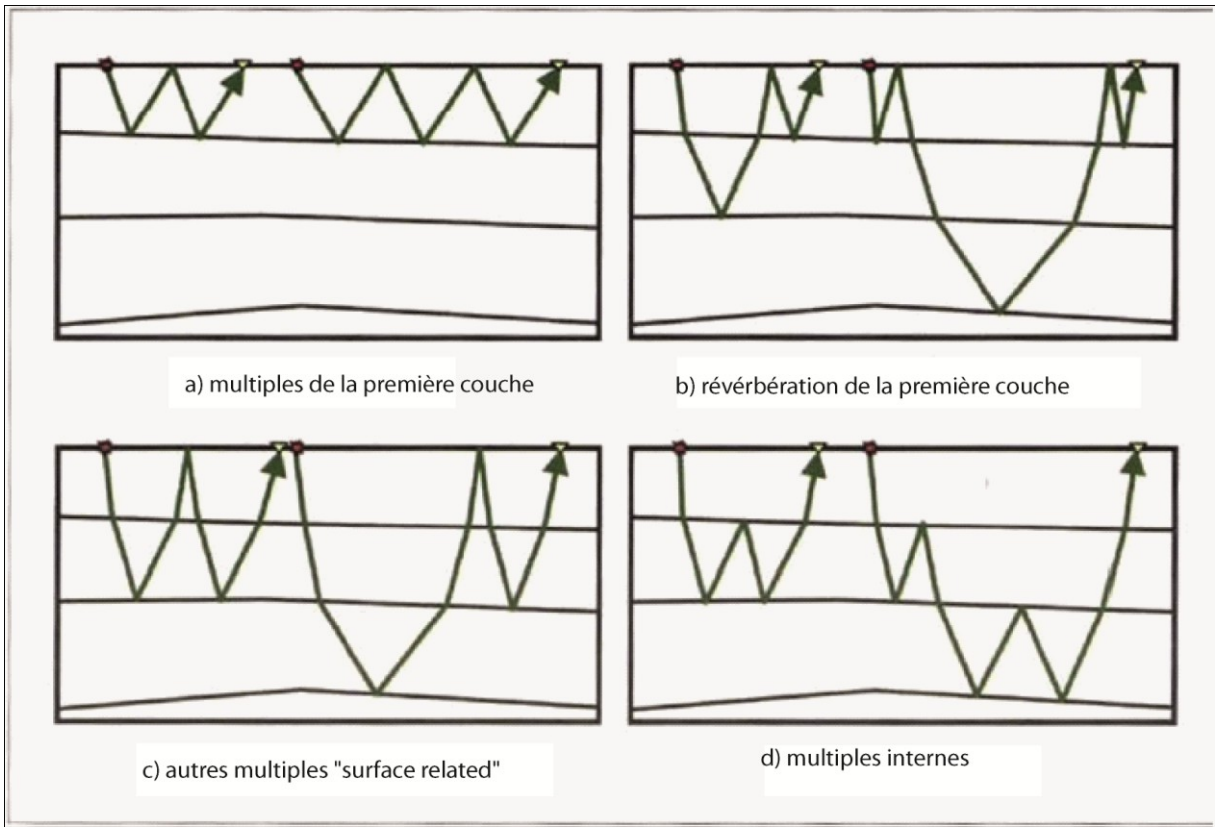


Figure II.14 *: Les différentes catégories de multiples : (a) multiples rebondissant dans la première couche ; (b) multiples ayant rebondi au moins une fois dans la première couche ; (c) multiples liés à la surface mais n'ayant pas rebondi dans la première couche ; d) multiples internes. (a), (b) et (c) sont de type « surface related multiples » (Verschuur, 2006).*

Les méthodes d'atténuation des multiples peuvent être classées en deux principales catégories (Verchuur, 1997):

- méthodes basées sur la différence dans le comportement spatial des arrivées primaires et multiples,
- méthodes basées sur la périodicité et la prédictibilité.

Les méthodes de la première catégorie exploitent le fait que les multiples se sont propagés suivant plusieurs trajectoires dans le sous-sol et, par conséquent, ont traversé plusieurs milieux avec des vitesses différentes. Ces multiples peuvent alors être discriminés des primaires par l'analyse et l'interprétation. Avant sommation, le filtrage est basé sur la différenciation dans la courbure normale sur les collections CMP (analyse des vitesses, projection dans le domaine (f-k), projection dans le domaine (Tau-p). Après sommation, le critère de filtrage est basé sur les différences locales de pendage entre les réflecteurs primaires et multiples.

Les méthodes de la deuxième catégorie exploitent la relation inhérente entre les primaires et les multiples. Dans le cas le plus simple, le multiple est considéré comme un événement

répétitif contrairement aux réflexions primaires. Dans cette situation, le critère de périodicité est utilisé pour prédire et supprimer les multiples (déconvolution prédictive (Robinson, 1975). Dans les cas plus complexes, l'extrapolation du champ d'onde est utilisée pour prédire et ensuite soustraire les événements multiples de l'ensemble des données. Dans le cas de la sismique marine, cette technique développée au début des années 1980, nécessite une connaissance précise de la vitesse de propagation dans la couche d'eau et la profondeur du fond marin pour prédire sa réverbération. L'état de l'art des méthodes d'atténuation des multiples est développé dans Verschuur (2006).

Dans le cas de l'offshore algérien, notamment dans le bassin profond, où le fond marin se situe à environ 3.5 s temps double, le multiple long (multiples du fond marin) se situe à 7s temps double et les multiples des diffractions générés par les sels apparaissent entre les profondeurs de 7 s à 9 s temps double. Comme pour la croûte océanique d'épaisseur normale, le Moho est à ces profondeurs, il est donc important de filtrer ces arrivées parasites.

L'approche suivie pour l'atténuation des multiples est réalisée en deux étapes :

1/ application de la technique SRME (Surface Related Multiple Elimination) (Berkhout and Verschuur, 1997 ; Verschuur and Berkhout, 1997), réalisée par la combinaison des modules SMMOD et ADAPT. Cette technique ne nécessite aucune connaissance des interfaces et des vitesses des couches du sous-sol. Elle s'appuie essentiellement sur la convolution spatiale de chaque tir avec un récepteur au même endroit et vice-versa, jusqu'à en produire un modèle de multiples (SMMOD) et le soustraire des données (ADAPT),

2/ application du module RAMUR (High resolution demultiple attenuation in the Radon domain) (Fig. II.15). Le programme atténue les multiples caractérisés par des vitesses faibles en se basant sur la différenciation dans la courbure normale par rapport aux primaires après les corrections dynamiques. Pour cela, il est important de disposer d'un champ de vitesses relativement précis pour la discrimination. Ce champ de vitesses est estimé par les analyses de vitesses effectuées après le premier passage de l'atténuation des multiples du fond marin et que nous développons dans le paragraphe suivant.

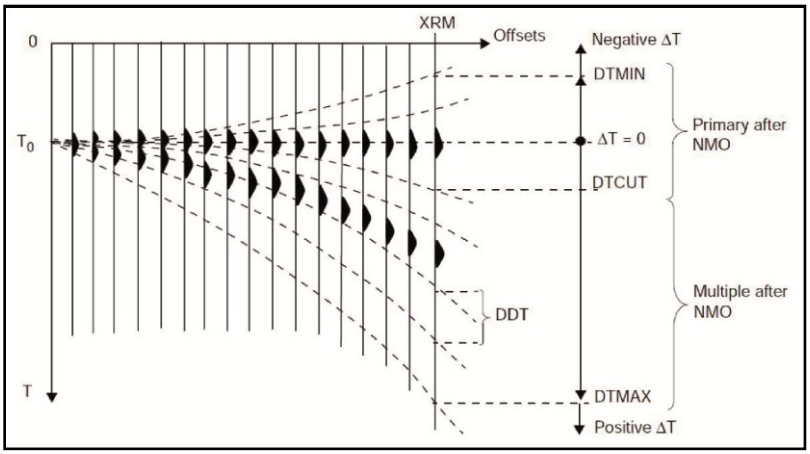


Figure II.15 *: Illustration des différents paramètres du module RAMUR qui réalise l'atténuation des multiples dans le domaine Radon (CGGVeritas, 2004).*

La figure II.16 illustre l'atténuation des multiples par cette approche sur trois CMPs (Fig. II.16). Ces CMPs, après application de la technique SRME, montrent une bonne atténuation du multiple du fond de l'eau (Fig. II.16 c). Les multiples des couches salifères n'ont été

correctement atténués qu'après l'application de RAMUR (Fig. II.16d). Cependant, les multiples sur les offsets courts persistent toujours, cela est dû à la difficulté de discrimination entre les primaires et les multiples à ces distances (Fig. II.16d).

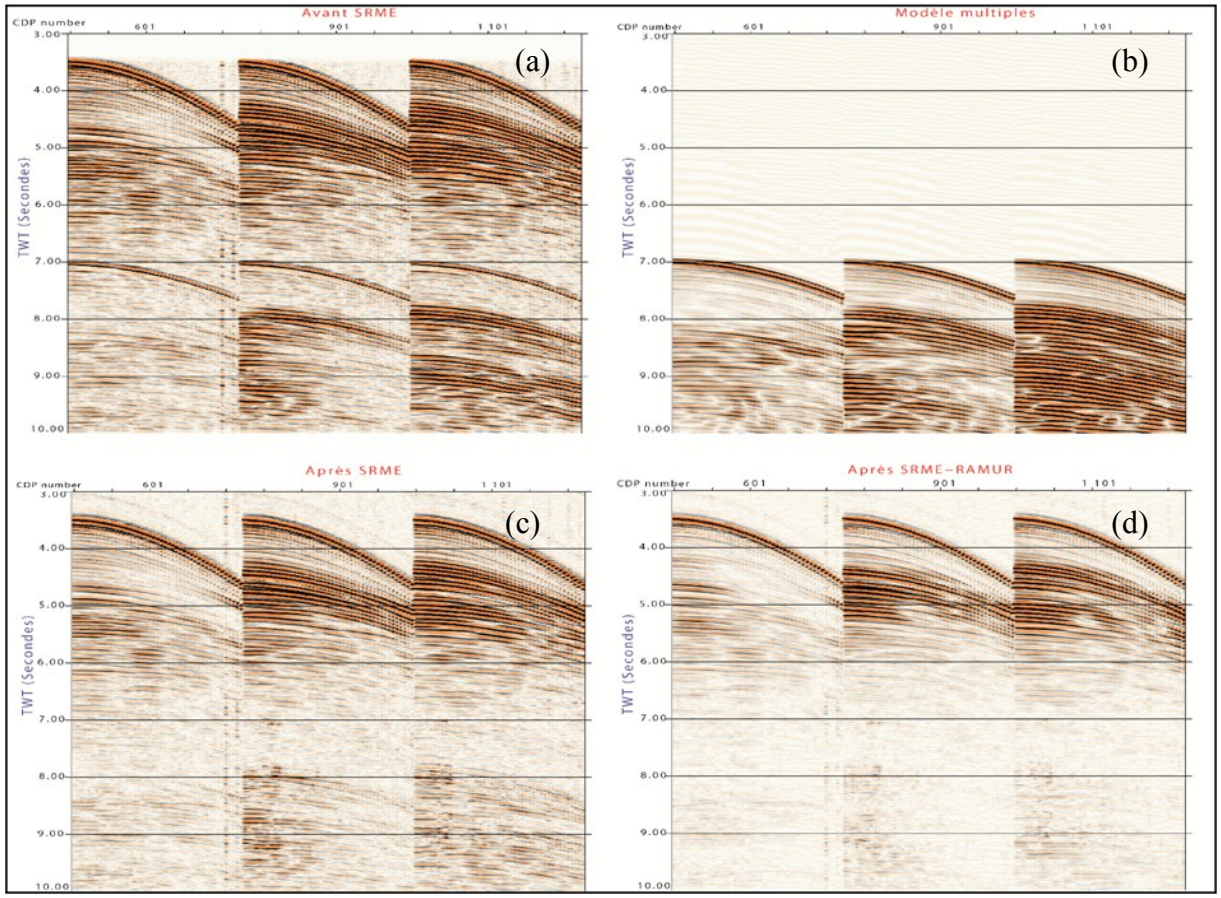


Figure II.16 *: Atténuation des multiples. Exemple des CMPs 601, 901 et 1101 : (a) avant atténuation des multiples ; (b) modèle de multiples calculé par le module SMMOD ; (c) après atténuation des multiples par SRME (ADAPT) ; (d) CMPs après atténuation des multiples par le module RAMUR.*

La séquence de traitement que j'ai mise au point pour l'élimination des multiples a été appliquée à l'ensemble des lignes sismiques du projet SPIRAL. L'application des modules SRME et RAMUR sur les données a permis d'éliminer les événements parasites au-delà de 7 s temps double environ, comme le montre la figure II.17 qui présente une partie de la section du profil Spi02 avant (Fig. II.17a) et après atténuation des multiples (Fig. II.17c).

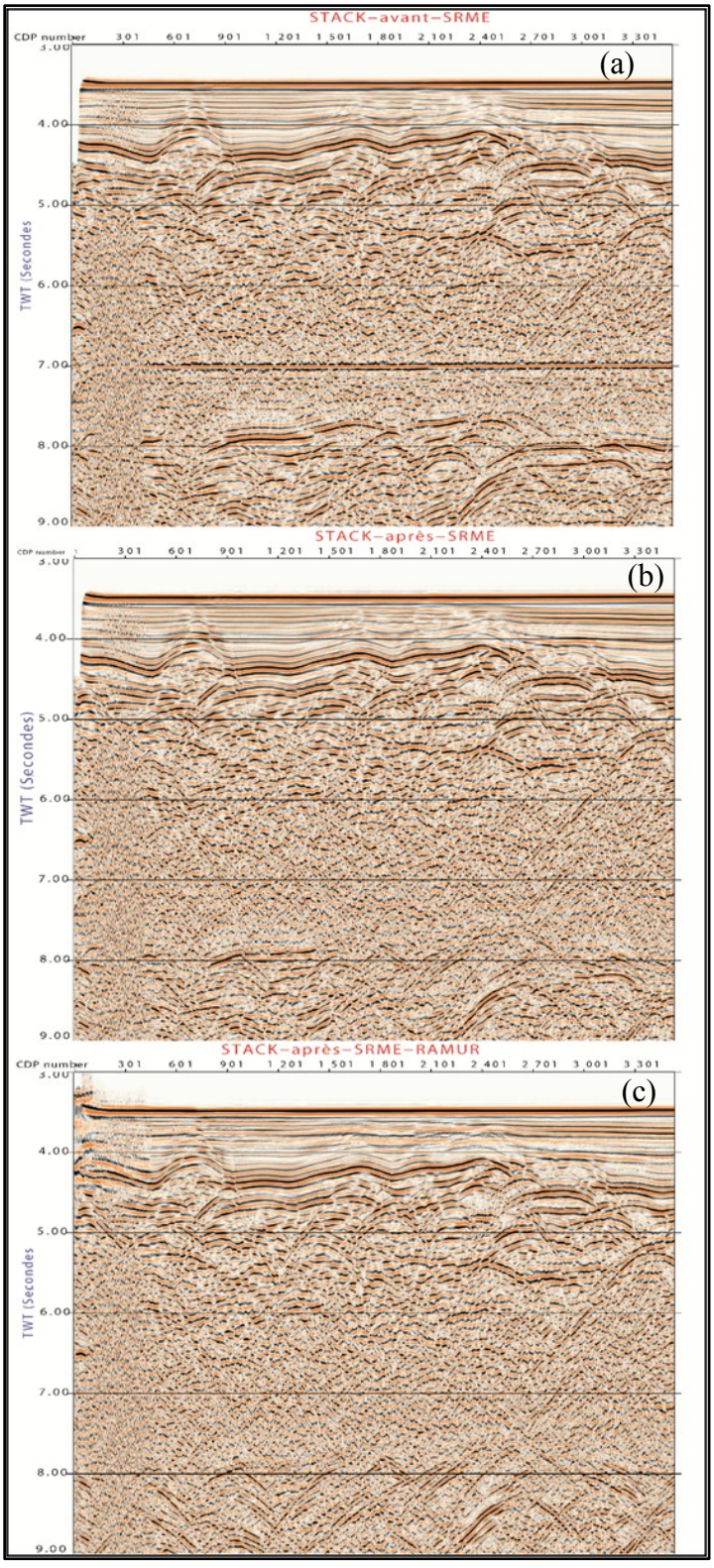


Figure II.17 *: Atténuation des multiples. Exemple d'une partie de la section du profil Spi02 ; (a) avant atténuation des multiples ; (b) après atténuation des multiples par SRME ; (c) après atténuation des multiples par RAMUR.*

II.2.1.3.4 Correction NMO et analyse des vitesses

La correction NMO (Normal Move Out) consiste à corriger l'effet de l'obliquité des trajets sismiques. Elle revient à ramener les temps d'arrivée à ceux qui correspondraient si le déport

entre le tir et le récepteur était nul. La mise en phase des traces appartenant au même CMP intervient avant la sommation (Fig. II.18).

En effet, la trajectoire des arrivées sismiques sur les traces arrangées en collection CMP est hyperbolique (Fig. II.18a). Ces arrivées sont fonction de l'offset et de la vitesse du milieu traversé. La courbure de l'hyperbole est contrôlée par une vitesse qui lui est propre.

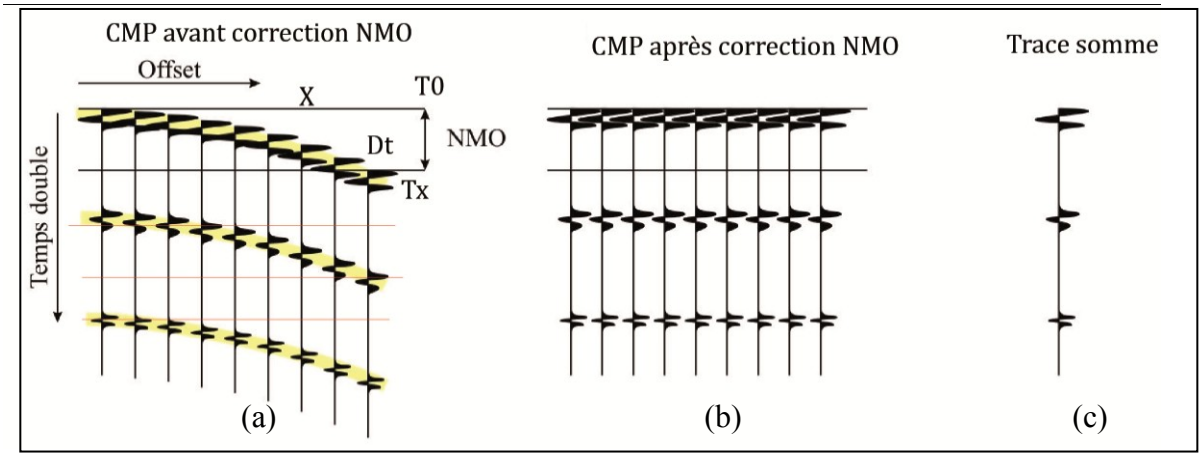


***Figure II.18** : Schéma illustratif du principe des corrections NMO (Mari et al., 2001 modifié).*

La correction NMO pour chaque trace à un temps Tx est donnée par :

$$Dt = T_x - T_0$$

où T_x est le temps double enregistré par la trace se trouvant à l'offset X et T_0 le temps double à offset nul.

Le temps double à l'offset X, dans le cas d'un réflecteur horizontal, est donné par :

$$Tx = \sqrt{\frac{X^2}{{V_{RMS}}^2} + {T_0}^2}$$

La vitesse V_{RMS} représente la vitesse quadratique moyenne. Cette vitesse est en fait très voisine de la vitesse de sommation V_S, qui, dans les enregistrements sismiques arrangés en collection CMP, optimise l'amplitude de la trace somme (Fig.II.19b et c).

Dans le cas d'un réflecteur horizontal :

$$V_{RMS} \approx V_S$$

Dans le cas d'un réflecteur avec un pendage θ :

$$V_{RMS} \approx V_S \cos\theta$$

L'analyse de vitesse a pour principe de rechercher l'équation de l'hyperbole qui approche le mieux l'indicatrice réelle des réflexions.

Pour les données SPIRAL, nous avons réalisé, à l'aide de l'application ChronoVista du logiciel GeoCluster, une analyse de vitesses tous les 200 CMP correspondant à chaque 1250 m sur les profils, avec une interpolation spatiale entre deux lois de vitesses consécutives. L'analyse est effectuée en utilisant conjointement le panneau de semblance, le CMP avant et après correction NMO, les mini-stack et les vitesses d'intervalle pour vérifier la cohérence des

vitesses interprétées. La figure II.19 montre un exemple d'analyse de vitesses sur le CMP 1005 avec l'application ChronoVista de GeoCluster, avant et après atténuation des multiples.

La correction NMO modifie les fréquences et les amplitudes des traces sommées. Cette correction provoque un étirement (stretching) qui réduit les fréquences des événements peu profonds. Cette distorsion est corrigée en appliquant la fonction mute externe. La courbe de mute (Fig. II.19d)) est une courbe temps qui permet de remettre à zéro tous les échantillons situés au-dessus de celle-ci.

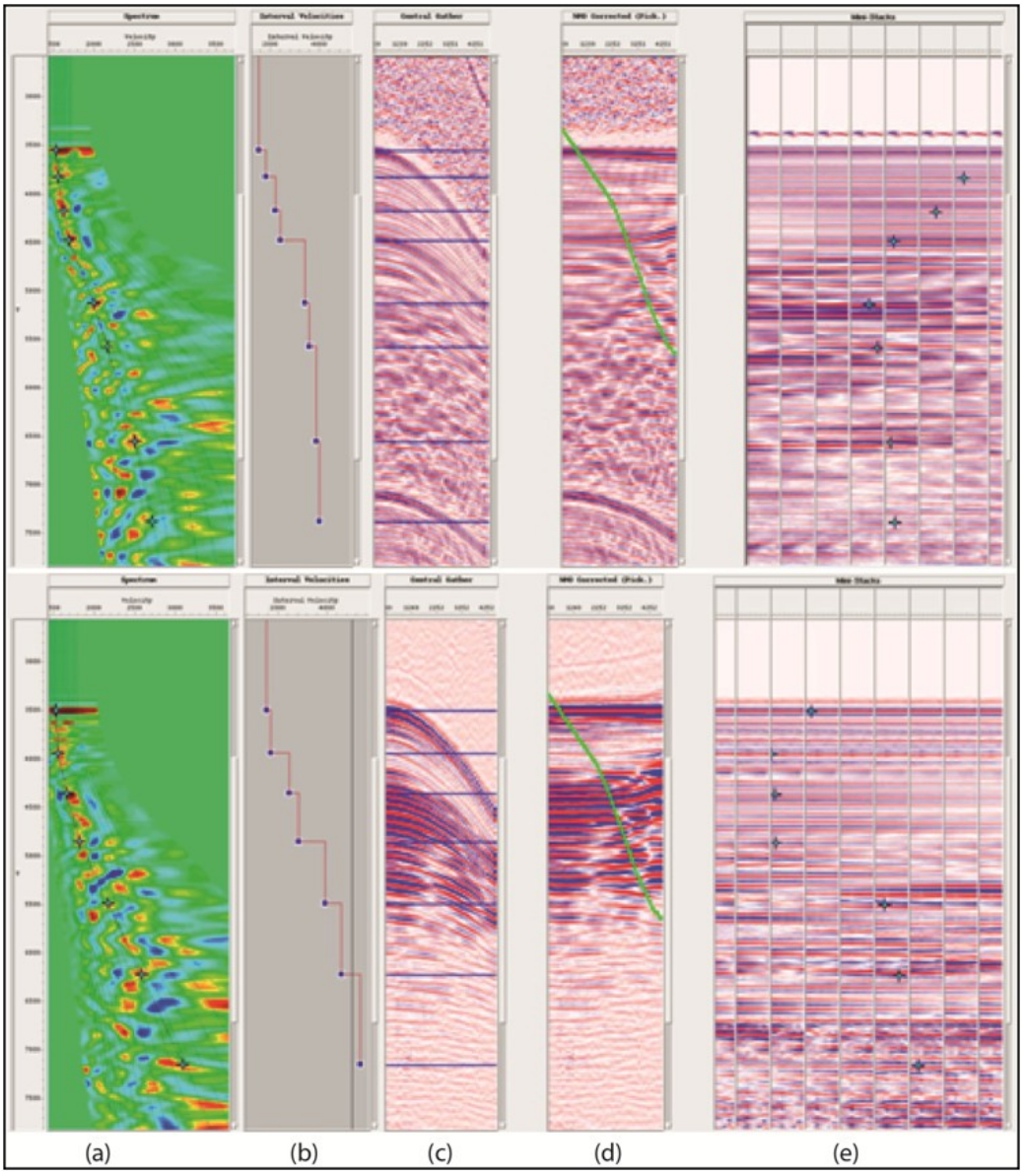


Figure II.19 *: Exemple d'analyse de vitesses sur le CMP 1005 avec l'application ChronoVista de GeoCluster, en haut avant atténuation des multiples, en bas après atténuation des multiples ; (a) panneau de semblance ; (b) loi de vitesses d'intervalles ; (c) CMP 1005 avant NMO, la courbe verte est la loi de mute calculée après le premier passage de l'analyse de vitesses ; (d) même CMP après NMO et avec la loi de mute ; (e) les mini-stacks , les cercles en bleu indiquent les pointés de vitesses*.

II.2.1.3.5 Migration en temps avant sommation

Dans les cas de structures géologiques complexes marquées par des accidents et des pendages, le champ de vitesses de migration après sommation est moins précis. Pour y remédier, la migration avant sommation offre la possibilité de modifier le champ de vitesses des données corrigées de l'effet du pendage et de l'offset (replacées à leurs vraies positions) suivant un schéma itératif (migration-correction du champ de vitesses).

La migration de Kirchhoff est un procédé de sommation qui est effectuée uniquement pour les traces d'entrée qui sont dans un rayon d'ouverture (aperture en anglais) du point de sortie. Le rayon d'ouverture est fonction du temps et du pendage spécifié. Pour chaque trace d'entrée et l'échantillon de sortie, les temps de trajets sont calculés pour déterminer l'échantillon correspondant à la somme. Les filtres anti-repliement qui sont fonction du pendage et de la distance du point milieu sont appliqués aux données lors de la migration.

Dans cette étude, nous avons utilisé le module TIKIM de GeoCluster pour la migration avant sommation de Kirchhoff. L'organigramme de cette étape de traitement est donnée en figure II.20.

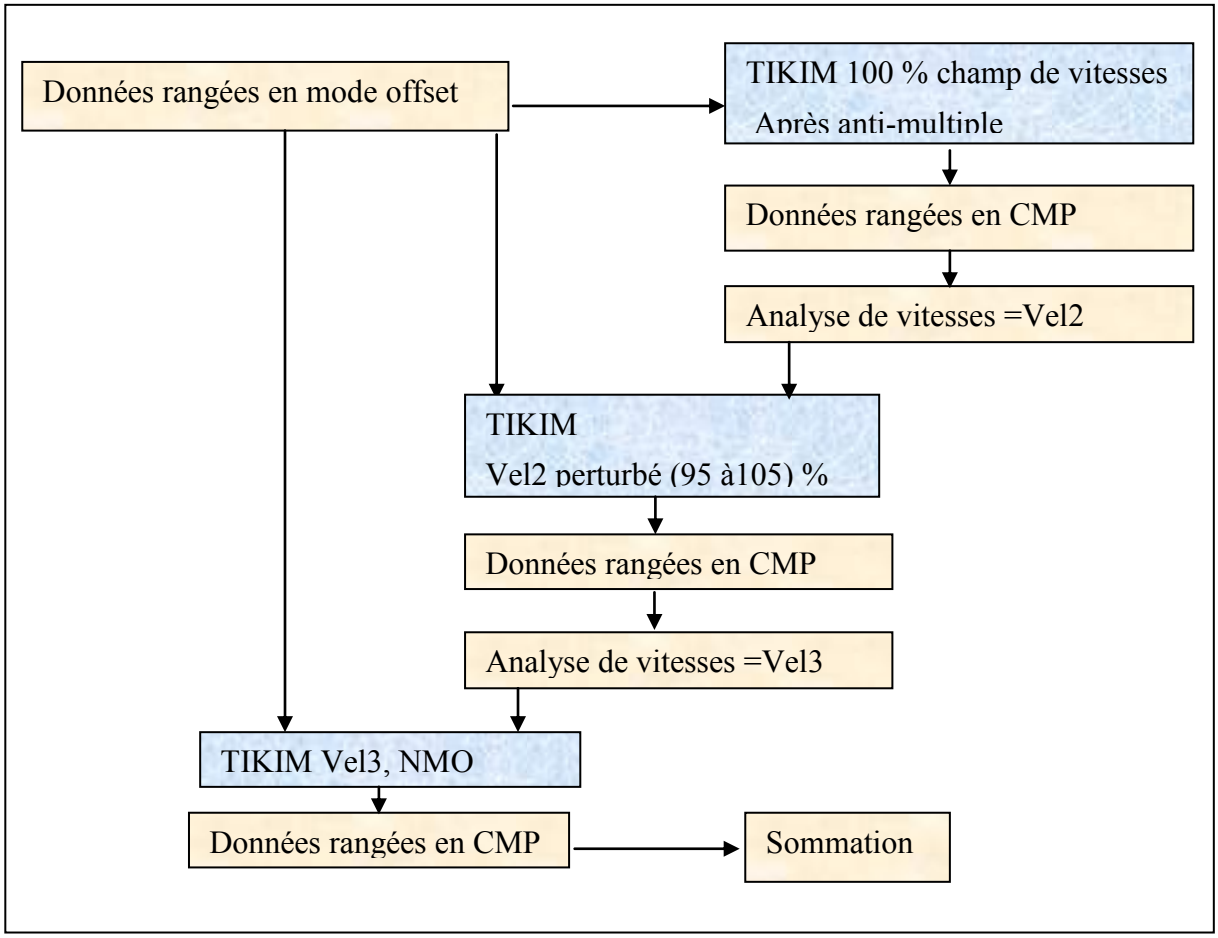


Figure II.20 *: Organigramme des étapes de la migration avant sommation appliquées aux données SMT de SPIRAL.*

Après l'analyse de vitesses effectuée sur les données traitées jusqu'à l'atténuation des multiples et arrangement des traces en collection à offset constant, le module TIKIM a été appliqué comme première phase de migration. En sortie, les données migrées et rangées en collection CMP ont servi à l'analyse de vitesses pour produire un champ de vitesses qui sera injecté dans la deuxième phase de migration. Une troisième analyse de vitesses avec une perturbation de 94% à 106 %, avec un pas de 2%, est effectuée avant la migration finale, en utilisant un rayon d'ouverture de 2.5 km et un pendage limite de 90°, suivie de corrections NMO, d'un mute externe et d'une sommation des données.

La figure II.21 montre l'apport de la migration avant sommation de Kirchhoff (TIKIM) sur la géométrie d'un dôme de sel et la focalisation de l'énergie des diffractions sur une partie de section du profil Spi02.

L'organigramme de migration avant sommation avec le logiciel Geocluster, que j'ai développé et mis au point, a été appliqué sur tous les profils du projet SPIRAL. Cette migration a permis d'une part d'améliorer les images sismiques comparativement aux images obtenues à bord et d'autre part à exploiter le champ de vitesse final comme modèle input dans la migration avant sommation en profondeur qui a été appliquée à certains profils du projet.

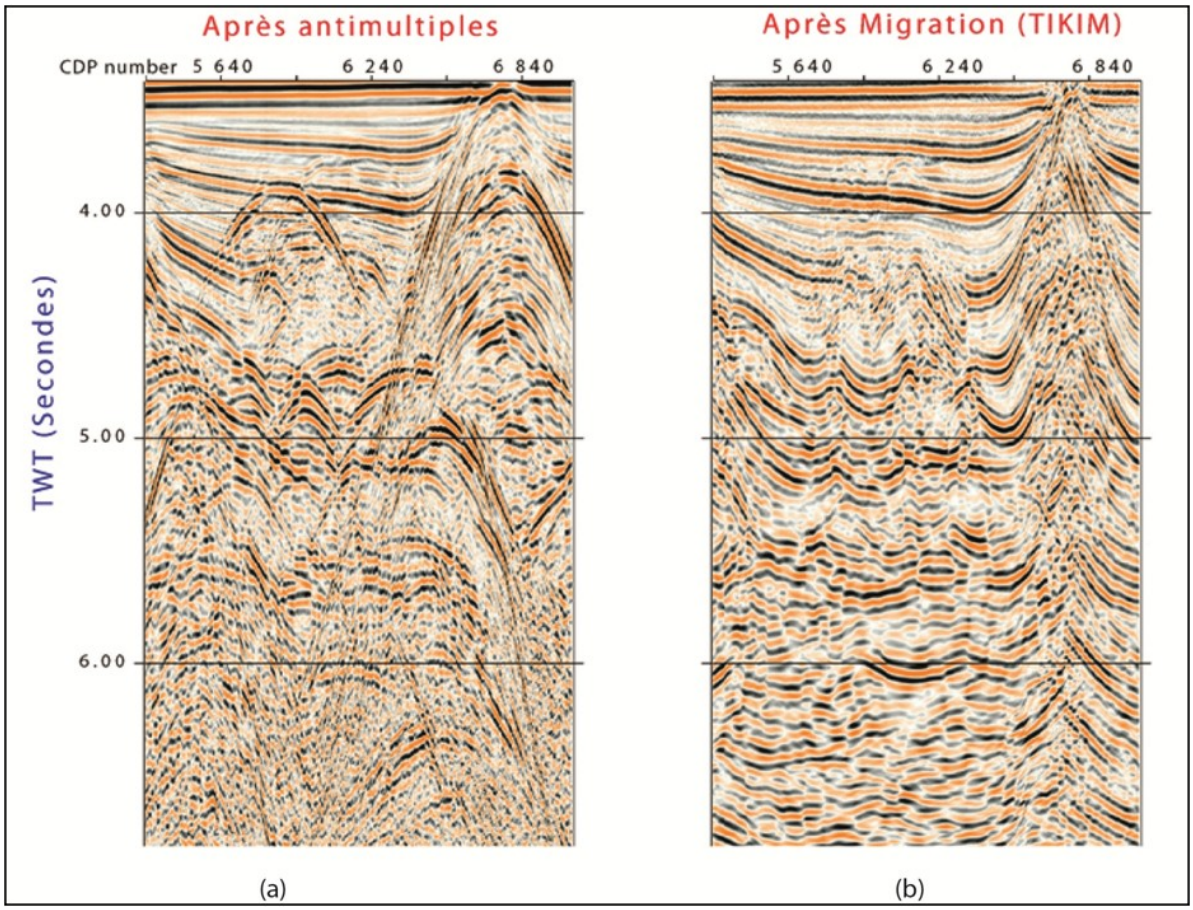


Figure II.21 *: Exemple d'une partie de section du profil Spi02 montrant l'apport de la migration sur la géométrie du dôme de sel et la focalisation de l'énergie des diffractions ; (a) section avant migration ; (b) section après migration avant sommation (TIKIM).*

II.2.2 Traitement des données SGA

II.2.2.1 Conditionnement

Le conditionnement des données consiste à apporter des corrections et, ensuite, convertir les enregistrements sismiques bruts des récepteurs au format standard SEG-Y. Pour les OBS, cette étape, réalisée à bord du navire, comprend :

1. le calcul des positions exactes des instruments sur le fond de l'eau, afin de prendre en compte la dérive lors de leur descente jusqu'au fond marin. Cette opération nécessite le pointé des arrivées des ondes directes qui se sont propagées dans l'eau depuis la source jusqu'à l'OBS. La correction consiste à minimiser l'erreur RMS entre les temps des trajets directs et les temps des trajets calculés en se basant sur la vitesse dans l'eau et les valeurs de la bathymétrie,
2. la correction de la dérive temporelle qui existe entre l'horloge interne de l'OBS et le temps GPS, à partir des comparaisons d'horloge avant la mise à l'eau et à la récupération.
3. le découpage des enregistrements continus en fenêtre de 20 s correspondant à chaque tir. L'ensemble des traces (correspondant aux différents tirs) enregistrées à différents déports de l'instrument, ou offsets, représente la section sismique en récepteur commun (Fig. II.22),
4. l'écriture des données sismiques sous le format SEG-Y, pour chaque composante et pour chaque instrument. Le fichier contient dans l'entête des traces toutes les informations nécessaires pour le traitement.

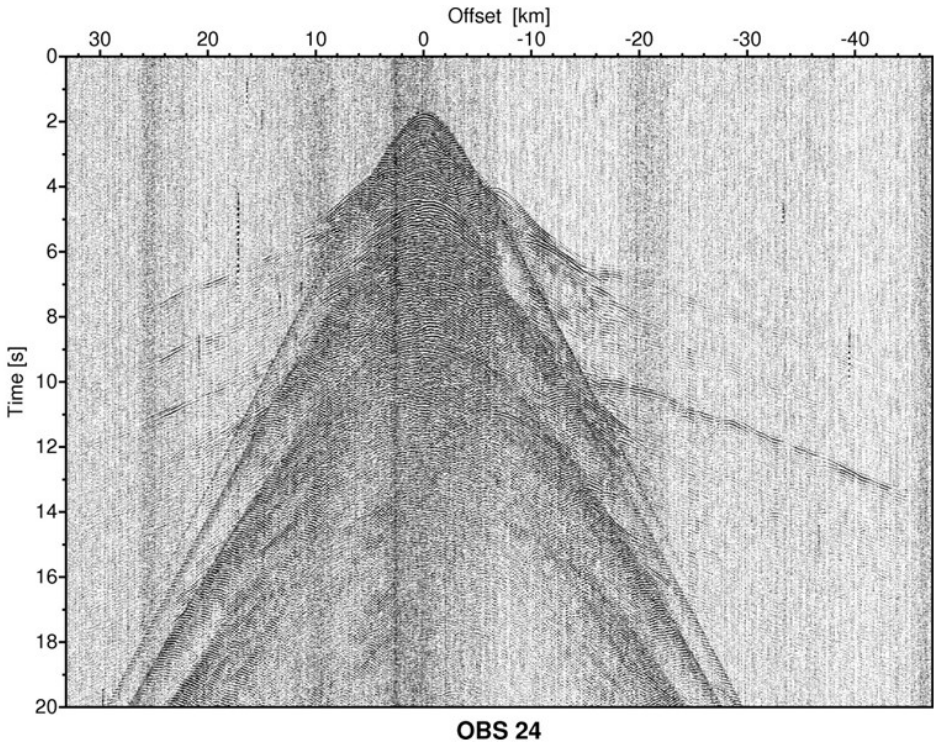


Figure II.22 *: Exemple de section sismique grand angle brute enregistrée sur la composante verticale de l'OBS-24 situé au milieu du profil AB (Fig. II.3).*

Les enregistrements des stations sismologiques du CRAAG, à terre, ont été conditionnés par les chercheurs de l'Ifremer. Des données SEG-Y pour chaque composante et pour chaque station nous ont été fournies pour subir la même séquence de traitement du signal que les enregistrements OBS, avec une différence sur les paramètres du filtrage fréquentiel.

II.2.2.2 Amélioration du signal

Pour améliorer le rapport signal/bruit des données sismiques enregistrées sur les instruments (OBS et stations à terre), pour rendre facile l'exploitation du signal et pour permettre d'identifier les différentes phases (réfléchies, réfractées), notamment sur les grands déports, il est nécessaire d'appliquer une séquence de traitement aux signaux enregistrés. Les étapes de cette séquence consistent en :

la sélection de la fenêtre d'intérêt en temps,

un centrage de la trace sismique autour de la valeur zéro de façon à ce que la moyenne des amplitudes soit nulle,

une déconvolution spectrale minimum phase pour normaliser le spectre d'amplitude, avoir un spectre fréquentiel large et rendre impulsionelle la signature de la source,

un filtrage fréquentiel passe bande « Butterworth bidirectionnel» pour l'élimination des fréquences correspondant aux bruits. Les bornes du filtre sont de [5-15] Hz pour les OBS et [3-16] Hz pour la station à terre,

un AGC (Automatic Gain Control) ou égalisation dynamique pour normaliser les amplitudes suivant une fenêtre en temps glissant de la moitié de sa longueur le long de la trace sismique. Dans ce travail, la longueur de la fenêtre glissante est de 2 s.

Cette séquence de traitement est réalisée à l'aide du logiciel Seismic Unix. Le sens de l'acquisition est inverse à la direction de progression des numéros des récepteurs. Pour chaque récepteur, et par rapport à celui-ci, les offsets sont comptés positifs vers le nord et négatifs vers le sud.

Les temps de trajet sur toutes les sections sismiques grand angle, présentées dans ce travail, sont exprimés en temps réduit. La réduction des temps est effectuée à l'aide d'une vitesse de 7 km/s. La relation qui lie le temps réduit au temps observé est donnée par l'équation suivante :

$$Tr = T - \frac{X}{7}$$

où Tr est le temps réduit (en s), T le temps d'arrivée observé (en s) et X la distance entre le point de tir et l'instrument (en km).

La figure II.23 montre la section sismique grand angle, enregistrée sur la composante verticale de l'OBS-24 situé au milieu du profil AB, avant et après application de la séquence de traitement. Le rapport signal/bruit s'en trouve grandement amélioré et l'apport de la séquence est observable notamment sur les offsets supérieurs à 25 km.

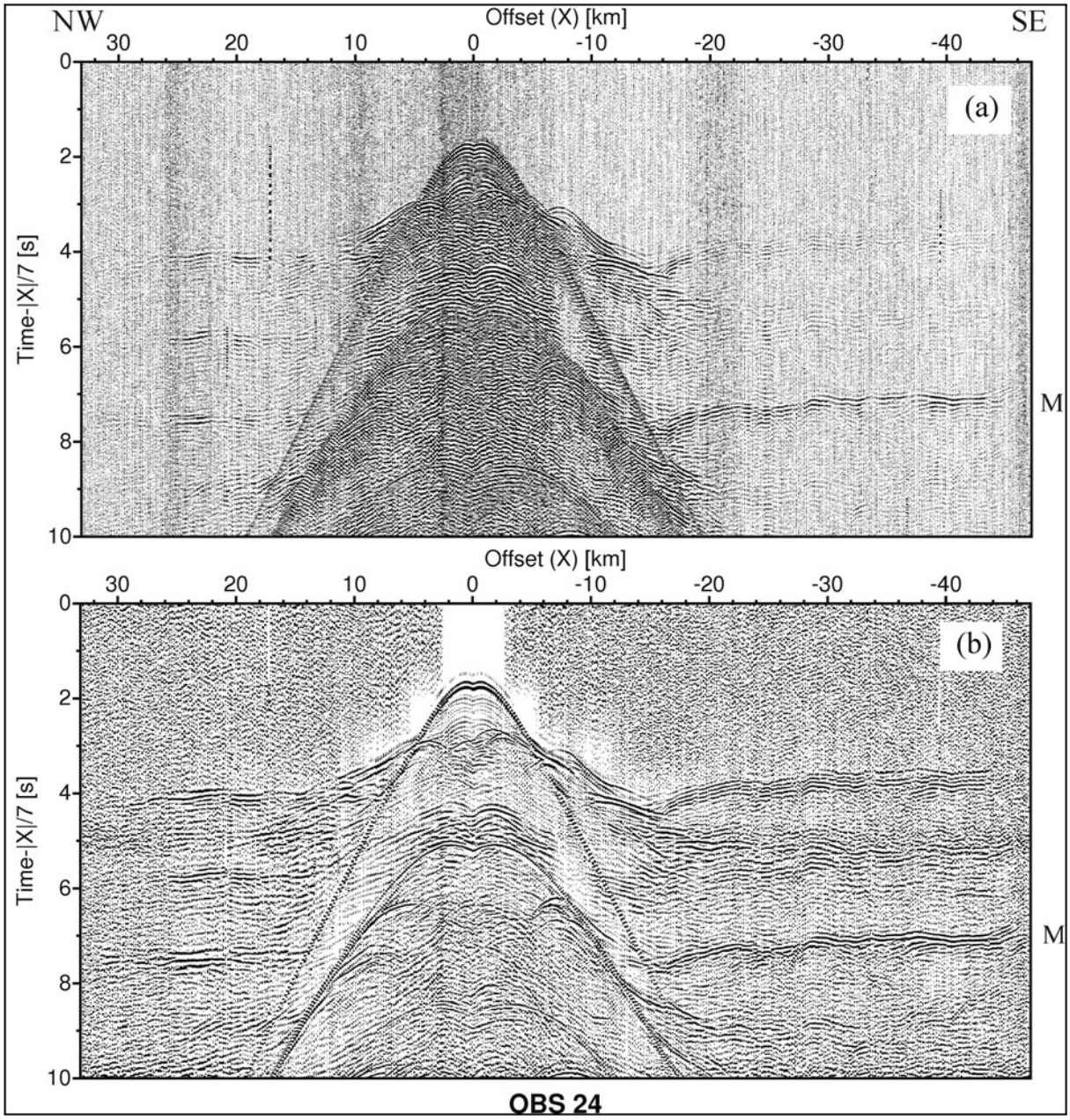


Figure II.23 *: Exemple de section sismique grand angle enregistrée sur la composante verticale de l'OBS-24 situé au milieu du profil AB (Fig. II.3). Les temps d'arrivée des ondes sismiques sont réduits à l'aide d'une vitesse de 7km/s. (a) enregistrement brut ; (b) enregistrement après application de la séquence de traitement. (M) : arrivées multiples.*

Chapitre III. Structure profonde de la croûte par tomographie sismique

Dans ce chapitre, nous présentons la structure profonde du segment occidental de la marge algérienne en utilisant, principalement, le résultat de l'inversion tomographique des données de sismique grand angle présentées et traitées comme détaillé dans le chapitre II.
Nous nous sommes également appuyés sur les résultats du traitement de la sismique multitrace développé dans le Chapitre II et sur les données de sismique réflexion et magnétiques, acquises et traitées par la compagnie nationale des hydrocarbures (Sonatrach). Les données de bathymétrie multifaisceaux, acquises lors de la campagne Maradja en 2003, ont été aussi utilisées au cours de l'interprétation.
Nous commençons ce chapitre par quelques notions sur la tomographie sismique, ensuite nous détaillons la procédure de pointé ainsi que la méthodologie d'inversion des temps de trajets enregistrés sur la OBS. Cette inversion a été effectuée à l'aide du code d'inversion tomographique Tomo2D (Korenaga, 2000). Pour construire le modèle de vitesses sur la longueur totale du profil et contraindre la transition terre/mer, les données de la station à terre ont été intégrées par la suite.
L'approche adoptée dans cette partie de notre travail consiste à exploiter, dans une première étape, les premières arrivées afin de construire un modèle de vitesses en fonction de la profondeur sans distinction du type de l'onde (réfractée ou réfléchie). La deuxième étape consiste à intégrer, dans le calcul tomographique, les phases réfléchies identifiées sur les enregistrements pour contraindre la géométrie et la profondeur du Moho et des autres interfaces dans la croûte.
Les résultats et les conclusions de l'inversion tomographique en incluant la station à terre, ainsi que l'interprétation en combinant avec les autres données géophysiques, sont présentés, commentés et discutés dans l'article (Badji et al., soumis dans GJI) à la fin de ce chapitre.

III.1 Tomographie des temps de trajet : principe et généralités

Une méthode de tomographie permet d'obtenir une distribution, des valeurs d'un ou plusieurs paramètres physiques caractéristiques d'un milieu, ayant pour objectif principal de retirer une information quantitative de ce milieu.
Dans le cadre des méthodes sismiques, la tomographie apporte des informations sur les propriétés physiques d'un milieu (densité du milieu traversé, atténuation anélastique, fracturation, présence de fluides, anisotropie,…) puisque celles-ci influencent les vitesses de propagation des ondes P et S.
Dans le domaine marin, on réalise plus fréquemment des tomographies de vitesse en ondes P vu que la source utilisée ne génère pas d'ondes S et que leur présence dépend par conséquent d'une possible conversion des ondes P en ondes S sur les premières couches du milieu.
En sismique réflexion, l'information recherchée (structure du milieu) est obtenue directement par simple réarrangement des traces (section monotrace), les traitements (filtrage, sommation en couverture multiple, atténuation des multiples, migration etc.…) ne visant qu'à améliorer la qualité de l'image.

En sismique grand-angle, l'agencement des traces en section sismique ne permet pas d'obtenir directement l'information (i.e. vitesse de propagation en fonction de la profondeur). Celle ci se trouve dans la pente des hodochrones (temps d'arrivée d'un front d'onde en fonction de l'offset), elle-même affectée par la topographie des interfaces. Il est donc indispensable de modéliser les caractéristiques de ces hodochrones pour obtenir l'information de la variation latérale et en profondeur des vitesses pour pouvoir ensuite discuter des propriétés physiques du milieu.

III.1.1 Tomographie par inversion des temps de trajet

III.1.1.1 Principe

L'état de l'art des méthodes de tomographie sismique utilisant les temps de trajet pour l'imagerie crustale et lithosphérique, est bien détaillé par Rawlinson et Sambridge (2003).
L'idée de la tomographie des temps de trajet est d'exploiter les variations des temps d'arrivée de l'onde en fonction de la distance source-récepteur (offset) pour obtenir l'information sur les vitesses de propagation des ondes dans le milieu en fonction de la profondeur.
Ainsi en sismique grand-angle, la série des pointés des temps d'arrivée observés sur les sections sismiques constitue l'espace des données et le paramètre vitesse de propagation des ondes dans le milieu est considéré comme l'espace des modèles.

On considère alors les deux espaces vectoriels : l'espace des données et l'espace des modèles et une fonction symbolique $\boldsymbol{g}$ qui lie un modèle $\boldsymbol{m}$ à un jeu de données $\boldsymbol{d}$. $\boldsymbol{g}$ est l'opérateur de modélisation.

$$\boldsymbol{d} = \boldsymbol{g}(\boldsymbol{m})$$

Dans un problème inverse, on cherche à inverser cette relation et à trouver le modèle $\boldsymbol{m}$ correspondant à un jeu de données enregistrées (observées) $\boldsymbol{d}$.

La fiabilité du modèle final est étroitement liée à la minimisation d'une fonction, qui exprime les écarts entre la solution calculée par tomographie et le modèle observé.

Lorsqu'on calcule des données synthétiques $\boldsymbol{dcal}$ correspondant à un modèle $\boldsymbol{m}$ donné, il faut les comparer avec les données observées $\boldsymbol{dobs}$ pour savoir si $\boldsymbol{m}$ constitue un bon candidat. Autrement dit, le but est de minimiser l'écart entre $\boldsymbol{dobs}$ et $\boldsymbol{dcal}$

Pour cela, il faut calculer un résidu $\boldsymbol{dobs} - \boldsymbol{dcal}$ c et se munir d'une norme (très généralement la norme L2) ; on définit par ce moyen cette fonction appelée la fonction coût $\boldsymbol{\sigma}(\boldsymbol{m})$:

$$\boldsymbol{\sigma}(\boldsymbol{m}) = ||\boldsymbol{dobs} - \boldsymbol{dcalc}||$$

On cherche dans l'espace des modèles (i.e., dans tous les modèles possibles) celui qui minimise la fonction coût $\boldsymbol{\sigma}(\boldsymbol{m})$.

On définit la fonction coût comme expliqué précédemment à travers une norme L2.

On cherche le modèle $\boldsymbol{mf}$ (modèle final) pour lequel cette fonction est minimale, i.e., telle que :

$$\frac{\partial \boldsymbol{\sigma}(mf)}{\partial \mathrm{m}} = 0$$

On ajoute dans la définition de la fonction coût $\boldsymbol{\sigma}(\boldsymbol{m})$ une matrice de covariance sur les données, pondérant celles-ci en raison inverse de leur incertitude (données fiables de poids plus fort que les données bruitées).

On ajoute également, dans cette définition, des contraintes de lissage qui « forcent » le modèle à être lisse (i.e. qui empêchent d'introduire des structures de dimensions inférieures au seuil de résolution théorique (défini dans les paramètres d'inversion). (Voir sections III.2.1.2 et III.2.2.5).

$$\sigma(\mathbf{m}) = {}^t\mathbf{t}C_d^{-1}\mathbf{t} + \lambda_h\ {}^t\mathbf{m}C_h^{-1}\mathbf{m} + \lambda_v\ {}^t\mathbf{m}C_v^{-1}\mathbf{m}\ ,$$

Où C*d* est la matrice de covariance, C*v* et C*h* sont les matrices de lissage vertical et horizontal λ_h et λ_v sont des coefficients de lissage.

III.2 L'inversion par le code Tomo2D

Dans ce travail, pour obtenir le modèle de distribution des vitesses en fonction de la profondeur le long du profil SGA de notre secteur d'étude, nous avons utilisé le code d'inversion tomographique Tomo2D (Korenaga et al., 2000).

III.2.1 Présentation du code

L'inversion par le code Tomo2D est une méthode d'inversion conjointe des arrivées réfractées et réfléchies. Elle se base sur la minimisation de la fonction coût par une approche itérative, à partir d'un modèle de départ.

Le modèle (2D) de vitesses est paramétré comme une grille composée de parallélogrammes de tailles variables le long du modèle et en fonction de la profondeur. La taille variable des mailles permet d'avoir une grille fine à proximité du fond marin et une grille large en profondeur où la résolution est intrinsèquement plus faible et les grandes variations structurales moins attendues.

Le modèle de vitesse est rendu continu par une interpolation bilinéaire dans chaque parallélogramme. Par ailleurs les récepteurs sont sur le fond marin et les tirs se situent à n'importe quelle position sur le modèle.

Le réflecteur est représenté par une série de segments linéaires, où l'espacement des nœuds est indépendant de celui utilisé dans la grille de vitesses. Les nœuds possèdent un seul degré de liberté, permettant un mouvement dans le sens vertical. La profondeur du réflecteur est corrigée itérativement sans qu'il y ait un changement dans les nœuds de vitesses adjacents.

III.2.1.1 Le problème direct

A chaque itération d'inversion, il faut calculer les temps des trajets entre sources et récepteurs ainsi que les trajectoires des rais le long desquels l'énergie sismique est propagée. Ce calcul se fait par le tracé de rais qui doit être optimisé pour être appliqué à l'itération d'inversion suivante.

Le calcul des temps de trajets à partir du modèle de vitesse utilise le programme tt_forward, ce calcul est réalisé par le schéma hybride de tracé de rais basé sur la combinaison de la méthode graphique (Nakanishi et Yamaguchi, 1986 ; Moser, 1991) et celle de raffinement de la courbure locale des rais (bending en anglais) (Um et Thurber, 1987 ; Prothero et al., 1988 ; Moser et al., 1992). La première consiste à connecter simplement l'ensemble des nœuds de la grille originale par des segments linéaires et à calculer le temps de trajet de chacun d'entre eux. L'algorithme de Dijkstra (de son inventeur Edsger Dijkstra ,1959) permet ensuite de trouver le trajet le plus rapide entre les deux points de la source et du récepteur parmi l'ensemble des segments existants. L'inconvénient majeur de la méthode est la géométrie angulaire des segments et nœuds qui forment le rais final et tendent systématiquement à surestimer le temps de trajet. La seconde méthode est employée, comme son nom l'indique, pour ajuster la courbure du rai. Ceci est effectue grâce à une fonction d'interpolation utilisant la méthode des splines (Moser et al., 1992).

III.2.1.2 Le problème inverse

Le problème inverse consiste à rechercher le modèle de vitesses $\mathbf{m}$ qui explique au mieux les données observées $\mathbf{d}obs$, via la minimisation de la fonction coût exprimant la différence entre les données observées et celles qui viennent d'être calculées $\mathbf{d}cal$.

Le problème inverse est non linéaire. On le résout donc suivant une approche itérative consistant en une suite de petites perturbations, chacune étant prise en compte dans le calcul des temps de trajet/tracé de rai à l'itération suivante.

Tout ceci est initié d'un modèle de départ $\mathbf{m}_0$ (section II.1.1.4) qui doit assurer la convergence du processus vers le minimum global de la fonction coût.

Les itérations sont arrêtées lorsqu'un critère d'arrêt est satisfait (diminution du résidu moyen sous un seuil fixé, arrêt de la diminution de ceux-ci entre itérations, etc.)

L'inversion conjointe des premières arrivées et des arrivées réfléchies est réalisée par le programme « tt-inverse » du code. Les paramètres les plus importants du programme sont : la longueur du rayon de corrélation en horizontal et en vertical, (corrélation lengths LH et LV), le facteur de pondération du lissage en vitesse et en profondeur (weightning for smoothing WSV et WSD) et les facteur d'amortissement en vitesse et en profondeur (damping MaxDV et MaxDD) (Tableau III.1)

III.2.1.3 Fiabilité du modèle final

Les éléments qui contrôlent la fiabilité du modèle de vitesse après l'inversion sont :

1. les valeurs statistiques : elles sont relatives à l'accord entre valeurs calculées et observées et à l'erreur résiduelle. L'écart entre les valeurs calculées et observées est représenté par la

fonction RMS, mais si on pondère par les incertitudes sur les pointés, elle est représentée par la fonction χ^2

2. Le masque : représenté généralement en gris sur les zones du modèle de vitesse qui ne sont pas couvertes par les rais sismiques. En plus des résultats de la tomographie (distribution des vitesses), il est important de montrer aussi les zones couvertes par le rais pour réaliser une interprétation rigoureuse,

3. le diagramme de distribution des rais dans le modèle de vitesse : il indique les zones où le champ de vitesses est suffisamment échantillonné d'où un degré de confiance élevé,

4. la représentation graphique sur les enregistrements sismiques, des courbes des temps d'arrivées observés et calculés après inversion. Plus l'écart entre les deux est faible plus le modèle de vitesse est fiable,

5. le modèle initial ; en effet si à chaque modèle initial différent, la solution calculée ne converge pas relativement vers le même modèle final, cela signifie que le modèle de vitesses calculé n'est pas suffisamment fiable.

III.2.1.4 Les tests de résolution

Les tests de résolution de type checker-board (test en échiquier) d'un modèle de vitesses est une analyse qualitative du modèle de vitesse. Ces tests consistent en l'inversion d'un jeu de temps d'arrivée synthétique, pour tous les couples source-récepteur, calculé à partir d'un modèle légèrement perturbé par rapport au modèle final, ou modèle final1 (Fig.III.1). La perturbation est définie comme un damier d'anomalies positives et négatives de quelques pourcents, superposé au modèle final1. Un bruit gaussien est ajouté aux données synthétiques en utilisant une déviation standard égale à l'incertitude de chaque pointé (section II.1.1.2). Ce jeu de données est inversé en appliquant les mêmes paramètres utilisés pour l'obtention du modèle final1, et en introduisant comme modèle initial à l'inversion le modèle final1 obtenu avec le jeu de données réelles. La capacité de l'inversion à récupérer les anomalies d'une taille donnée (voir article Badji et al., soumis) est estimée en comparant le jeu des anomalies obtenu après inversion avec celui des perturbations introduites.

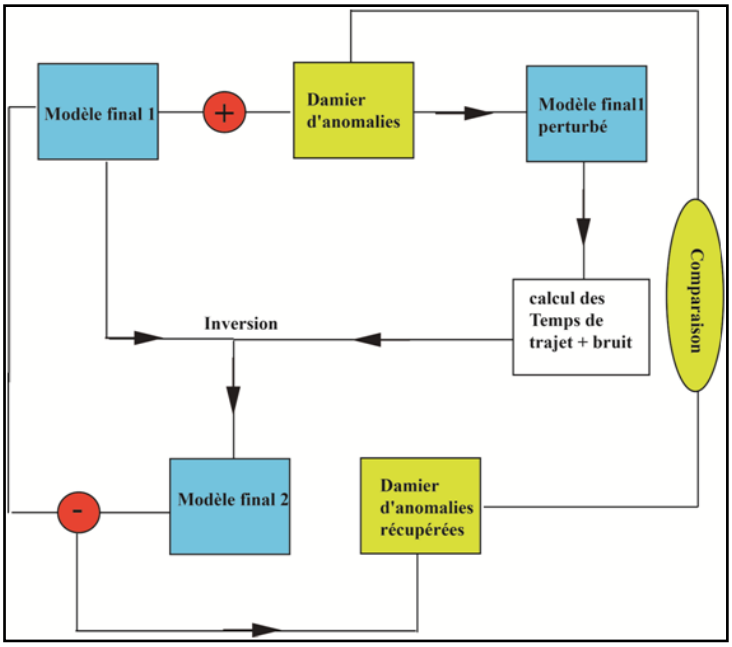


Figure III.1 : *Organigramme illustrant le principe du test de résolution « checker-board test »*

III.2.2 Préparation des données pour l'inversion

Comme toute méthode d'inversion, la technique de tomographie tomo2D nécessite : (1) un ensemble d'observations (pointé des premières arrivées), (2) la géométrie d'acquisition des données et (3) un modèle de départ qui soit le plus représentatif de la réalité.

Pour la géométrie, le premier point de tir sur le profil est considéré comme point d'origine des distances calculées à partir des coordonnées géographiques extraites des fichiers de navigation. Les positions des OBS (et les profondeurs du fond de l'eau) sur le profil sont référenciées par rapport à ce point.

Comme pour toute inversion et modélisation des données sismiques grand angle, les stations sismiques sont considérées comme des sources et les tirs comme des récepteurs.

III.2.2.1 Le pointé des premières arrivées et des arrivées secondaires

Le pointé des premières arrivées a été réalisée manuellement en utilisant le programme interactif Plotsegy. Il est effectué trace par trace. On pointe sur les premières amorces du signal (en Anglais first zéro crossing) annonçant l'arrivée d'un front d'onde.

Pour une lecture et une interprétation plus facile des sections sismiques grand angle, l'échelle des temps est représentée avec une vitesse de réduction Vr de 7 km/s soit $t = \mathrm{t} - \frac{\mathrm{X}}{\mathrm{V}r}$ où x est la distance source-récepteur (offset). Le front d'onde qui se propage, à une vitesse égale à la vitesse de réduction apparait alors sous forme d'une hodochrone horizontale (Fig.III.2), le front d'onde qui se propage à une vitesse inferieure à 7km/s aura une hodochrone ayant un pendage apparent négatif alors que le front d'onde se propageant à des vitesses supérieure à 7 km/s aura une hodochrone à pendage positif (Fig.III.2.d).

L'interprétation des arrivées des ondes a été principalement réalisée sur les sections de la composante verticale (géophone) des OBS. Sur certaines sections qui présentent localement

un rapport signal sur bruit très faible, on a fait appel à la composante hydrophone permettant alors de compléter le pointé.

Une première observation des sections sismiques révèle que l'on n'observe pas d'arrivées pour des offsets supérieures à 30 km dans le domaine océanique et les ondes ne semblent pas s'être propagées à des vitesses supérieures à 7 km/s (voir OBS 35, Fig.III.2c). On n'y échantillonne donc ni le Moho, ni le manteau supérieur.

Des ondes réfléchies sur deux interfaces peuvent se voir sur plusieurs OBS situés sur la marge continentale et sur la station à terre et être pointées sur les sections sismiques (voir Fig.3 article). Le premier front d'onde réfléchi se voit à des offsets de 25 km correspondant à des réflexions sur une interface intracrustale. Des réflexions arrivant à des offsets de 35 km semblent quant à elles, correspondre à des réflexions au Moho.

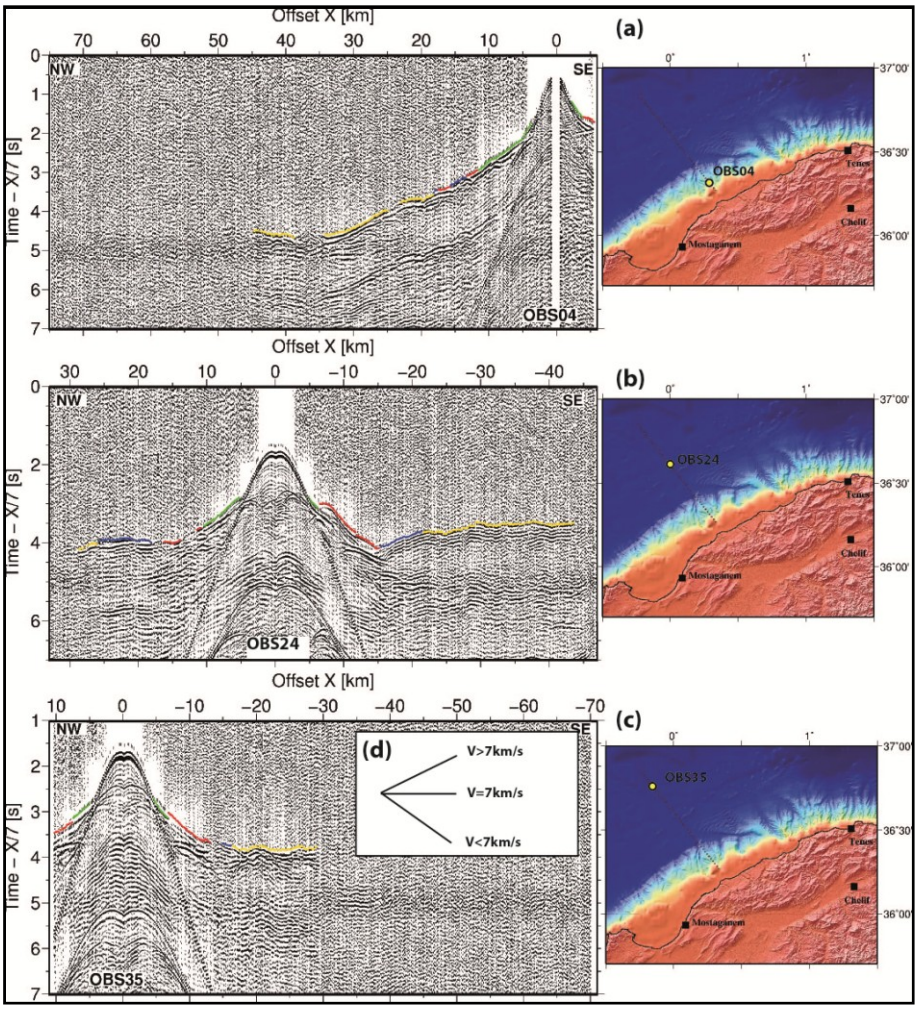


Figure III.2 *: Exemple de sections sismiques grand angle enregistrées sur les composantes verticales des OBS (a) 04 situé sur la pente continentale, (b) 24 situé dans le bassin profond et (c) 35 dans le bassin profond au nord. L'encadré (d) illustre les pentes des hodochrones après réduction des vitesses.*

III.2.2.2 Attribution des incertitudes sur le pointé

Il convient d'attribuer à chaque pointé de temps observé un poids (incertitude), en relation avec la qualité du signal, i.e. au rapport signal sur bruit, ou bien avec la cohérence latérale d'une hodochrone. En général, cette incertitude augmente avec la distance source-récepteur, du fait de l'atténuation du signal. D'autres causes possibles peuvent affecter le signal comme par exemple le mauvais couplage de l'instrument sur la surface du sol ou le fond de mer, ou encore la présence de signaux parasites (par exemple les séismes).

Quatre niveaux d'incertitude (Fig.III.3) en fonction du rapport signal/bruit et la continuité latérale du signal sont définis pour les premières arrivées réfractées, et les valeurs associées à ces niveaux d'incertitudes sont :

niveau1 : 0.016 s, pour les offsets proches (couleur verte)

niveau2 : 0.03 s, pour les offsets moyens (couleur rouge)

niveau3 : 0.06 s, pour les offsets relativement grands (couleur bleue)

niveau4 : 0.095 s, pour les grandes distances (couleur jaune)

Pour les arrivées réfléchies un niveau de 0.03 secondes a été attribué aux observations.

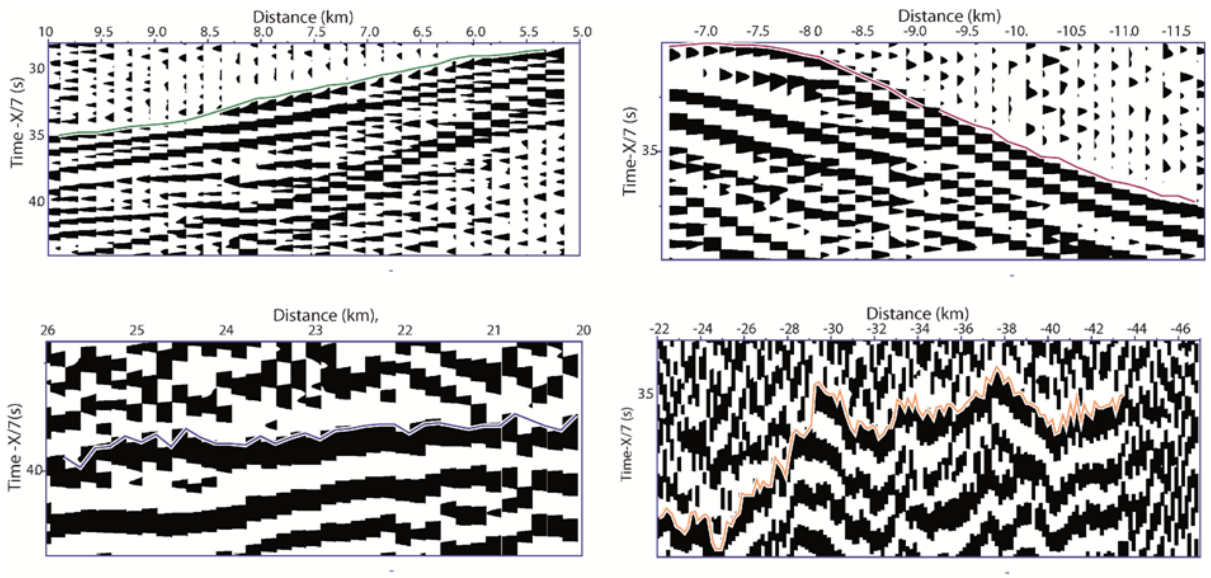


Figure III.3 : *Exemple d''attribution des incertitudes sur l'OBS-24 en fonction du rapport signal/bruit et de la continuité des hodochrones. Les couleurs correspondent à la valeur de l'incertitude (voir texte).*

Sur certains OBS, les enregistrements des arrivées du multiple dans la couche d'eau, sont plus énergétiques, cohérentes et faciles à pointer (Fig. III.4). Dans ce cas, on a procédé au pointé de ces temps d'arrivées, ensuite par soustraction à ces temps de la différence les séparant des arrivées primaires, nous avons projeté ces temps comme s'ils étaient enregistrés en première arrivée. Pour prendre en considération les erreurs éventuelles lors du shift vers le haut, nous avons attribué une valeur d'incertitude plus grande que celles déjà définies. Cette valeur est de l'ordre de 0.012 secondes.

A la fin, les fichiers des pointés ont été formatés pour aboutir au fichier contenant à la fois, la position des OBS (distance et profondeur), les positions des points de tirs, les temps d'arrivée enregistrés (sans réduction de temps) et les valeurs des incertitudes affectées.

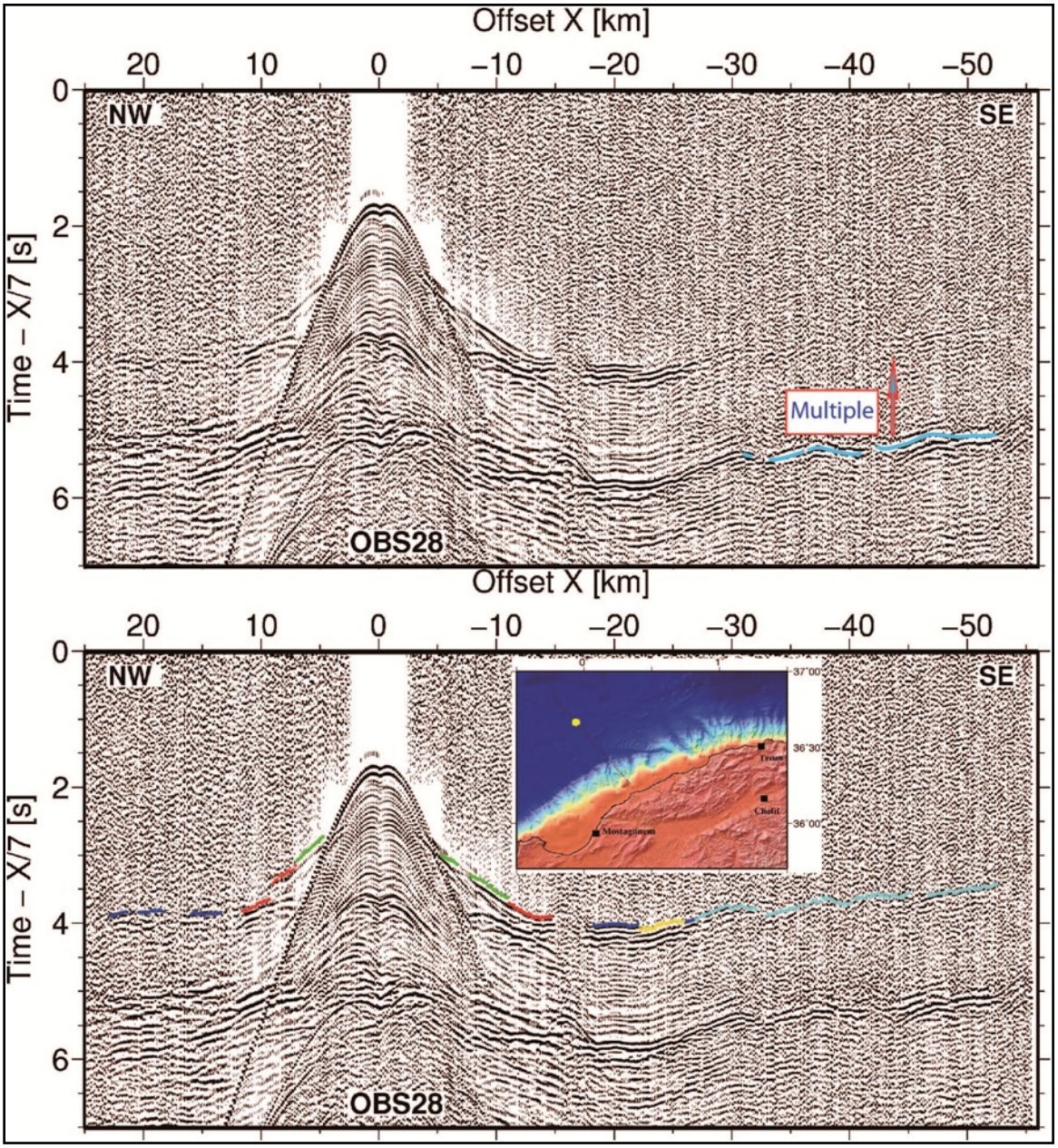


Figure III.4 *: Exemple de pointé des arrivées du multiple sur la section sismique grand angle de l'OBS 28. En haut (courbe en bleu), en bas, résultat de projection par soustraction de la différence des temps (courbe en bleu).*

III.2.2.3 Statistiques des pointés

Un total de 9871 pointés de premières arrivées a été effectué sur l'ensemble des 40 OBS. Le nombre d'arrivées pointées et interprétées comme des réfléchies sur le Moho (PmP) est de

597, tandis que le nombre d'arrivées pointées correspondant à des réfléchies intracrustales est de 462 (Fig. III.5).

D'après l'histogramme de distribution des pointés d'ondes réfractées par OBS (fig.III.5a), on observe que la zone des OBS déployés au nord du profil (OBS29 à 40) représente la zone ayant la contribution la plus faible en terme de pointés.

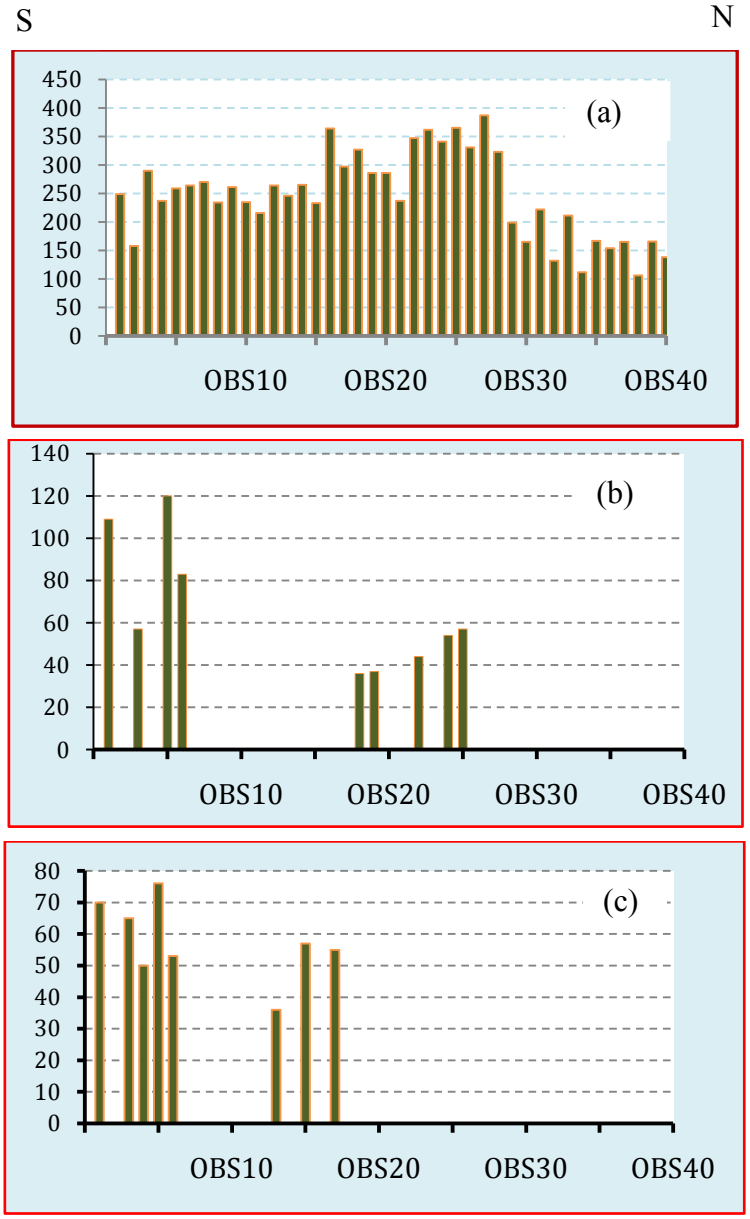
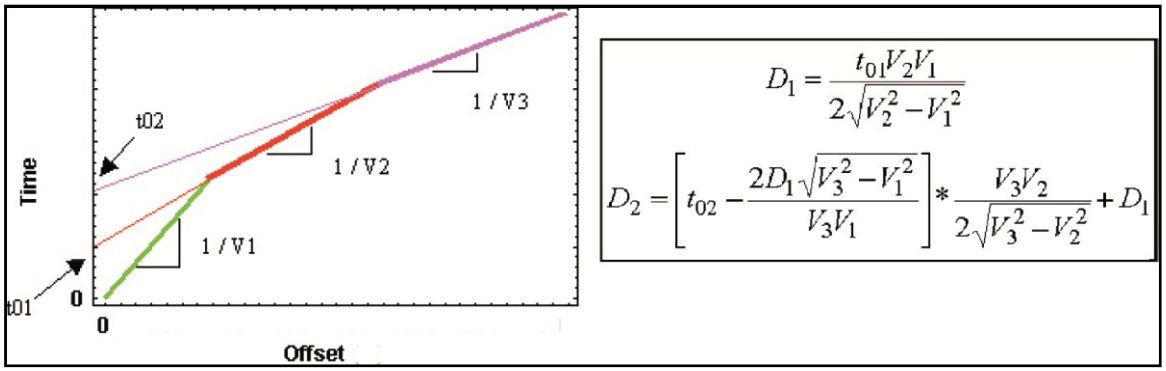


Figure III.5 *: Histogrammes de distribution du nombre de pointé par instrument. En abscisse le numéro de l'OBS, en ordonnée le nombre de pointés effectués pour (a) les premières arrivées « réfractées » (b) les réfléchies sur le Moho (c) les réfléchies intracrustales.*

III.2.2.4 Construction du modèle initial

Pour la construction du modèle initial (2D) nécessaire à l'inversion tomographique, nous avons tout d'abord calculé des modèles de vitesses (1D) respectivement dans les parties océanique et continentale du profil.

Pour les OBS échantillonnant uniquement le domaine océanique puis continentale, nous avons représenté la distribution des temps d'arrivées en fonction de l'offset (hodochrones). La courbe moyenne de la distribution des arrivées permet ensuite de déterminer par la méthode des « interceptes » (dans le cas de couches horizontales homogènes avec une croissance de la vitesse en fonction de la profondeur) les vitesses des couches et les profondeurs des interfaces (Fig. III.6).



$$D_1 = \frac{t_{01} V_2 V_1}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

$$D_2 = \left[t_{02} - \frac{2D_1\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3 V_1} \right] * \frac{V_3 V_2}{2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} + D_1$$

Figure III.6 *: Principe de calcul des vitesses des couches et des profondeurs des interfaces. D1 et D2 sont les profondeurs des interfaces des couches ayant respectivement les vitesses V1 et V2.*

Le modèle de vitesse 2D le long du profil SGA est alors obtenu en extrapolant le modèle de vitesse 1D lissée pour contenir uniquement des gradients de vitesses au lieu de discontinuités de premier ordre (Fig.III.7).

Le modèle initial « océan »

Le modèle (1D) (Fig.III.7a) est déduit à partir des temps des premières arrivés des rais qui se sont propagés uniquement dans la partie du bassin profond et enregistrés par les OBS25 à OBS30. Ce modèle est constitué de 3 couches. La couche d'eau avec une vitesse de 1.5 km/s et une épaisseur de 2.8 km, la couche des sédiments avec une vitesse entre 1.5 km/s et 4.5 km/s jusqu'à une profondeur de 6km, la croute ignée avec une vitesse moyenne allant de 5 km/s à 8 km/s avec la profondeur de la discontinuité du Moho se situant à 12 km (Fig.III.7c).

Le modèle initial « marge »

Le modèle (1D) (Fig.III.7b) est déduit à partir des temps d'arrivées des rais qui se sont propagés uniquement dans la partie de la pente continentale et enregistrés par les OBS01 à OBS06. Ce modèle est constitué aussi de 3 couches. La couche d'eau avec une vitesse de 1.5 km/s et une épaisseur de 2 km, la couche des sédiments avec une vitesse entre 1.5 km/s et 4.5 km/s jusqu'à une profondeur de 5km, la croute ignée avec une vitesse moyenne de 6.5 km/s avec la profondeur de la discontinuité du Moho se situant à 18 km (Fig.III.7d).

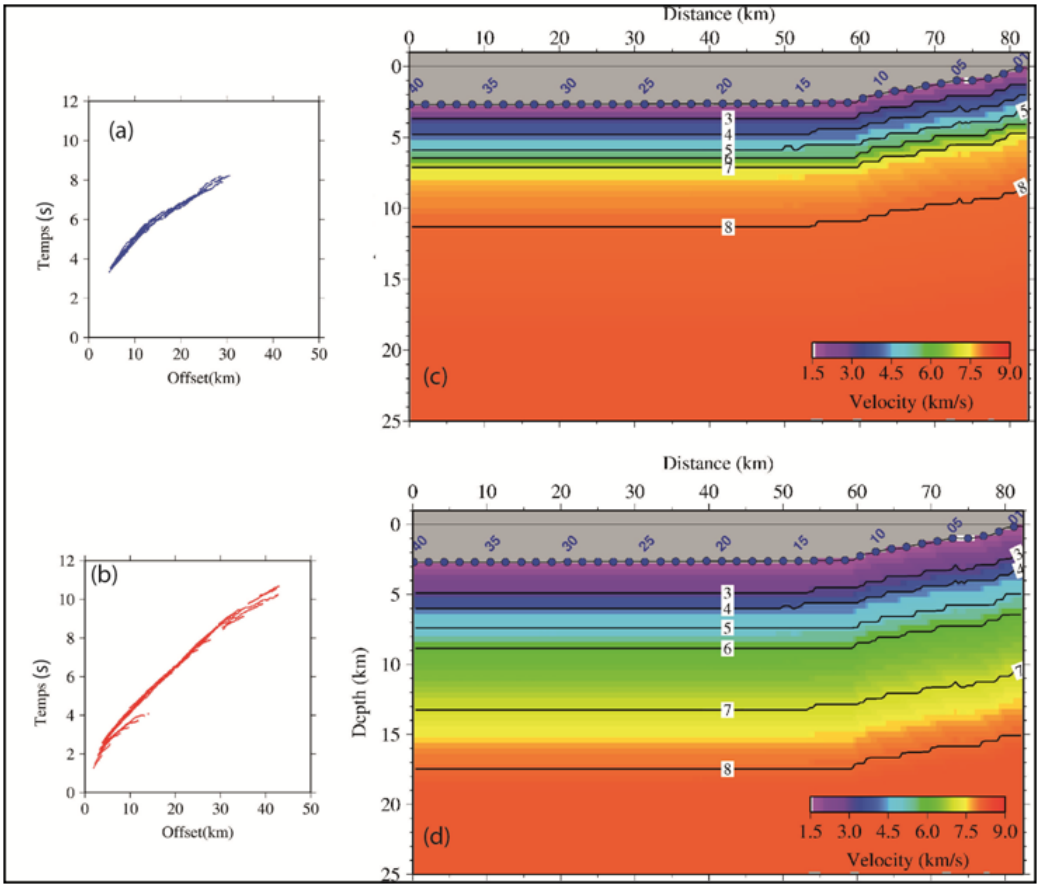


Figure III.7 : *modèles de vitesses de départ (a) et (b) distribution des temps d'arrivée qui ont servis au calcul des lois 1D de vitesses respectivement dans la partie océanique et dans la partie continentale, (c) et (d) distribution 2D de vitesses obtenues par extrapolation des lois de vitesses 1D.*

III.2.2.5 Inversion des temps des premières arrivées

Pour l'inversion à l'aide du code Tomo2D, des temps d'arrivées sismiques enregistrés par les OBS, des tests ont porté sur les paramètres d'inversion, pour chaque type de modèle initial (océan ou marge). Au total, trente neuf combinaisons de paramètres ont été effectuées. Le tableau III.1 est récapitulatif de la plage des différentes valeurs testées.

paramètres	WSV	WSD	Max DV (%)	Max DD (%)	LH TOP (km)	LH BOT (km)	LV TOP (km)	LV BOT (km)	RMS (ms)	χ^2
Valeurs testées	50-100	8-15	5-40	5-15	0.5-3	4-8	0.5 -2	3-6	50 - 90	1.58-4.94

Tableau III.1 *Les différentes valeurs du code Korenaga testées pour l'inversion. WSV et WSD : paramètres de lissage de vitesse et de profondeur, MaxDV et MaxDD: amortissement (damping en anglais) en vitesse et en profondeur, LH et LV: longueur de corrélation horizontale et verticale, TOP et BOT : haut et bas du modèle, RMS et χ^2 : résidus quadratiques entre temps observés et temps calculés.*

L'apport des arrivées du multiple dans la solution tomographique est observable sur la figure III.8b. Les régions du modèle non échantillonnées par les rais (Fig.III.8a, parties grises de 45 km à 70km de distance et de 10 et 15 km de profondeur dans le modèle) ont diminué après intégration des pointés du multiple, témoignant de leur apport au modèle de vitesse. Les zones encore non couvertes du modèle pourront être évitées en augmentant les paramètres de lissage en vitesse et en profondeur (WSD et WSV) mais cela risque de diminuer la résolution.

Pour mieux évaluer la fiabilité de la solution tomographique, un dernier test d'inversion s'est porté sur la dépendance au modèle initial. Une inversion en utilisant les mêmes paramètres a été effectuée en partant du modèle initial « marge » (Fig.III.7c) et du modèle initial « océan » (Fig.III.7d).

La position en profondeur des iso-vitesses dans les deux modèles finaux (Fig.III.8 b et c) apparaissent similaires. Pour mieux comparer ces modèles finaux obtenus à partir des deux types de modèles initiaux, nous avons superposé les courbes d'iso-vitesses des deux modèles (Fig.III.8d). Cette figure montre bien la similitude entre les deux modèles.

Les courbes d'iso-vitesses de 3km/s correspondant à la partie sédimentaire se superposent parfaitement. La courbe 5km/s correspondant probablement au toit du socle, ainsi que les courbes à 6 km/s et 7 km/s présentent des similitudes. Néanmoins il y a lieu de signaler que la plus grande différence est localisée au niveau de la courbe iso-vitesse 4km/s du bassin profond (entre 25 et 40 km de distance dans le modèle). Les différences de profondeurs de cette iso-vitesse dans cette partie du modèle est de l'ordre de 1km et elles sont observées dans les zones de contrastes de vitesses importants, correspondant aux endroits caractérisés par une intense activité salifère.

La superposition des courbes de vitesses dans le modèle, montre que la solution d'inversion tomographique est stable et peu dépendante du modèle de départ. L'inversion avec le modèle initial type « océan » a montré une RMS de 73 ms, tandis que celle en partant avec le modèle « marge » est de 72 ms (tableauIII.1) et le choix du modèle initial dans ce cas s'est porté sur le modele de départ de type « marge »

Après obtention du modèle de vitesse avec les données enregistrées par les OBS (Fig.III.8c), nous avons ajouté les temps de trajet enregistrés par la station à terre au fichier de données des temps d'arrivée que nous avons inversé avec les mêmes parametres retenu et illustrés sur le tableau III.1.

Le modèle final avec le jeu de données complet (Fig.III.8.e) a une RMS de 62 ms (Tableau III.2).

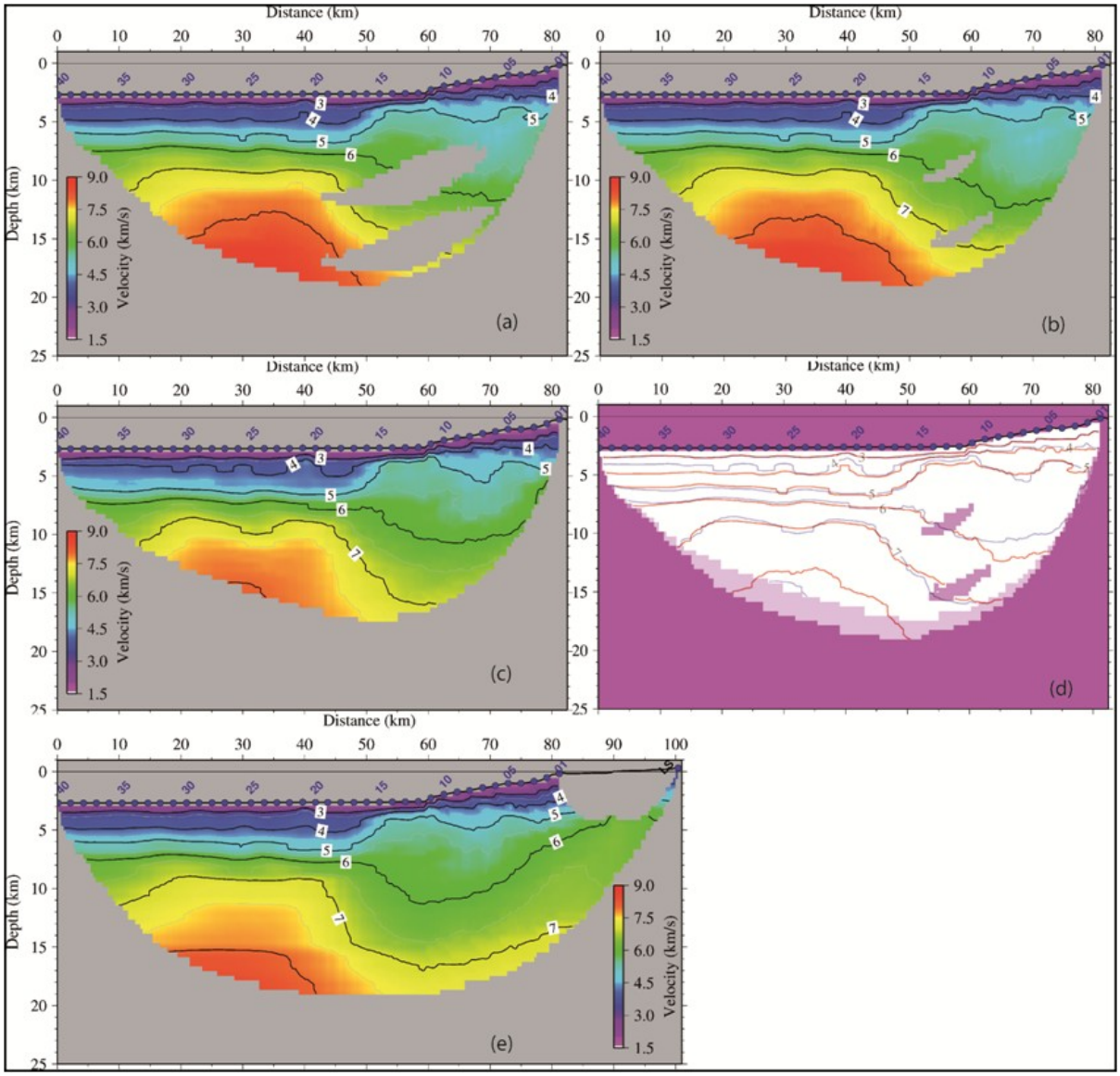


Figure III.8 *: Apport des multiples et de la station à terre et test de la dépendance de l'inversion au modèle initial. Résultat de l'inversion (a) avec un modèle de départ de type « ocean », sans l'intégration du multiple. (b) avec un modèle de départ de type « ocean » avec intégration du multiple. (c)avec intégration du multiple et avec modèle de départ de type « marge ». (d) Superposition des courbes iso-vitesses des modèles finaux de type « océan » en couleur rouge et de type « marge » en couleur bleue. (e) Résultat de l'inversion avec modèle de départ de type « marge » et après intégration des pointés de la station à terre.*

III.2.2.6 Inversion des ondes réfléchies

Des ondes réfléchies profondes sont observées sur certains OBS et sur la station à terre (Fig. III.9 et Fig. III.3). Ces ondes réfléchies semblent provenir d'un réflecteur intracrustal et du Moho. Néanmoins, ces réfléchies se voient sur un nombre très limité d'OBS (8 OBS pour les réfléchies intracrustales et 9 OBS et la station à terre pour les réfléchies du Moho, voir Fig.III. 5b et c). Le plus souvent ces réfléchies sont observées sur une très courte distance. Cette

situation a impliqué le problème du manque de croisement suffisant de rais (Fig. III.10) et par conséquent de la résolution que nous pouvons obtenir sur la position des interfaces.

Bien que nous ayons conscience que nous ne pourrons pas déterminer avec précision la position de ces réflecteurs, nous avons décidé d'essayer de les modéliser pour donner une idée au premier ordre de leur position.

Pour les modéliser, nous avons donc utilisé le code Tomo2D qui permet la modélisation simultanée des premières arrivées et des ondes réfléchies. Nous avons effectué une modélisation en deux étapes en considérant d'abord le réflecteur intracrustal, puis le Moho.

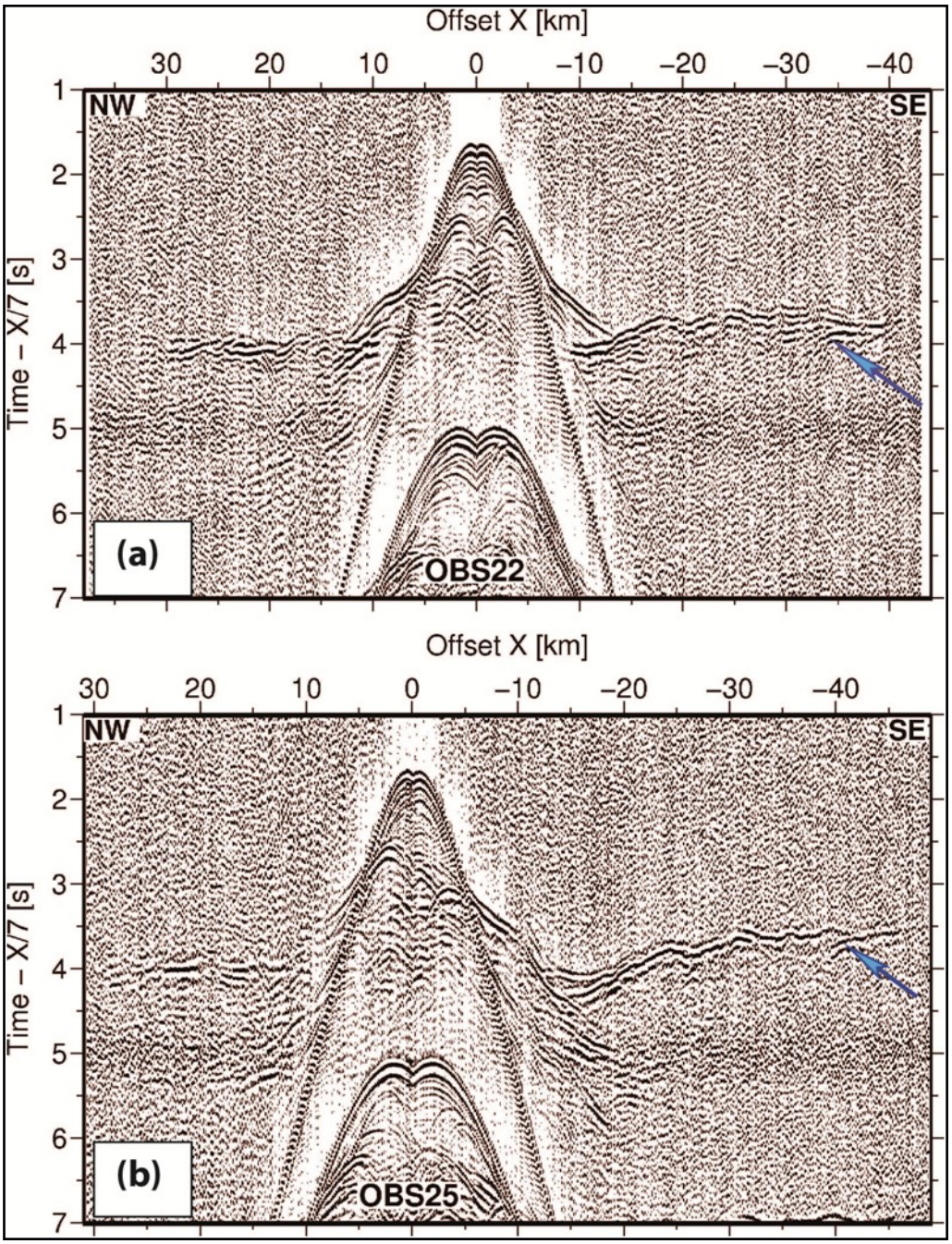


Figure III.9 *: Exemples de sections sismiques grand angle (composantes hydrophones) (a) OBS-22 (b) OBS-25, montrant les ondes réfléchies au Moho (flèches bleues).*

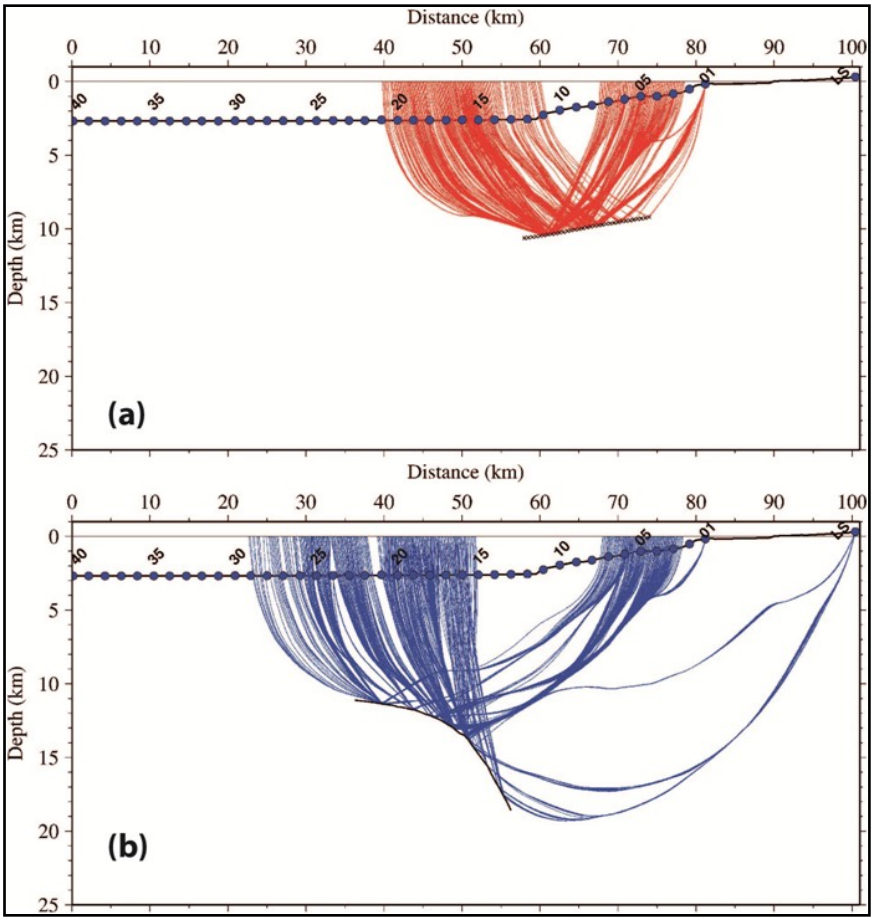


Figure III.10 *: Tracés de rais des ondes réfléchies, (a) du réflecteur intracrustal et (b) du Moho. Le tracé est calculé en utilisant le modèle de vitesse (Fig.III.8.e). Notez la faible densité de croisements de rais qui échantillonnent le Moho, d'où la difficulté de préciser la profondeur exacte du Moho.*

Model parameters							
Nb of Seismometers	Seismometers spacing (km)		Model dimensions (km)		Nb of Picks		
	OBS 40 to 01	01 to LS	Distance	Depth	Pg	PmP	PiP
41	≈ 2	≈ 21	100.4	40	10178	680	462

Inversion parameters									
Nb of iterations	Smoothing				Damping		Correlation length (km)		RMS (ms)	χ^2
	Depth %		velocity %		depth %	velocity %	Horizontal	vertical		
	min	max	min	max			top/ bottom	top bottom	62	2.36
10	10	10	2	8	10	50	1,5 8	1 6		

Tableau III.2 *: Les différents paramètres du modèle et les valeurs du code Tomo2D retenues pour l'inversion. RMS et χ^2 : résidus quadratiques entre temps observés et temps calculés.*

III.3 La marge ouest algérienne : une marge décrochante témoin de la propagation de la limite de la subduction (STEP)

Les résultats de la structure profonde de la marge sont présentés et discutés dans cette section de chapitre sous forme d'un article intitulé ″Geophysical evidence for a strike slip margin offshore Western Algeria: A witness of a Subduction-Transform Edge Propagator ? ″ soumis dans la revue *″Geophysical Journal international ″ et* rédigé de ce fait en anglais.

Ce travail s'appuie principalement sur l'inversion des temps de première arrivée des ondes réfractées et de la réflexion grand-angle à la base de la croûte le long du profil de sismique grand-angle. L'analyse se fonde aussi sur l'interprétation des profils de sismique réflexion SPI02 et SPI04. Cette étude aussi bénéficie de l'autorisation d'utiliser une partie de la base de données de Sonatrach. Nous avons, en effet, utilisé un profil de sismique pétrolière (L1) parallèle à la marge et qui recoupe le profil SPI02 (Fig. III.10) et la carte des anomalies du champ magnétique couvrant la partie offshore du secteur d'étude. Ces données complémentaires ont permis de conforter l'interprétation des réflecteurs profonds observés en sismique multitrace et des anomalies de vitesses observées sur les données grand angle de SPIRAL.

La version révisée de cet article est présentée en annexe1 de ce manuscrit.

Geophysical evidence for a strike slip margin offshore Western Algeria: A witness of a Subduction-Transform Edge Propagator?

Rabia Badji[1, 2, 3], Philippe Charvis[2], Rabah Bracene[1], Audrey Galve[2], Madjid Badsi[1], Alessandra Ribodetti[2], Zahia Benaissa[3], Frauke Klingelhoefer[4], Mourad Medaouri[1], Marie-Odile Beslier[2]

1. Sonatrach, division exploration, Bt C, Avenue du 1er Novembre- B.P 68M, Boumerdes,, Algeria.
2. Université Nice Sophia Antipolis, IRD, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Géoazur, 250 rue Albert Einstein, 06560, Sophia Antipolis, France.
3. Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene, USTHB, FSTGAT, el-alia Algiers, Algeria.
4. Ifremer, Department of marine Geosciences, ZI de la Pointe de Diable, CS10070, Plouzané, France, France.

III.3.1 Abstract

The origin of the westernmost Algerian margin and basin is debated. Thanks to an unprecedented seismic data set acquired in the frame of the Algerian-French SPIRAL Program, a tomographic inversion of first arrival travel-times along a 100-km long wide-angle seismic profile shot over 40 Ocean Bottom Seismometers offshore Mostaganem (Northwestern Algeria) was performed. The resulting velocity model and the coincident multichannel seismic reflection profile show a thin, 3-4 km thick, oceanic crust consistent with an emplacement in a cold environment, at a strike-slip boundary. The ocean-continent transition is very narrow, associated with a very steep Moho. The continental slope is also very steep (25%) and bounded by pull-apart basins developed on the OCT and a negative flower-structure on the continental side. These features support the proposition that this part of the margin from Oran to Tenes, trending N65-N70°E, is a fossil STEP fault, vestige of the propagation of the edge of the Gibraltar subduction zone. There is little to no evidence of an extensional phase predating the westward migration of the Alborán block but sparse evidence for recent compression consistent with the seismicity observed onshore. The AlKaPeCa blocks, which correspond to the internal zones of the Maghrebides orogenic belt and which crops out in Tenes, likely extend to at least the longitude of Mostaganen, 150 km westward. They are located beneath the continental slope and appear as a narrow band possibly extending along strike inside the strike-slip fault system.

III.3.2 Introduction

The Algerian margin is part of the western Tethyan Domain. Beginning in the Late Oligocene, the closure of the Tethyan Ocean along a snorth to northwest dipping subduction zone produced the coeval opening of back-arc oceanic basins (e.g. present-day oceanic basins of the western Mediterranean domain). The continental forearc of this subduction, of European origin, drifted southeastward and collided with the North African margin (*Réhault et al., 1984; Lonergan and White, 1997; Jolivet and Faccenna, 2000; Frizon de Lamotte et al., 2000*), creating an almost continuous orogenic belt (named the Maghrebides in Northern Africa) spanning from Gibraltar to Calabria. To the west, the Alborán fore-arc was migrating westward, from middle to late Miocene with the concomitant opening of the Algerian-Balearic basin (*Acosta et al.*, 2001; *Mauffret et al.*, 2004) as the back-arc basin of the Gibraltar subduction zone (e.g., *Rosenbaum et al.*, 2002; *Camerlenghi et al.*, 2009)**.**

Although this general scheme is widely accepted, many questions remain unanswered regarding the kinematic evolution of the area, the deep geological structure of the Algerian margin and its present-day deformation. The paleoreconstruction of the Alborán block is controversial and it implies conflicting types of margins (extensional or strike-slip margins) and timing of seafloor emplacement (e.g., *Bouillin*, 1986; *Frizon de Lamotte et al.*, 2000; *Rosenbaum et al.*, 2002; *Mauffret et al.*, 2004; *Domzig et al.*, 2006; *Schettino and Turco*, 2006). This ongoing debate about the geological history of the Algerian margin is largely due to the lack of integrated deep geophysical data.

Our study area is located along the Western Algerian margin, at the transition between the transform margin of the Alborán Sea and the passive margin of the Algerian basin eastward (Fig. III.11). From the deep structure of this segment of the margin, we seek new evidence on the origin and structure of the margin and the adjacent oceanic crust, and on the amount of westward migration of the Alborán block. One important issue concerns the western extent of the internal zones of the Maghrebides, also called AlKaPeCa blocks for Alborán, Kabylia, Peloritan, Calabria (*Bouillin*, 1986) (Fig. III.11). They formerly belonged to the South European paleo-margin (30 Ma), before they migrated southward, in response to the rollback of the subduction of the Tethyan Ocean, and then accreted to the African Tellian Margin from 18 to 15 Ma (*Vila*, 1980; *Bouillin*, 1986; *Frizon de Lamotte et al.*, 2000). These AlKaPeCa blocks (also called the internal zones), well documented onshore in the Lesser and Great Kabylia, the Algiers Massif, and the Chenoua Mounts, extend westward to the longitude of Tenes (Fig. III.11). These allochtonous terranes disappear onshore west of Tenes, and appear again in the Moroccan Rif belt (*Durand-Delga & Fontboté*, 1980; *Wildi*, 1983). Their possible prolongation offshore the Mostaganem zone and the connection with the Moroccan Rif chain are discussed in this paper.

Whereas most of the Algerian margin undergoes present-day NW-SE compression (*Stich et al.*, 2003), there is no clear offshore evidence for active deformation along the westernmost part of the Algerian margin (e.g., *Domzig et al.*, 2006). Onshore, earthquake focal mechanisms support a NW–SE compressional stress in the Oran–Mascara–El Asnam (named Chelif since the M 7.2 El Asnam earthquake in 1980) area (*Meghraoui et al.*, 1986, 1996; *Yielding et al.*, 1989). In this geodynamic framework, the Mostaganem area represents a key zone, which can potentially provide insights into the structure and evolution of the Western Algerian margin from Miocene to present.

The study area was surveyed during the MARADJA cruise in 2003 (*Domzig et al.*, 2006) using shallow seismic imaging and swath bathymetry, and also by several industrial seismic reflection surveys, as well as a magnetic survey at sea conducted by the Algerian Oil Company Sonatrach in 2002. Recently, as part of an Algerian-French cooperative program, the SPIRAL cruise was conducted on board the R/V Atalante (Ifremer) in September-October 2009. For the first time, wide angle seismic reflection, refraction data (WAS) and deep multichannel seismic reflection data (MCS) were acquired in order to image the deep structure of the Algerian margin. The main aims of the cruise were to constrain the deep crustal structure of the complete margin in order to better constrain the opening of the Algerian basin, to (observe/identify possible indicators of recent reactivation of the margin, to characterize the nature of the crust and to assess the petroleum potential of the neighboring sedimentary basins.

In this paper, we present a joint interpretation of a 2D refraction, wide-angle reflection travel-time tomography along a profile shot offshore Mostaganem, together with regional SPIRAL and industrial MCS sections. Available magnetic and bathymetric data are also used in order to propose a new interpretation of the Mostaganem margin segment.

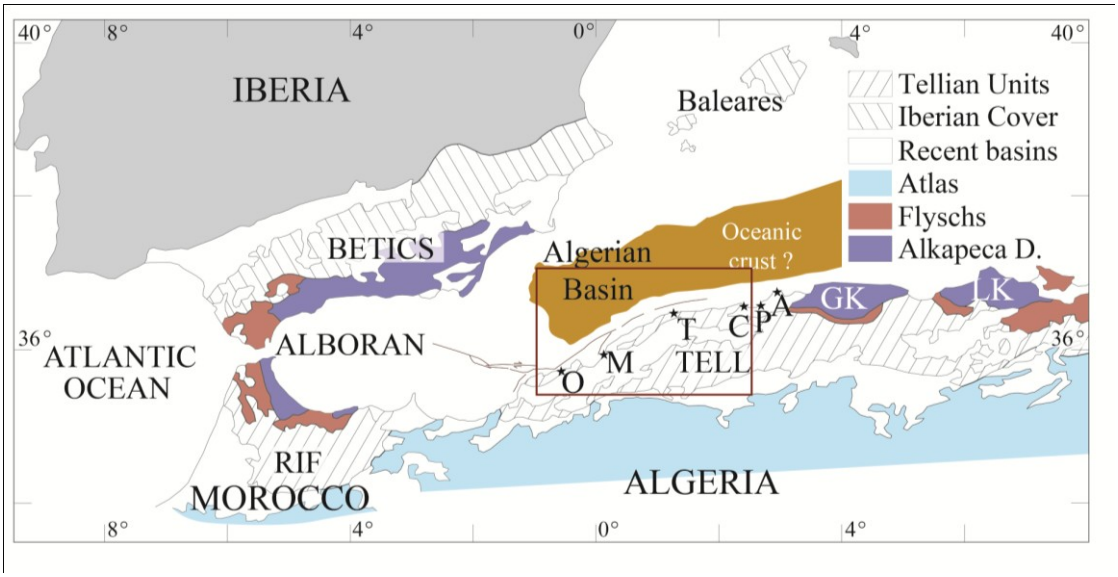


Figure III.11*: Tectonic sketch of the western Mediterranean Sea (after Comas et al. 1999) showing Neogene extensional basins and major tectonic units. O: Oran, M= Mostaganen, T= Tenes, C= Chenoua, P= Tipaza, A= Algiers, GK= Great Kabylia, LK= Lesser Kabylia. AlKaPeCa D= internal zones domain. The red rectangle delimits the study area located in northwestern Algeria.*

III.3.3 Geological framework

The southern Mediterranean sea corresponding to northern Algeria is bounded by an Alpine orogenic belt resulting from the collision of the AlKaPeCa continental fragments with the North African margin (*Durand-Delga & Fontboté*, 1980; *Bouillin*, 1986; *Lamotte et al.*, 2000; *Bracene and Frizon de Lamotte*, 2002). In Algeria and Morocco, the Maghrebian belt is composed of several structural domains overthrusting each other from north to south (Fig. III.11) (e.g., *Réhault et al.*, 1984; *Lonergan and White*, 1997; *Frizon de Lamotte et al.*, 2000):

- The internal zones (i.e. AlKaPeCa) consist of a metamorphic crystalline basement made of peridotites, granulites, gneiss, marble, pegmatite, granitoid facies and mineralization. This crystalline basement is covered by sedimentary sequences from Paleozoic (Cambrian) to Cenozoic also called the Kabylian Ridge.
- The flyschs units correspond to upper Jurassic, Cretaceous and Tertiary sediments deposited south of the AlKaPeCa domain, in the Tethyan ocean. They consist of turbiditic sedimentary sequences (sands and shales).
- The external domain (Tellian units) is the North African margin composed of Jurassic carbonates, Cretaceous and Tertiary silicoclastic and calcareous deposits.
- The Atlasic domain consists of Jurassic carbonates overlain by Cretaceous to Tertiary shales, sands, and carbonates.

In Algeria the general direction of nappe transport is toward the SSE (e.g., *Jolivet and Faccenna*, 2000)**.** These major units are not continuous through northern Algeria, all the units outcrop onshore in the central part of the margin, in the Kabylia region, including the inner domain overthrusting the flyschs units which overlap the Tellian Domain (*Bracene and Frizon de Lamotte*, 2002).

The margin structural direction changes from N65-N70°E west of Tenes to N85°E east of Tenes. Onshore, the Mostaganem area from Tenes to Arzew (Fig.III.12) is considered as part of the external zones (i.e. the Tellian domain, Fig. III.11). The outcrops consist of Miocene and Quaternary sediments, composed of marls, limestone, sandstones and gypsum (*Perrodon*, 1957; *Polvêche*, 1960; *Thomas*, 1985) which are well known in the Chelif Basin (south of Mostaganem, Fig. III.12) where they are intersected by wells (Sonatrach, unpublished data). In this basin, folds are oriented NE-SW and major reverse accidents are mainly NW-SE and NE-SW oriented (*Thomas*, 1985; *Meghraoui et al.*, 1996). A small outcrop of flyschs is

described by several authors (*Glangeaud*, 1932; *Delteil*, 1974; *Wildi*, 1983) northeast of Mostaganem, in the Dahra mounts (Fig. III.12) (*Glangeaud*, 1932; *Delteil*, 1974; *Wildi*, 1983). Owing to the lack of subsurface data, the nature of the basement beneath the Miocene deposits is still unknown in the Mostaganem area and is discussed here.

Offshore, *Domzig et al.* (2006) assume the boundary between internal and external zones trends EW and consequently the internal zone disappears also west of Tenes and the basement of the margin consists only of Tellian units. To the north, the upper part of the Miocene sedimentary series is encountered in the Arzew-1 well, drilled in the 1970s on the shallow shelf north of Arzew (*Medaouri et al.*, 2012) (Fig. III.12).

The opening of the Algerian basin, between the Balearic Islands and the Algerian margin, as the western prolongation of the Provence basin, is still a matter of debate. The NW-SE opening of the Provence Basin started 23 Ma ago as a back-arc basin of the Tethyan subduction beneath Africa. According to Schettino and Turco (2010), the Algerian basin opened during the last phase of rotation of Sardinia and Corsica (19 Ma). An alternative hypothesis is an E-W opening, from 16 to 8 Ma, associated with the westward migration of the Alborán domain (Comas et al., 1992, 1999; Platt et al., 1998; Rosenbaum et al., 2002; Mauffret et al., 2004; Booth-Rea et al., 2007; Mauffret, 2007; Medaouri et al., in press). This second hypothesis is preferred by many authors even if the distance of the westward migration of the Alborán domain is debated and ranges from ~200 km up to ~700 km (e.g.,Gutscher et al.,2002; Platt et al., 2003, 2006; Duggen et al., 2004; Mauffret et al., 2004). In this case the west Algerian and the Moroccan margins were structured by the retreat of the westward migration of the southern edge of the Gibraltar subduction zone (e.g., *Lonergan and White*, 1997; *Faccenna et al.*, 2001;*Govers and Wortel*, 2000)

III.3.4 Dataset

III.3.4.1 SPIRAL wide-angle seismic data

To probe the crustal structure of the margin, a ~100 km-long wide-angle seismic profile perpendicular to the shore was acquired during the SPIRAL cruise (October-November 2009). 35 ocean bottom seismometers (named MicrOBS; *Auffret et al.*, 2004) and 5 ocean bottom hydrophones (OBH), belonging to Ifremer and the University of Bretagne Occidentale (UBO) were deployed offshore Mostaganem, from the N/O Atalante, at a ~2 km intervals (Fig. III.12). Several land stations were deployed, but only one of them recorded useful data. This

land station is located at 21 km from the southernmost OBS. These seismometers recorded 489 shots at 60 seconds interval leading to ~150 m intervals. The seismic source array for the wide-angle seismic profile was composed of 8 airguns with an individual volume of 16 liters, and 2 airguns with a volume of 9 liters leading to a total volume of 146 liters (8909 in^3). All seafloor instrument data were corrected for the clock drift during the recording period. The spatial drift between the deployment location and the seafloor location was estimated from the inversion of direct water wave. The pre-processing sequence of data includes a debias filter, a bandpass filter, a minimum phase spectral deconvolution and an automatic gain control. The seismic sections are then plotted with a velocity reduction of 7 km/s (Fig. III.13).

III.3.4.2 SPIRAL MCS data

Two MCS sections were shot during the SPIRAL cruise across the margin offshore Mostaganem. Section Spi02 is coincident with the WAS profile previously described whereas profile Spi04 (~80 km-long) is parallel but located 104 km to the east (Fig. III.11). The seismic lines were shot using an airgun array of 13 airguns with a total volume of 3099 in^3. In order to accentuate the low-frequencies, the source was tuned in single-bubble mode (*Avedik et al.*, 1993)**.** This technique enhances low frequencies and thereby improves signal penetration and subsalt deposits imaging. The seismic source was fired every 20 s, leading to a shot spacing of ~50 m along both lines. The data were recorded using a 4.5 km-long streamer, 360 channel groups providing 45 fold coverage and 6.25 m subsurface sampling. The recording length was 17 seconds two-way travel-time (stwt) with a 4 ms sampling rate.

To further improve the quality of the seismic images issued from the on-board initial processing, we applied the following processing sequence to the data using Geocluster software (a CGG Veritas package): (1) a zero-phasing of single bubble wavelet, (2) an inverse Q filter (phase only) to remove the non stationary phase components of the data (*Varela et al.*, 1993), (3) a prestack surface multiple modeling also known as SRME (Surface Related Multiple Elimination), followed by an adaptive subtraction from the data (*Berkhout and Verschuur*, 1997; *Verschuur and Berkhout*, 1997), (4) a velocity analysis and normal move-out (NMO), (5) a second pass of multiple attenuation using a predictive-subtraction process, (6) a Kirchhoff prestack time migration, (7) an external mute, (8) a stack, (9) a 5-60 Hz band pass filter, and (10) a 500 ms automatic gain control.

III.3.4.3 Industrial MCS data

in the western part of the Algerian offshore, Sonatrach acquired a set of seismic reflection data (*Cope*, 2003) using a 6 km-long seismic streamer (480 channels of 12.5 m) and a 3000 in^3 air-gun source fired at 50 m interval. Section L1 (125 km long) parallel to the margin is used in this study (Fig. III.12).

An extensive processing sequence was applied to these data, that principally includes three cascaded demultiple programs applied in different domains with velocity updating after each pass, noise attenuation workflow and dip move-out followed by a post stack migration and time-variant filter. For display purposes an automatic gain control was applied.

In this paper, we integrate the different dataset to discuss the Mostaganem margin deep structure.

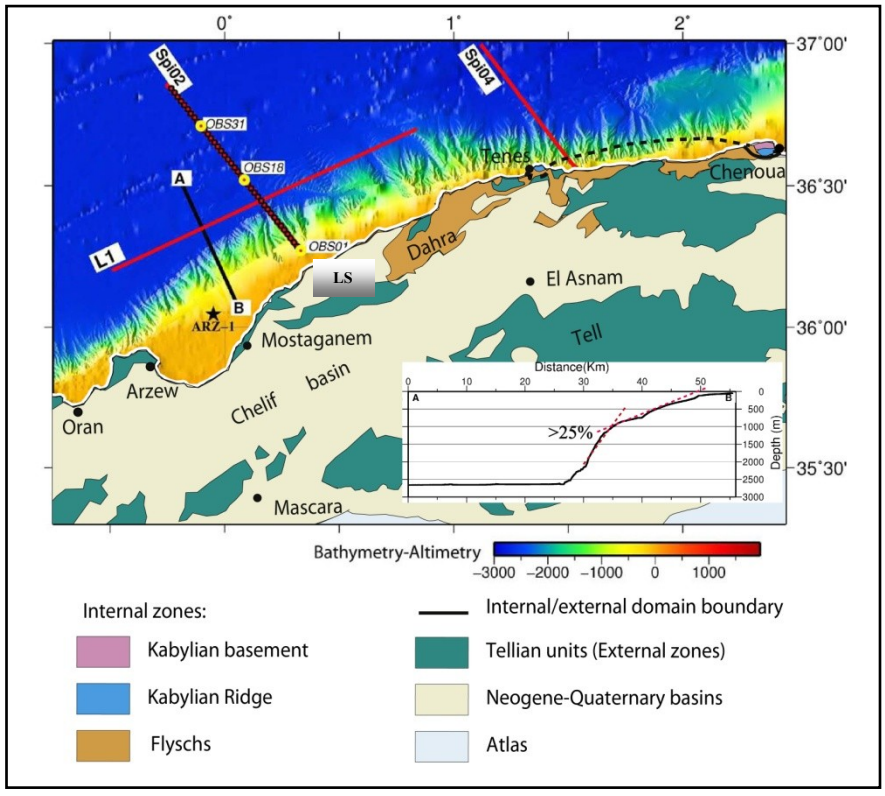


Figure III.12*: Bathymetric and geologic map of the western Algerian margin. Seafloor bathymetry (50 m digital elevation model) derived from satellite altimetry and from swath bathymetric data collected during the MARADJA cruise (Domzig, 2006). Red lines mark multichannel seismic profiles and red dots location of the seafloor seismometers (OBS) and of the land station (LS), large yellow dots indicate the positions of seismometers shown on fig III.13. Black line A-B marks the bathymetric profile shown as insert which highlights the continental slope to be more than 25%. ARZ-1 is a commercial well located in Arzew bay. On-land geologic map is re-drawn after (Wildi, 1983).*

III.3.5 Joint refraction and reflection travel-time tomography

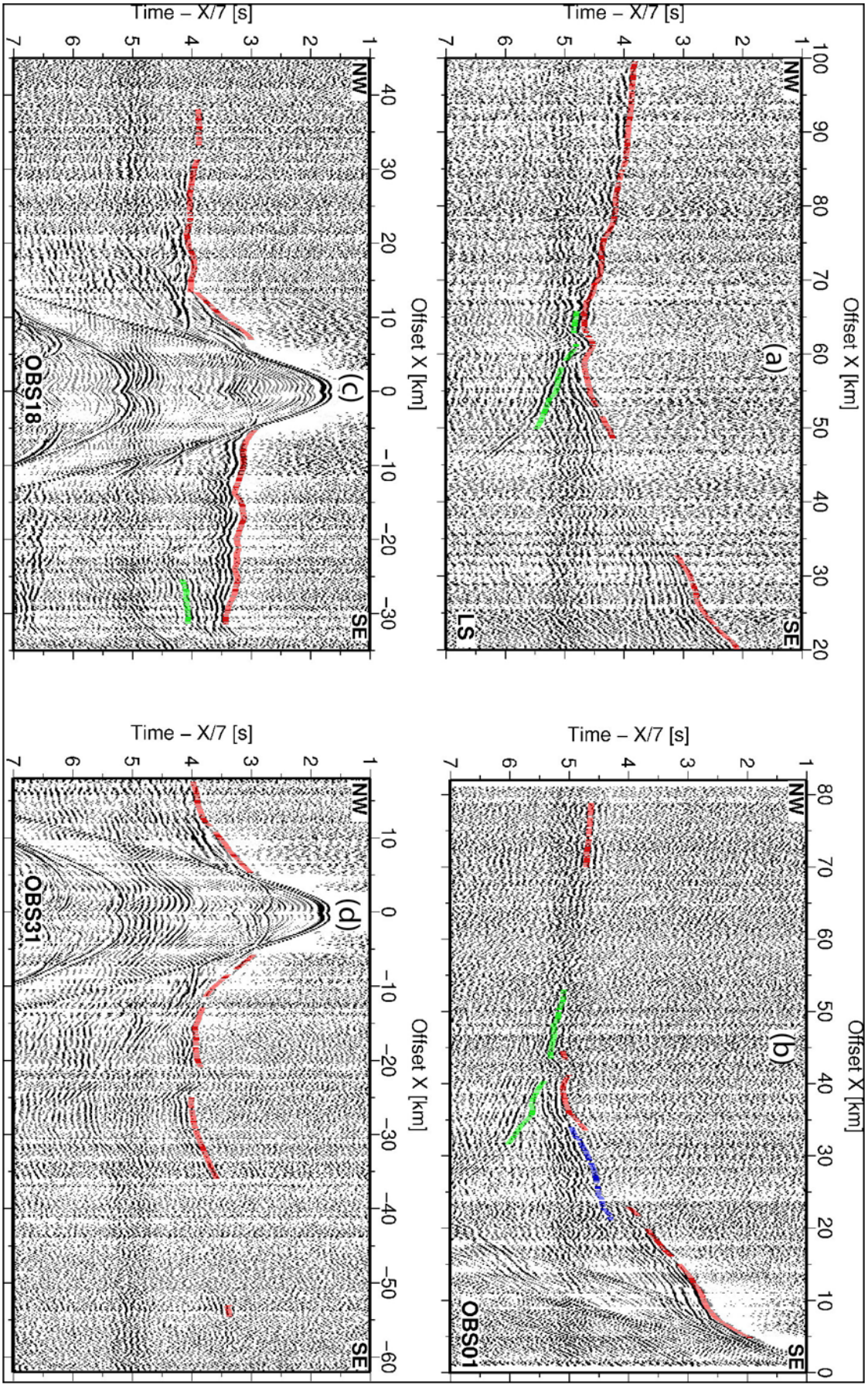
III.3.5.1 Methodology

Using refracted first arrivals and reflections observed on wide-angle seismic data, we construct a 2D velocity model of the sedimentary layers, the igneous crust and the geometry of the Moho with a seismic refraction and reflection travel-time tomographic program (*Korenaga et al.,* 2000). First arrival refracted waves, intra-crustal reflections as well as reflections from the Moho (PmP) were identified and correlated between the different OBS sections (Fig. III.13). Around 10930 arrivals were picked and their picking uncertainty was estimated considering the lateral variation of the signal to noise ratio. Therefore the picking uncertainty associated to Pg arrival times (waves refracted in the crust) were between 16 ms (representing approximately the double of sampling rate) and 95 ms (representing approximately the dominant period of arrivals at far offsets) respectively for the high and low quality signal to noise ratio identified on arrivals. When it comes to reflected waves, picking uncertainties are ranging from 30 to 60 ms.

The 2-D velocity field is parameterized as a sheared mesh hanging beneath the seafloor-land surface. Two reflectors, representing respectively an intra-crustal and the crust/mantle discontinuity are defined as an array of linear segments whose nodal spacing is independent of that used in the velocity grid. Their positions were jointly inverted with refracted waves.

The best velocity model is obtained after 10 iterations of inversion, the final RMS is 74 ms and the Chi-squared of 1.8 (Fig.III.14).

Figure III.13 (next page)*: Examples of recorded wide-angle seismic sections. The processing sequence included a 7 km/s velocity reduction (linear moveout), a debias, a minimum phase spectral deconvolution, a 4-15 Hz Butterworth band-pass filter and a 2 s window length automatic gain control (AGC). (a): Land station, (b): OBS01, (c): OBS18, (d): OBS31. Modeled travel-times (red bars are refracted waves in the crust Pg; blue bars are reflected waves in the crust PiP and green bars are reflected waves on the Moho PmP) superimposed on the data are calculated according to the velocity model shown in figure III.14.*


Time – X/7 [s]
Offset X [km]
NW
SE
(a)
LS
(b)
OBS01
(c)
OBS18
(d)
OBS31

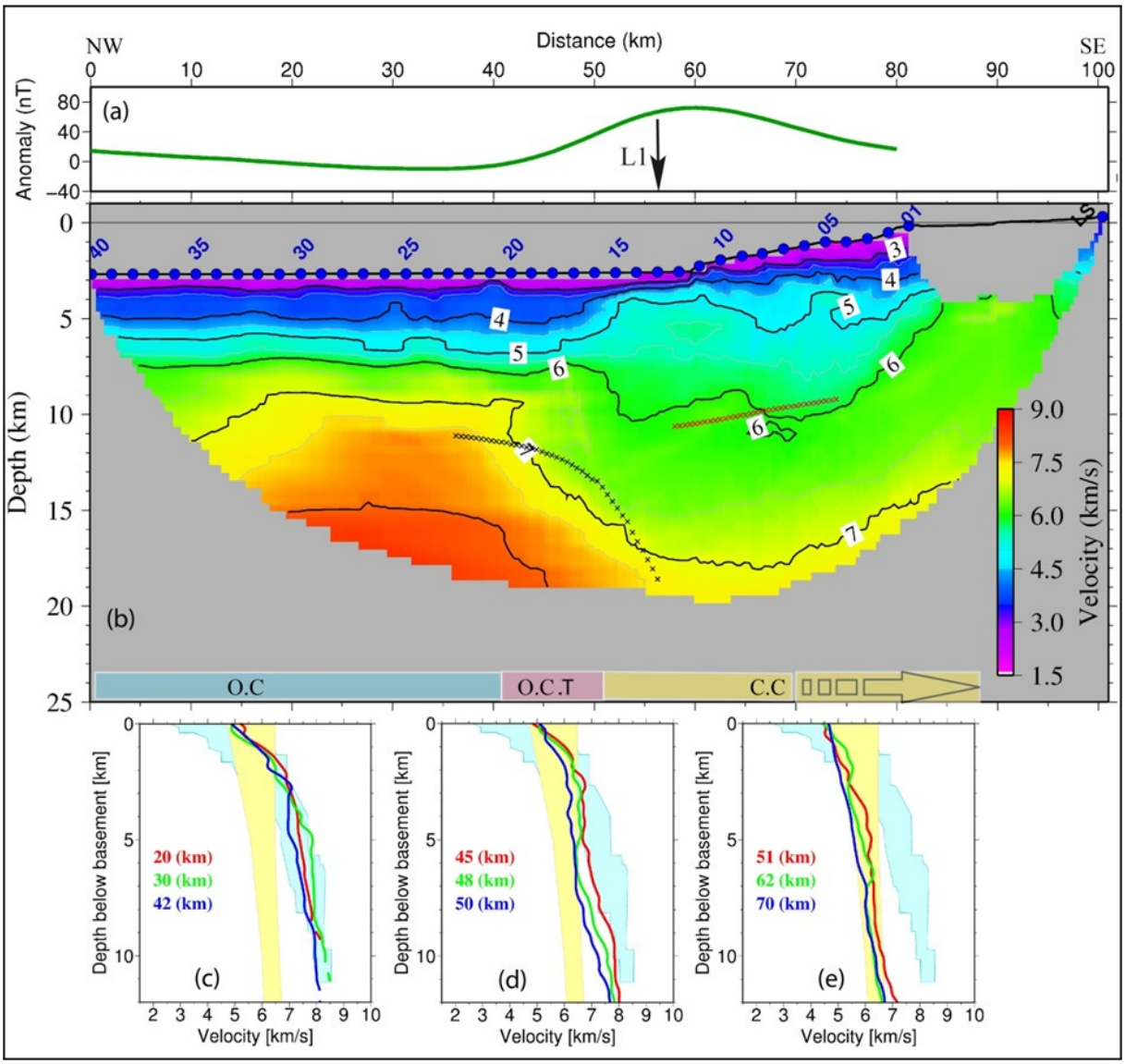


Figure III.14*: Geophysical results along the wide angle profile. (a): Green curve indicates the magnetic anomaly extracted from the grid shown in the figure III.22. (b): Final velocity-depth model resulting from travel-time inversion, OBS and land station LS locations are indicated by blue circles, isovelocity contours are represented every 0.5 km/s and labeled every 1 km/s, red and black crosses represent respectively the intra-crustal reflector inferred from the PiP inversion, and the Moho discontinuity inferred from the PmP inversion. OC=oceanic crust, OCT= ocean continent transition, CC=continental crust. The 1-D velocity/depth profiles below basement (coincident with the 5.0 km/s isovelocity contour in OC and OCT domains and 4.5 km/s in continental domain) were extracted along the velocity model at distances of (c) 20, 30, 42 km (d) 45, 48, 50 km and (e) 51, 62, 70 km. The light yellow area represents a velocity compilation for extended continental crust extracted from Christensen and Mooney (1995),* and the light blue area represents a velocity compilation for Atlantic oceanic crust from White et al. (1992).

III.3.5.2 Checkerboard tests

In order to assess the velocity model resolvability we performed a checkerboard test, which consists of inverting a set of synthetic travel-times with random noise added. These travel-times are computed from the final velocity model slightly perturbed by superposed sinusoid velocity features with known depth, dimensions (3*3 km^2, 5*5 km^2, 10*10 km^2) and intensities (+/-6%) (Fig. III.15a, c and e). The inversion was run considering our final model as a starting velocity model. We consider velocity anomalies are well constrained if the dimension, the polarity and the amplitude of introduced synthetic anomalies are well-recovered after inversion (Fig. III.15b, d and f).

In the deep basin (km 0-60), velocity features of 5*5 km dimension are well recovered down to 6 km depth (i.e. in the sedimentary section) and velocity features of 10*10 km dimension down to 12 km depth (Fig. III.15f). Underneath the continental slope (km 60-80) velocity features with 10*10 km dimension are recovered down to 8 km depth.

III.3.6 Seismic velocity structure

The final velocity model (Fig. III.14b) exhibits a strong variation of the crustal velocity structure between the deep basin (km 0-42), where the seismic velocity reaches 7 km/s at 9 km depth, and the margin (km 55-90) where a similar velocity is reached at 17 km depth. In order to discuss the nature of the crust, we compare the velocity-depth curves extracted at different locations in our final model to reference velocity-depth curves for the oceanic crust (White et al., 1992) and for continental crust (Christensen and Mooney, 1995) (Fig. III.14c-e). Based on this analysis, three domains can be defined: the oceanic domain, the continental margin and the ocean continent transition zone.

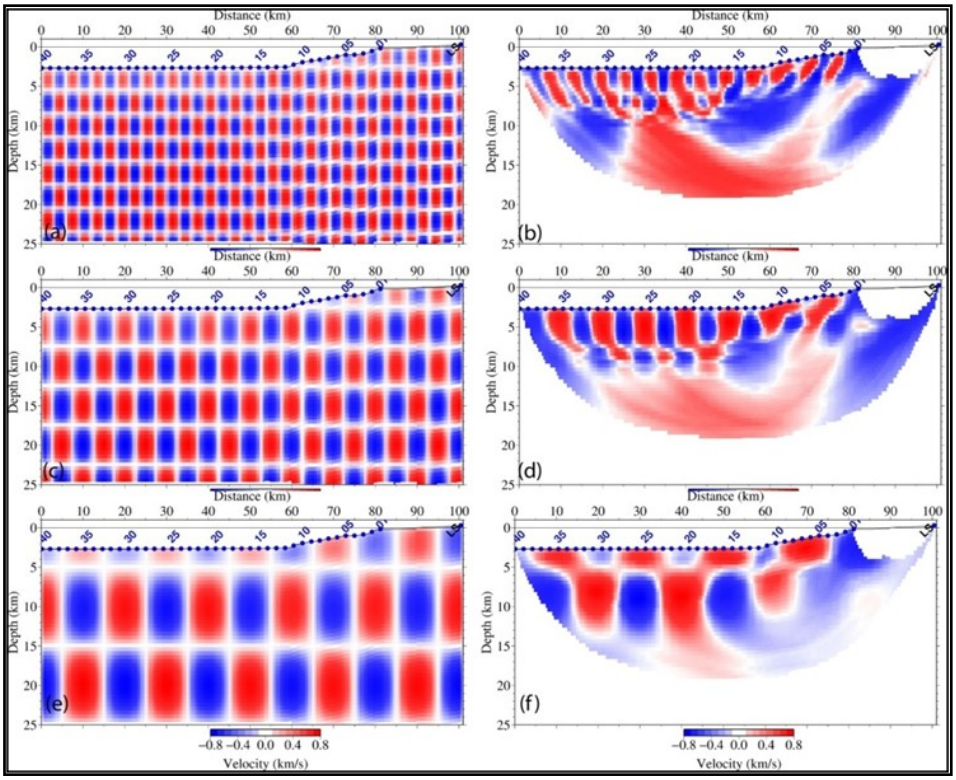


Figure III.15*: Checkerboard test for the resolution of the first arrival tomography (figure.III.14).Synthetic models of alternatively positive and negative velocity anomalies up to ± 6% are added to the final velocity model. We used the same source-receiver geometry for synthetic travel-time calculation before inversion. Initial patterns of synthetic velocity anomalies with respectively size of (a) 3*3 km, (c) 5*5 km and (e) 10*10 km are tested. (b) (d) and (f) show the corresponding recovered models after ten iterations.*

III.3.6.1 The oceanic domain

This area is characterized by a relatively constant bathymetry (~2700 m) from OBS19 towards the northern end of the profile (km 0-42) (Fig. III.12 and III.14b).

Along the coincident, time-migrated MCS profile (Fig. III.17) the bottom of the sedimentary pile is an energetic seismic reflector located between 5.2 (at the northwestern end of the profile) and 5.8 stwt (at km-40). It coincides with the 5 km/s isovelocity contour (Fig. III.17) and is located at a depth of 6 to 7 km in our velocity model (Fig.III.14b). Consequently the sedimentary cover is 3.3 to 4.3 km-thick with seismic velocities up to 5 km/s. These high velocities are consistent with the presence of Messinian salt layers known throughout the Algerian basin and the 4.0 km/s isovelocity contour follows the geometry of salt diapirs (Fig. III.14b).

Below this reflector, velocity-depth curves for the igneous crust at km-20, 30, 42 fit within the envelope defined for the oceanic crust (White et al., 1992) (Fig. III.14c). OBS sections recorded in this domain indicate the absence of PmP arrivals (waves reflected from the Moho) (NW side of OBS 18 on Fig. III.13d) as well as Pn arrivals (waves refracted in the upper mantle with $Vp \geq 8$ km/s). The lack of PmP and Pn phases could be related to the thick Messinian salt layer which prevents transmission of most of the seismic energy to the deeper crust as it possibly represents a high velocity layer over the oldest sediments. This could also be interpreted as an indication of a poorly reflective Moho at wide-angle (PmP) and a low vertical velocity gradient in the upper mantle (Pn).

However, vertical seismic reflections appear from place to place, between 6.8 to 7.0 stwt, along Spi02 MCS section (Fig. III.17). These reflections are clear where there is little diapirism of the Messinian salt layer. They are located at ~9 km depth (Fig. III.14b) since they correlate with seismic velocities of 7.0-7.5 km/s in our velocity model (see fig. III.17 at km-20). They likely represent reflections from the oceanic Moho. To the south, PmP phases recorded by OBS located on the margin (Fig. III.13) constrain the Moho depth to ~10 km at km 40 (Fig. III.14b and III.16). There is also a strong change in the vertical velocity gradient 3 km below the top of the basement (Fig. III.14c) (at 9 km depth in the final model), from 0.85 km/s/km in the upper part to 0.10 km/s/km in the lower part. This weak change of the vertical velocity gradient is consistent with the lack of observed Pn and possibly outlines the crust-mantle transition. These observations support a Moho depth of 9 to 10 km beneath the oceanic basin, which leads to a thickness of the igneous crust as low as 3 to 4 km. Oceanic layer 2, with velocities from 4.5 to 6.5 km/s, is ~2-3 km thick, whereas Layer 3 with velocities from 6.5 to 7.1 km/s is ~1 km. Compared to standard oceanic crust, the crust offshore the Algerian margin is thinner mostly because Layer 3 is abnormally thin..

III.3.6.2 The continental margin domain

In this domain, the top of basement defined on MCS section Spi02 between km-50 and 60 (Fig III.17-III.18) coincides with the isovelocity contour 4.5 km/s. This leads to a 2 to 3 km thick sedimentary cover which likely corresponds to recent detritic sediments (*Domzig et al.*, 2006) (Fig III.18).

From OBS-16 (km-51, fig. III.14b) to the end of the model onland, the velocity model exhibits a low vertical velocity gradient (0.25 km/s/km in average) that fits perfectly within the bound of thinned continental crust velocities (Fig. III.14e) (*Christensen and Mooney*,

1995). Continental crust extends beneath the continental slope and plateau. The Moho discontinuity, inverted as a reflector from PmP arrivals (Fig. III.13 and III.16), dips rapidly toward the south from ~15 km depth beneath OBS-16 (km-51, Fig. III.14b) to more than 20 km toward the continent. Another reflected phase (PiP) is observed on several OBS record sections (Fig. III.13b). Inversion of travel-times leads to a reflector located in the crust between km-55 and km-75 with a depth increase from 8 to 10 km to the north (Fig. III.14b and III.16).

III.3.6.3 The transition zone

The ocean-continent transition (OCT) is located between OBSs 15 to 19 (km-43 to 51). This area is characterized by a ~4 km thick sedimentary sequence, composed of Miocene, Messinian and Plio-quaternary deposits (see next chapter for details). The top of the basement supporting the sedimentary section is correlating with the 5 km/s line in our velocity model (Fig. III.17).

This zone is characterized by 1D velocity-depth curves which correlate neither with typical oceanic crust type nor with thinned continental crust type but are located between oceanic and continental velocities (Fig. III.14d) (*White et al.*, 1992; *Christensen and Mooney*, 1995). The width of this region is no more than 10 km. It is characterized by a strong vertical velocity gradient in the upper crust (0.62 km/s/km) and velocities intermediate between oceanic and continental velocities in the lower crust (Fig. III.14d). These velocities could be related either to continental crust intruded by oceanic material during the early emplacement of the oceanic crust or to a tectonic mélange of oceanic and continental rocks during the strike-slip movement along this major fault. In this area, OBSs recorded PmP reflections, allowing constraining the Moho discontinuity depth, which increases rapidly from 10 km to 15 km, leading to a ~40 % dip (Fig. III.14b and III.16).

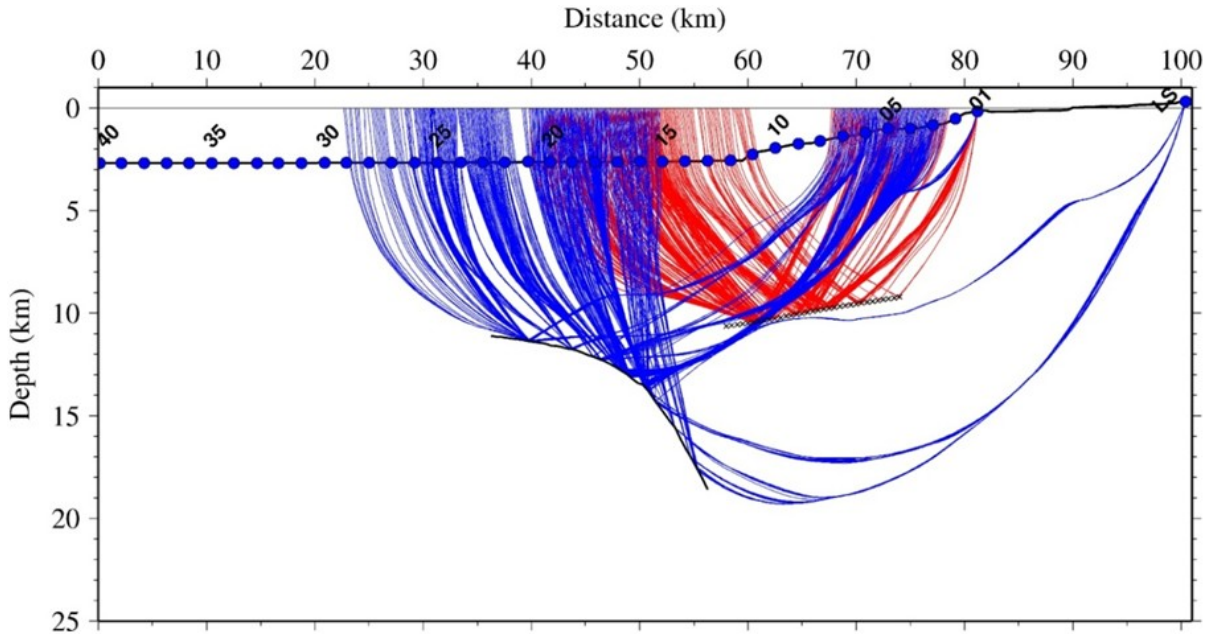


***Figure III.16**: Ray tracing of the PmP (blue rays) and PiP (red rays) phases through the velocity-depth model (figure.III.15).*

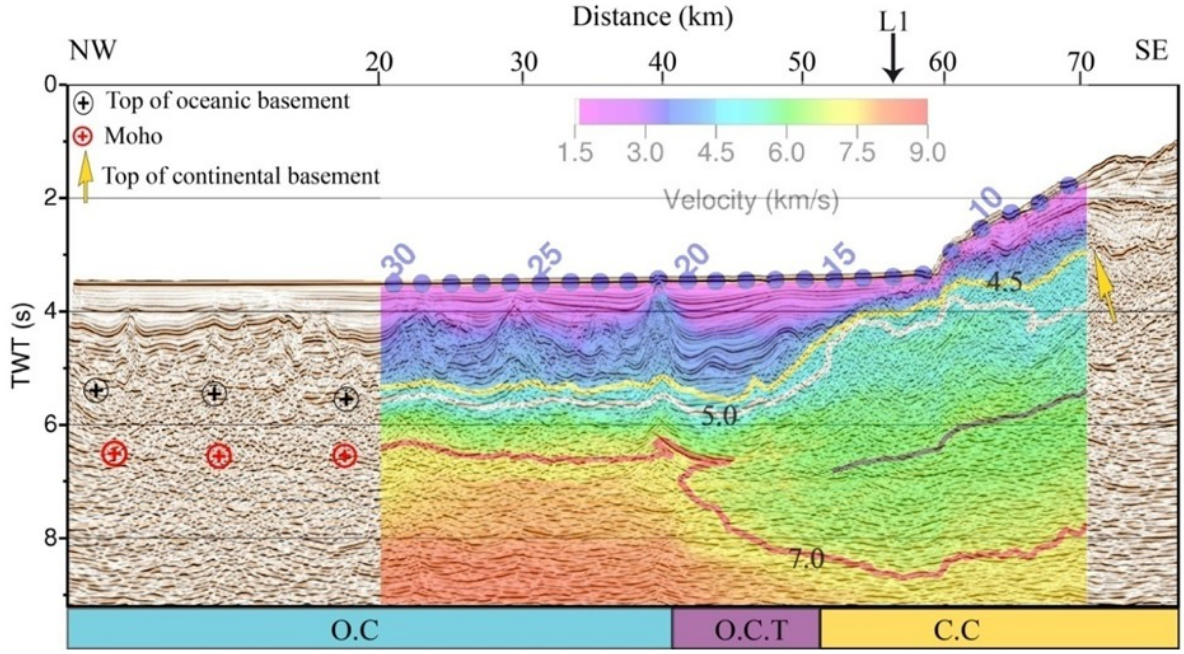


***Figure III.17**: Time migrated section Spi02 superimposed onto velocities from part of the velocity-depth model (Figure III.14) converted in two way time. OBS locations are indicated by blue circles. The 4.5 km/s velocity contour (yellow line) indicates the match with the top of the continental basement reflector interpreted on the MCS data (yellow arrows). The 5.0 km/s velocity contour (white line) indicates the top of the oceanic basement interpreted on MCS and highlighted by black crosses. The 7.0 km/s velocity contour (red line) is in the continuity of the reflections recorded at ≈ 6.8 to 7 stwt interpreted as the Moho discontinuity shown by red crosses. The brown line indicates the intra-crustal reflector (Fig.III.14) converted in two way time.*

III.3.7 Interpretation of seismic reflection lines

The study area is covered by several seismic surveys conducted for the industry by Sonatrach or in the framework of the scientific Algerian-French cooperation (e.g. Maradja, *Domzig et al.*, 2006; or Spiral *Leprêtre et al.*, 2013**;** Medaouri et al., in press; this paper). Three sections Spi02, Spi04 and L1 are chosen to illustrate the Mostaganem general structure framework (Fig. III.18, 19 and 20). The main features, which will be discussed here, concern the oceanic-continental transition, the infilling of the basin, the sedimentary flux mechanisms deposits and the tectonic faults.

III.3.7.1 Oceanic domain

Based on the correlation between seismic profiles and various wells (*Medaouri et al.*, 2012), it is possible to assign an age to the major sedimentary series observed throughout the area. These series correspond to the succession classically observed in Western Mediterranean and previously described by several authors (e.g. *Mauffret et al.*, 2004; *Domzig et al.*, 2006). Along Spi02, Miocene sedimentary deposits lie directly on top of the oceanic crust (Fig. III.18). The thickness of the evaporitic series associated to the Messinian salinity crisis, namely the mobile unit (MU) (Lofi et al., 2011) and the upper unit (UU) varies laterally as these layers are strongly affected by diapiric deformation. Messinian diapirs crosscut the overburden Pliocene sedimentary series which are then discontinuous. These series are also affected by faults probably related to the salt tectonics, in particular by small-offset faults at the top of diapirs. These deformations are sealed by the upper Quaternary deposits, supporting a diapiric tectonic phase ranging from Pliocene to mid-Quaternary, except for the southernmost diapirs, such as the one observed at km-43 on Spi02, which rises up to the surface (Fig. III.18).

The southern limit of the oceanic domain identified from the tomographic model (km-43) coincides with the southernmost diapir observed along line Spi02 (Fig. III.18). A similar large diapir is observed at km-72 along profile Spi04 (Fig. III.19). These diapirs, named Ameur diapirs, crosscut the whole sedimentary deposits (Messinian upper evaporites, Pliocene and Quaternary deposits) and create an escarpment of the seafloor (Fig. III.18-19). These diapirs clearly develop on top of a crustal tectonic fault located at the boundary between the oceanic crust and the OCT crust (Fig. III.18-19). The vertical displacement shifts the base of MU and the top of the basement of 0.1 to 0.5 stwt (km-43, Fig. III.18 and km-73 Fig. III.19). It is known experimentally that viscous diapirs are observed to form above or close to basement

faults (e.g. Koyi et al., 2993). Consequently, we assume these major diapirs, which are observed on all the dip seismic lines, outline a major crustal fault (Fig. III.21). The fault and/or the Ameur diapirs affect the seafloor and have likely been active until recently.

III.3.7.2 Continental margin and transition zone

Along Line Spi02, a narrow (10 km wide) sedimentary basin developed on top of the OCT (km 42-52, Fig.III.18). Its northern flank is the major fault described before and marked by the Ameur diapirs (Fig. III.18). This basin is filled with Miocene deposits, including the Messinian units MU and UU, and with the Plio-Quaternary sedimentary wedge which denotes it has been active until recently. To the east, along Line Spi04, a basin bounded by major crustal faults is located in a similar position south of the oceanic domain (Fig. III.19). Along this line, the basin is slightly wider (~16 km wide) and the depocenter is located to its southern flank, whereas it is located to its northern flank along Line Spi02 (Fig. III.21).

The basins, observed along all the dip seismic lines, are narrow, and bounded to the north by the Ameur diapirs which outlined a major active normal fault (Fig. III.21). The variation in the location of the depocenter (Fig. III.21) suggests pull-apart basins similar to the ones described onshore to the southwest (Thomas, 1985).

South of these pull-apart basins, faults affect the continental crust of the margin. They are mainly normal faults sealed by the Plio-Quaternary deposits which onlap the acoustic basement along Line Spi02 (Fig. III.18). Along Line Spi04 (Fig. III.19), however, they crosscut the whole sedimentary series up to the sea bottom, proving they were active until recently. Despite the fact that most of these faults have normal throws they developed next to a master fault at the OCT and resemble a negative flower structure similar to the ones described across major strike-slip faults like the Yusuf fault (Alvarez-Marron et al., 1999; Medaouri et al., in press) (Fig. III.19).

South of the OCT, seismic lines Spi02 and Spi04 exhibit specific characteristics: the absence of Messinian salt layer, Plio-Quaternary deposits onlapping a thin Miocene layer which unconformably overlay the basement. The basement itself appears with a chaotic seismic facies (Fig. III.18-20). The top of this acoustic basement coincides with seismic velocities of 4.5 km/s (Fig. III.17), so it is likely a continental basement. The basement also correlates well with a positive magnetic anomaly ranging from 70 to 80 nT along the dip lines Spi02, Spi04 and also along line L1 trending ENE-WSW (Fig. III.21). Along the strike Line L1, this seismic facies extent over ~80 km. Faults affecting the basement appear mainly as normal

faults sealed by the Plio-Quaternary deposits. West and east of the basement high (Fig III.20), the sedimentary sequence is up to 2 stwt thick. To the west, its starts with Miocene deposits overlain by the Messinian salt layer affected by diapirs, the upper evaporates and the Plio-Quaternary series.

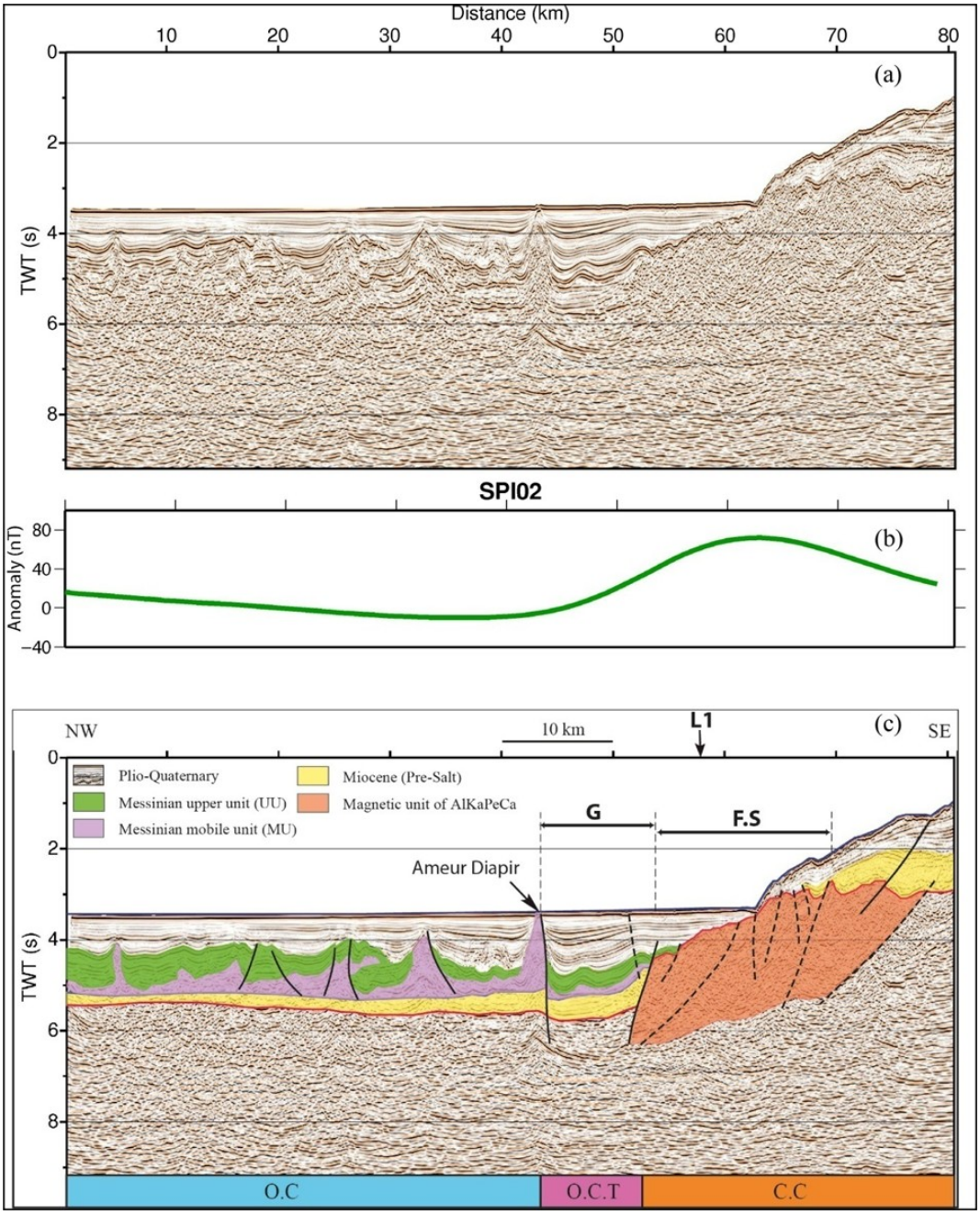


***Figure III.18**: Time migrated MCS profile Spi02 (a) Uninterpreted section. (b) Magnetic anomaly curve extracted along the Spi02 profile from the grid shown on figure III.21. (c) Interpreted section showing major stratigraphic and structural units of the Algerian margin across Mostaganem. Note the magnetic anomaly correspondence with the diffractive chaotic facies in the acoustic basement interpreted as AlKaPeCa basement.*

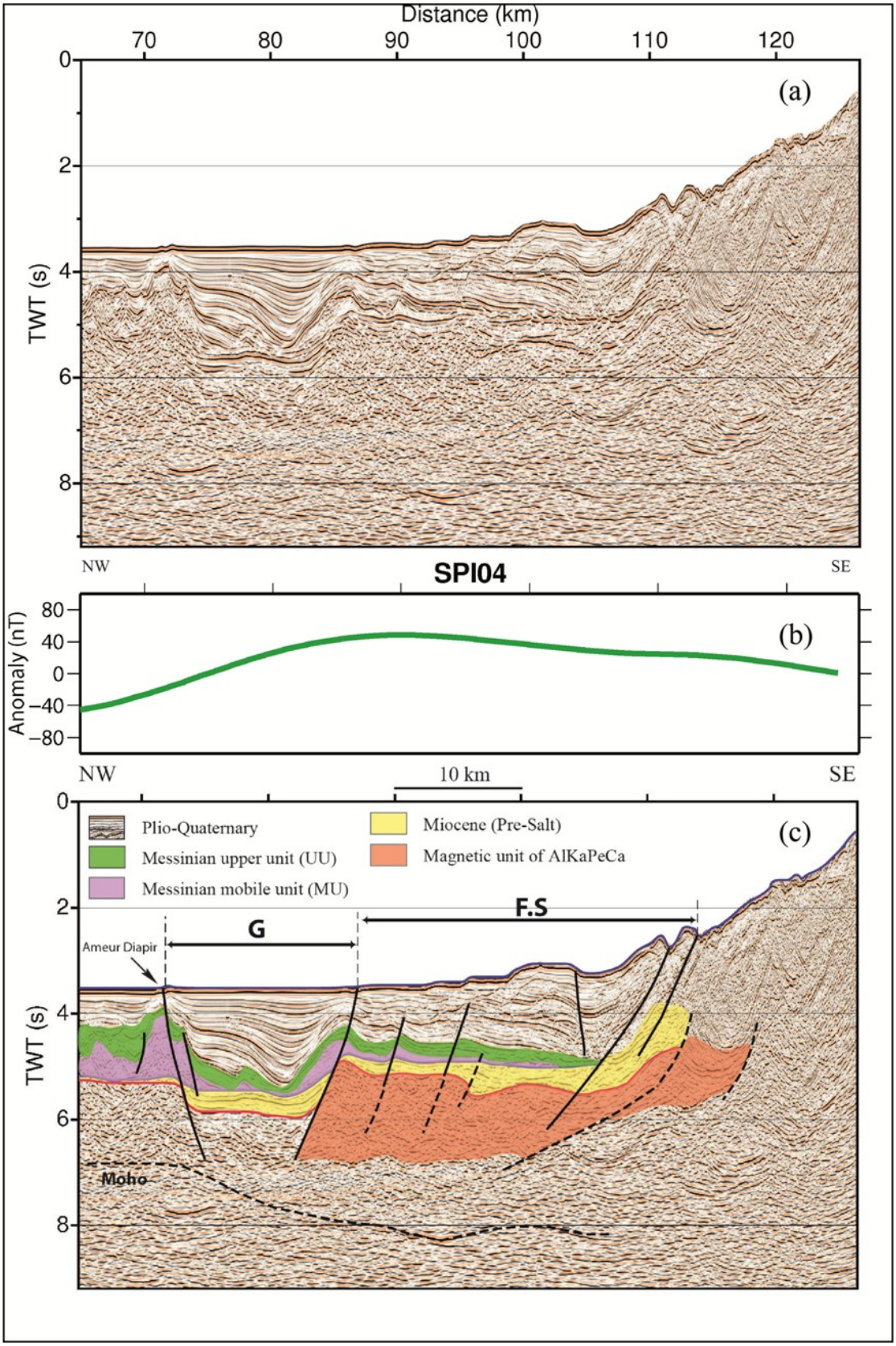


***Figure III.19**: Same as Fig. III.18. for MCS profile Spi04.*

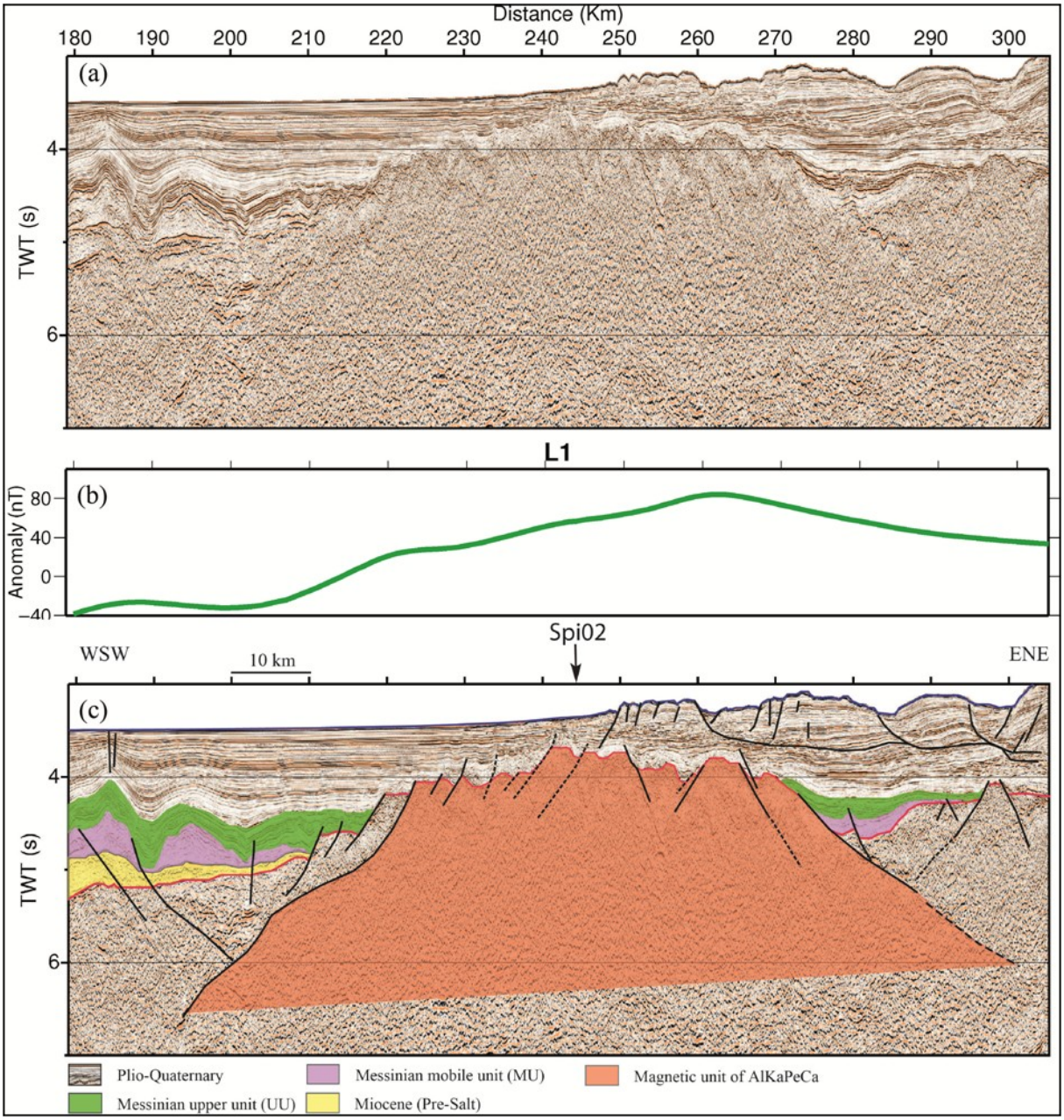


***Figure III.20**: Same as Fig. III.18. for MCS profile L1. Note the magnetic anomaly attributed to the interpreted AlKaPeCa basement between km-220 and km-280*

III.3.8 Discussion

III.3.8.1 Oceanic crust of the Algerian basin

According to *Grevemeyer et al.*, (2011), the thickness of the oceanic crust that formed next to the Balearic promontory (Fig. III.11) is up to 10 km thick, thinning to 5-6 km further offshore. To the south, along our seismic line, the crust is even thinner, decreasing from 4 km at the northwestern termination of the profile to 3 km near the transition zone (Fig. III.14 and 17).

In the Atlantic and Pacific oceans, the average thickness of the oceanic crust is ~7 km but it varies with the magma supply, the heat flow (increasing temperature leading to thicker oceanic crust) or the opening rate (ultra-slow spreading ridge leading to thinner magmatic crust like on Mohns Ridge, (*Klingelhofer et al.*, 2000), or along the South West Indian Ridge (*Muller et al.*, 2000))**.** In back-arc basins, the structure of the oceanic crust is highly variable but often thinner than in large oceanic basins. It is usually interpreted as resulting from slow spreading rate axis and a low temperature upper mantle due to the subduction of the cold slab which cools down the upper mantle (e.g. Philippine sea and Parece Vela basins; (*Sclater et al.*, 1976; *Louden*, 1980)**;** Ligurian Basin; (*Pascal et al.*, 1993; *Contrucci et al.*, 2001; *Gailler et al.*, 2009)**.**

In the vicinity of fracture zones and continental margins, the oceanic crustal thickness can be as low as 4.0 km (*White et al.*, 1992). Near fracture zones, the crust is characterized by the absence of a normal seismic layer 3 which is otherwise extremely consistent throughout the world's oceans (*White et al.*, 1992; *Detrick et al.*, 1993). The lack of a normal thickness Layer 3 indicates that magmatic accretion is focused at segment centers and melt is delivered to segment ends mostly by lateral migration of magma (*Minshull et al.*, 2006). Similarly, the oceanic crust emplaced in the vicinity of transform margins is usually thinner than the average. For instance, offshore the Ghana-Ivory Coast transform margin, the oceanic crust is 3-4 km thick (*Sage et al.*, 2000), whereas the conjugate margin (namely, the French Guiana-Northeast Brazil margin) depicts a 3.3-5.7 km oceanic crustal thickness (*Greenroyd et al.*, 2008). The thin oceanic crust emplaced near transform margins is tentatively related to (1) the cold edge effect of the adjacent continental lithosphere on the oceanic spreading center, (2) the accretion at the end of a ridge segment away from the maximum magma supply (located at the center of the ridge segment), and/or (3) an efficient cooling of the oceanic lithosphere favored by hydrothermal circulation in the highly fractured continent ocean boundary (COB) (*Sage et al.*, 2000).

The crust of the Algerian basin varies from normal oceanic crust (*Grevemeyer et al.*, 2011) south of Balearic Islands to thin crust with a thin layer 3 offshore Mostaganem (Fig. III.14). This suggests that the crust of the southern Algerian basin was emplaced in a cold environment (with less partial melting) possibly away from the source of magma (i.e. the center of the spreading axis segment) and/or nearby the cold continental lithosphere of the Algerian margin.

Offshore Tipaza (west of Algiers at longitude 2.5°), the oceanic crust of the Algerian basin exhibits a 5.5 km thick oceanic crust with a typical Layer 2 / layer 3 thickness ratio (~1.5 km / ~4.0 km) (*Leprêtre*, 2012**;** *Leprêtre et al.*, 2013) suggesting that in this area the oceanic crust was emplaced in normal conditions (e.g. *White et al.*; 1992).

III.3.8.2 Tectonic origin of the continental margin of western Algeria

III.3.8.2.1 Variations along the Algerian margin

The western Algerian margin is trending N65-N70°E west of the longitude of 1° (near Tenes) and then N85° eastward. It is characterized by a narrow continental shelf (<10 km wide) (Fig. III.12) and a steep continental slope. The bathymetry increases from 700 m depth upslope to 2700 m in the abyssal plain over a distance of 8 km, leading to a slope up to 25 % (Fig. III.12) (*Domzig et al.*, 2006).

Further east, offshore Tipaza (longitude 2.5°, Fig. III.11), the transition between continental and oceanic crust occurs across a less than 10 km transition zone characterized by velocities intermediate between continental and oceanic velocities (*Leprêtre et al.*, 2012**;** *Leprêtre et al.*, 2013). Nevertheless, the Moho deepening is steeper along our profile (~40 % slope) than offshore Tipaza (~10 %) (*Leprêtre et al.*, 2012**;** *Leprêtre et al.*, 2013). The Moho reaches ~25 km at ~20 km offshore from the coastline along our profile (Fig. III.14) whereas at a similar position relative to the coastline it is only at ~17 km depth offshore Tipaza (*Leprêtre et al.*, 2013).

Along Line Spi02, the transition zone between the continental and the oceanic crust coincides with narrow grabens (labeled G on Fig III.18-19) which are observed along all the seismic profiles shot across the margin between Mostaganem and Tenes (Fig. III.21). Similar N45° lineaments , with a right-stepping en-echelon segmentation are interpreted as associated to strike-slip movement between Oran and Tenes whereas there is no evidence for such an almost continuous series of pull-apart grabens west of Tenes (*Domzig et al.*, 2006).

The Algerian margin off Tipaza exhibits evidence for an early stage of rifting and crustal thinning (*Leprêtre et al.*, 2013) which is not clear offshore Mostaganem, where the thin oceanic crust, the narrow OCT, the rapid thinning of the continental crust beneath the margin, and the flower structure described earlier support a strike-slip margin.

The crustal thickness that we obtained beneath the margin is consistent with the one obtained by joint inversion of local, regional and teleseismic data (*Marone et al.*, 2003) further south (beneath the Atlas), where it reaches ~40 km.

III.3.8.2.2Comparison with transform margins

Most transform margins, like the Ghana-Ivory Coast transform margin and its conjugate margin of the French Guyana-Northeast Brazil margin, exhibit a narrow ocean-continent transition zone (e.g., *Edwards et al.*, 1997; *Sage et al.*, 1997, 2000) or even no transition zone (e.g., *Greenroyd et al.*, 2008). The transition zone is defined as the zone where seismic velocities are neither continental nor oceanic but usually intermediate between these two end-members. A rapid thinning of the continental crust (i.e., a very steep Moho) is also observed. They share other characteristics, such as high marginal ridges, 1-3 km over the seafloor, developed along the continental side of the margin and possibly related to the heating by the accretion ridge (*Bird*, 2001) or to erosion of the basement *(Basile and Allemand*, 2002). No such ridge is observed along the Algerian margin, which is a major difference that prevents us to classify it as a typical transform margin.

Currently, the western Algerian margin coincides with the trail of the southern edge of the Gibraltar subduction (e.g., *Lonergan and White*, 1997; *Faccenna et al.*, 2001), described previously as a Subduction-Transform Edge Propagator, or STEP fault system (*Govers and Wortel*, 2005). Major STEP faults are known, for example at the southern end of the Lesser Antilles subduction zone, across the boundary between the South American and Caribbean plates (*Govers and Wortel*, 2005). Here, a 33-km-wide, near-vertical strike-slip system, crosscuts the whole lithosphere and coincides with a steep, 16 km high transition in Moho depth (*Clark et al.*, 2008a, 2008b). Another example is the south-western boundary of the Tyrrhenian–Calabrian subduction system marked by a major vertical fault, with strike-slip movement that accommodates in the upper plate the rollback of the Calabrian subduction zone and separates oceanic and thinned continental crust (Gallais et al., 2013). Those two examples show that the STEP fault propagates through the inherited potential weakness zones, such as the COB of the Ionian Basin, East of Sicily (*Frizon de Lamotte et al.*, 2011; *Gallais et al.*, 2011), or the transition between a remnant island arc and continental South America in the case of the South American - Caribbean STEP fault (*Clark et al.*, 2008a).

West of Tenes the continental margin of Algeria presents many similarities with STEP fault margins. Part of the strike-slip motion occurred along the narrow ocean-continent transition

zone but most likely faults, part of the 25 to 40-km wide flower-structure affecting the deep continental margin, are part of the strike-slip system (FS, fig. III.18-19). The Plio-Quaternary sediments filling the pull-apart basins (G, fig.III.17-18) located along the COB are not deformed (except by salt tectonics), suggesting that no recent deformation prevailed on this fault system. Conversely, the fault (FS, fig. III.18-19) at the foot the margin may have been active recently possibly accommodating some shortening.

Whereas the tectonic evolution of the central Algerian margin is clearly multiphased (*Leprêtre et al.*, 2013), the structure of the Algerian margin, west of Tenes, presents no evidence of extension and is likely the trace of the STEP fault located at the southern edge of the Gibraltar subduction which crosscut the continental crust during the Early Miocene-to-Lower Tortonian westward migration of the Alboran block (*Medaouri et al.*, 2012). To the north, the tearing of the lithospheric slab originally attached to the south Iberian margin of Spain is also invoke to explain the uplift of the Gibraltar arc. (Garcia-Castellanos and Villaseñor, 2011).

III.3.8.3 Extent of internal zone offshore

III.3.8.3.1Seismic evidence

In some cases, the continent-ocean boundary (COT) is characterized by high seismic velocities interpreted as serpentinized upper mantle emplaced before the onset of oceanic spreading (e.g., *Boillot et al.*, 1989) or as magmatic underplating near the base of the crust (*Bauer et al.*, 2000; *Gerlings et al.*, 2009; *Keen et al.*, 2012). Such high velocities cannot be observed in this region, neither along our wide-angle line nor eastward offshore Tipaza along a similar wide-angle seismic line (*Leprêtre et al.*, 2013). There is also no evidence of any seaward dipping reflectors which would support the presence of volcanism associated with the emplacement of the margin. Therefore we preclude significant emplacement of exhumed upper mantle or volcanic activity in the course of formation of the Algerian margin between Mostaganem and Tenes.

III.3.8.3.2The magnetic anomaly offshore

The magnetic anomaly map reduced to the pole (Fig. III.21) shows a narrow elongated positive anomaly, up to ~80 nT of amplitude, trending NE-SW, parallel to the margin. This anomaly is discontinuous but extends from Mostaganen to the area off Chenoua on the westward termination of the Khayr-Al-Din Bank (Fig. III.21 and (*Leprêtre et al.*, 2013)). On

the seismic profiles, the positive magnetic anomaly coincides nicely with the chaotic seismic facies described in the acoustic basement of the continental margin immediately south the OCT (Fig. III.18-21). Along MCS Section L1, the same chaotic seismic facies appears directly overlain by Plio-quaternary deposits from km-220 to km-270 (Fig. III.20). The magnetic anomaly located at 37°N-0°40"E (labeled A in Fig. III.21) do not correlate with the chaotic seismic facies. This anomaly is probably related to the oceanic crust rather than the extent of the basement of the continental margin (Fig. III.21).

Along the wide-angle seismic line, the chaotic seismic facies coincides with seismic velocities ranging from 5.0 to 6.5 km/s and its base is underlined by a clear intracrustal wide-angle reflector between km-60 and km-75 (Fig. III.14, 16 and 17).

We therefore assume that the body with a chaotic facies observed on most of the seismic lines between Mostaganen and Tenes is the source of the magnetic anomaly. Offshore Tenes (Fig. III.19), this body is located immediately north of the Kabylian calcareous ridge, which outcrops onshore (Fig. III.11-12). We propose to interpret this magnetic body as a piece of the AlKaPeCa basement overthrusting the external zones offshore. This is consistent with 1- the outcrops of the Kabylian Ridge (i.e. the sedimentary cover of AlKaPeCa) in Tenes; 2- the nature of the metamorphic basement of the AlKaPeCa which contains magnetic rocks (e.g. in peridodites, mineralizations,…); 3- the eastward continuity with the Khayr-Al-Din Bank interpreted by (*Leprêtre et al.*, 2013 ; *Domzig et al.*, 2006 ; *Yelles et al.*, 2009) as relics of the Kabylian basement, originally part of the Internal Zones, and the offshore extension of the Chenoua and Algiers internal massifs; 4- the WNW-ESE positive magnetic anomaly which outlines the extent of the AlKaPeCa offshore Great Kabylia (*Schettino and Turco*, 2006 ;*Bracene, personnal communication*); 5- the north dipping reflector, based on the inversion of wide-angle reflection arrivals, which marks possibly the tectonic contact between the AlKaPeCa basement and the overthrusted Flysch and is not imaged by MCS (Fig. III.18).

We infer from the trend and extension of the positive magnetic anomaly, that the internal zones (i.e. the AlKaPeCa basement) extend offshore west of the Tenes over ~140 km at least to the latitude of Mostaganen. Possibly the AlKaPeCa basement is stretched, in parallel to the margin, inside the strike-slip fault zone, which bounds the Algerian oceanic basin to the south. This is supported by the flower structure, which affects the deep continental margin (FS in fig III.18-III.19). Therefore, the apparent gap between the internal zones known in Algeria and the outcrops described in the Moroccan Rif might be much smaller than previously predicted.

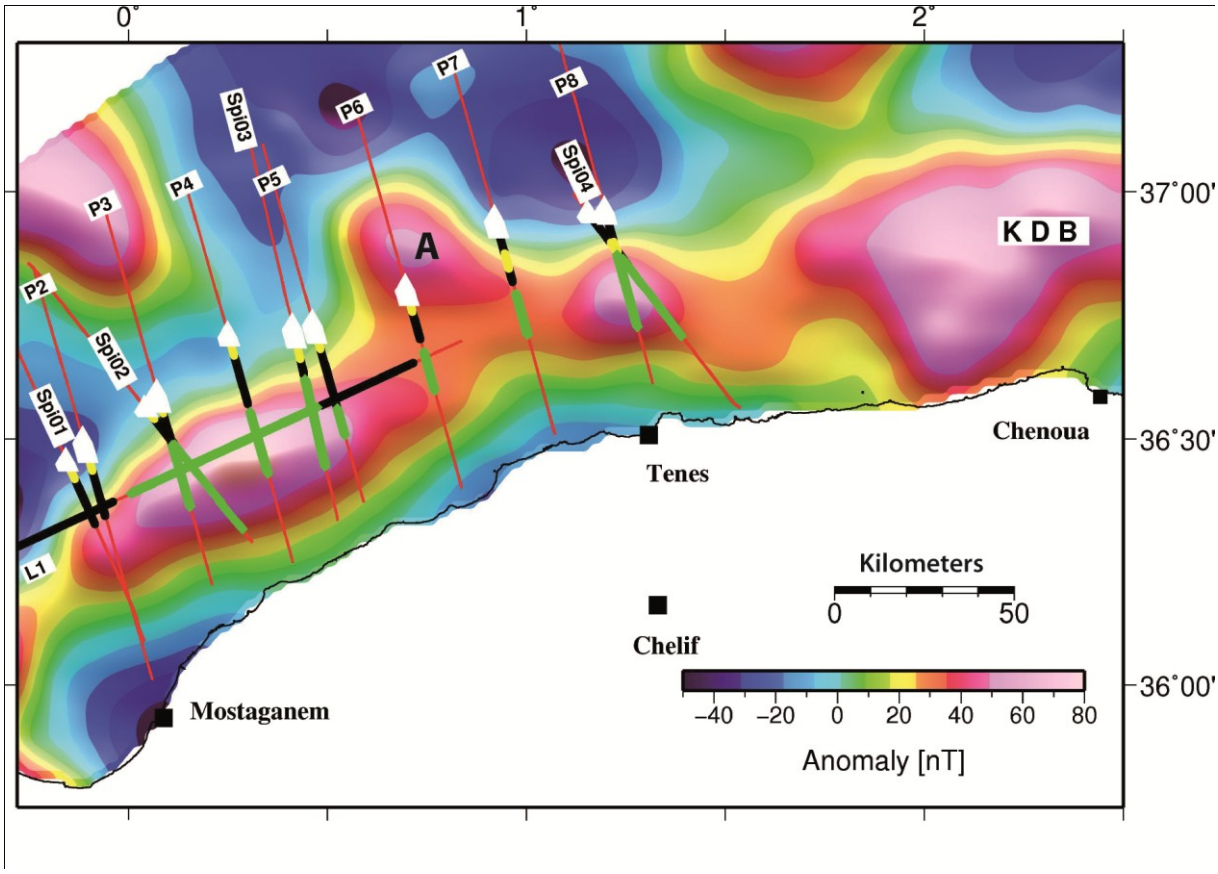


Figure III.21: *Magnetic anomaly map from shipboard measurements (courtesy FUGRO LTD and Sonatrach). The magnetic measurements in the zone were acquired in 2002 by FUGRO LCT LTD each 25 m along Sonatrach 2D reflection seismic profiles, using an ELSEC 3 coil marine sensor. The data were processed and filtered by ARK GEOPHYSICS LTD software. Red lines mark MCS profiles. Green lines indicate the chaotic seismic facies observed in the acoustic basement on MCS profiles. Note the correspondence of the chaotic seismic facies observed on MCS with the magnetic anomalies. White triangles are the locations of Ameur diapir observed on MCS lines. The black lines represent the width of the basin neighboring the Ameur diapir. The yellow lines show the depocentre in the asymmetric pull-apart basin. KDB= Khayr-al-Din Bank. A=magnetic anomaly which does not coincide with chaotic seismic facies and probably related to the oceanic crust.*

III.3.9 Conclusions

The final WAS model, as well as available seismic reflection lines, reveal striking features in the deep structure of the margin from north to south:

- The oceanic crust is as thin as 4 km, with velocities ranging from 5.0 to 7.1 km/s, covered by a 3.3 km thick sedimentary pile (seismic velocities from 1.5 to 5.0 km/s) characterized by an intense diapiric activity of the Messinian salt layer.

- A sharp transition zone, less than 10 km wide, with seismic velocities intermediate between oceanic seismic velocities (observed northward) and continental seismic velocities (observed southward). This zone coincides with narrow and elongated pull-apart basins imaged by multichannel seismic data. Neither evidence of volcanism nor of exhumed serpentinized upper mantle as described along many extensional continental margins are observed along this segment of the margin.
- A slightly thinned continental crust coincident with a rapid variation of the Moho depth imaged from 12 to ~20 km with a dip up to 40%. The seafloor bathymetry is showing a steep continental slope (>20%). Inverse faults are suspected along MCS lines shot in the dip direction but they do not depict large vertical displacements and could be related primarily to strike-slip motion.
- A characteristic chaotic seismic facies, with seismic velocities in the range of 5.0 to 5.5 km/s associated with a high magnetic anomaly, is interpreted as the westward extension of the AlKaPeCa blocks outcropping on-land in Tenes area. This body is highly fractured (Fig. III.18-21) and parallels the pull-apart basins and the OCT. It possibly results of the boudinage within the shear zone developed along the STEP fault.

These results support the hypothesis that the margin offshore Mostaganem is not an extensional margin but rather a transform-type margin born as a response to slab roll-back and tearing (STEP fault). The Subduction-Transform Edge Propagator created a shear zone including the OCT, marked by pull-apart basins, and part of the thinned continental crust including the AlKaPeCa blocks. There is also some tenuous evidence for moderate tectonic inversion in a direction roughly perpendicular to the margin, consistent with the present-day stress field.

III.3.10 References

Acosta, J., A. Muñoz, P. Herranz, C. Palomo, M. Ballesteros, M. Vaquero, and E. Uchupi (2001), Geodynamics of the Emile Baudot Escarpment and the Balearic Promontory, western Mediterranean, *Mar. Pet. Geol.*, *18*(3), 349–369.

Auffret, Y., P. Pelleau, F. Klingelhoefer, L. Geli, J. Crozon, J. Y. Lin, and J.-C. Sibuet (2004), MicrOBS: A new generation of ocean bottom seismometer, *First Break*, *22*(7), doi:10.3997/1365-2397.2004012.

Avedik, F., V. Renard, J. P. Allenou, and B. Morvan (1993), "Single bubble" air- gun array for deep exploration, *GEOPHYSICS*, *58*(3), 366–382, doi:10.1190/1.1443420.

Basile, C., and P. Allemand (2002), Erosion and flexural uplift along transform faults, *Geophys. J. Int.*, *151*(2), 646–653, doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01805.x.

Bauer, K., S. Neben, B. Schreckenberger, R. Emmermann, K. Hinz, N. Fechner, K. Gohl, A. Schulze, R. B. Trumbull, and K. Weber (2000), Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies, *J. Geophys. Res.*, *105*(B11), 25829, doi:10.1029/2000JB900227.

Berkhout, A. J., and D. J. Verschuur (1997), Estimation of multiple scattering by iterative inversion, Part I: Theoretical considerations, *GEOPHYSICS*, *62*(5), 1586–1595, doi:10.1190/1.1444261.

Bird, D. (2001), Shear margins: Continent-ocean transform and fracture zone boundaries, *Lead. Edge*, *20*(2), 150–159, doi:10.1190/1.1438894.

Boillot, G., G. Féraud, M. Recq, and J. Girardeau (1989), Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins, *Nature*, *341*(6242), 523–525, doi:10.1038/341523a0.

Booth-Rea, G., C. R. Ranero, J. M. Martínez-Martínez, and I. Grevemeyer (2007), Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, *8*(10), n/a–n/a, doi:10.1029/2007GC001639.

Bouillin, J. P. (1986), Le "bassin maghrebin"; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'ouest des Alpes, *Bull. la Soc. Geol. Fr.*, *II*(4), 547–558, doi:10.2113/gssgfbull.II.4.547.

Bracène, R., and D. Frizon de Lamotte (2002), The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion, *Tectonophysics*, *357*(1), 207–226.

Camerlenghi, A., D. Accettella, S. Costa, G. Lastras, J. Acosta, M. Canals, and N. Wardell (2009), Morphogenesis of the SW Balearic continental slope and adjacent abyssal plain, Western Mediterranean Sea, *Int. J. Earth Sci.*, *98*(4), 735–750, doi:10.1007/s00531-008-0354-8.

Christensen, N. I., and W. D. Mooney (1995), Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, *100*(B6), 9761, doi:10.1029/95JB00259.

Clark, S. A., C. A. Zelt, M. B. Magnani, and A. Levander (2008a), Characterizing the Caribbean–South American plate boundary at 64°W using wide-angle seismic data, *J. Geophys. Res.*, *113*(B7), B07401, doi:10.1029/2007JB005329.

Clark, S. A., M. Sobiesiak, C. A. Zelt, M. B. Magnani, M. S. Miller, M. J. Bezada, and A. Levander (2008b), Identification and tectonic implications of a tear in the South American plate at the southern end of the Lesser Antilles, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, *9*(11), n/a–n/a, doi:10.1029/2008GC002084.

Cloetingh, S., S. Willet, T. Torsvik, S. Werner, F. Gallais, D. Graindorge, M.-A. Gutscher, and D. Klaeschen (2013), Propagation of a lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of the Calabrian accretionary wedge offshore eastern Sicily (Southern Italy), *Tectonophysics*, *602*, 141–152.

Comas, M. C., V. García-Dueñas, and M. J. Jurado (1992), Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data, *Geo-Marine Lett.*, *12*(2-3), 157–164, doi:10.1007/BF02084927.

Comas, M. C., J. P. Platt, J. I. Soto, and A. B. Watts (1999), the origin and tectonic history of the alboran basin: insights from Leg161 results, , *161*, 555–580.

Contrucci, I., A. Nercessian, N. Béthoux, A. Mauffret, and G. Pascal (2001), A Ligurian (Western Mediterranean Sea) geophysical transect revisited, *Geophys. J. Int.*, *146*(1), 74–97, doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01418.x.

Cope, M. J. (2003), Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier, , *21*(July), 35–40.

Delteil, J. (1974), *Tectonique de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du Tell oriental [Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra]*.

Detrick, R. S., A. J. Harding, G. M. Kent, J. A. Orcutt, J. C. Mutter, and P. Buhl (1993), Seismic structure of the southern East pacific rise., *Science*, *259*(5094), 499–503, doi:10.1126/science.259.5094.499.

Domzig, A. et al. (2006), Searching for the Africa–Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), *Comptes Rendus Geosci.*, *338*(1-2), 80–91, doi:10.1016/j.crte.2005.11.009.

Duggen, S., K. Hoernle, P. van den Bogaard, and C. Harris (2004), Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *218*(1-2), 91–108, doi:10.1016/S0012-821X(03)00632-0.

Durand-Delga & Fontboté, J. M. (1980), Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, in *Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans*, vol. 11, pp. 65–85.

Edwards, R. A., R. B. Whitmarsh, and R. A. Scrutton (1997), The crustal structure across the transform continental margin off Ghana, eastern equatorial Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *102*(B1), 747, doi:10.1029/96JB02098.

Faccenna, C., T. W. Becker, F. P. Lucente, L. Jolivet, and F. Rossetti (2001), History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean, *Geophys. J. Int.*, *145*(3), 809–820, doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x.

Frizon de Lamotte, D., C. Raulin, N. Mouchot, J.-C. Wrobel-Daveau, C. Blanpied, and J.-C. Ringenbach (2011), The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes, *Tectonics*, *30*(3), n/a–n/a, doi:10.1029/2010TC002691.

Gailler, a., F. Klingelhoefer, J.-L. Olivet, and D. Aslanian (2009), Crustal structure of a young margin pair: New results across the Liguro–Provencal Basin from wide-angle seismic tomography, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *286*(1-2), 333–345, doi:10.1016/j.epsl.2009.07.001.

Gallais, F., M.-A. Gutscher, D. Graindorge, N. Chamot-Rooke, and D. Klaeschen (2011), A Miocene tectonic inversion in the Ionian Sea (central Mediterranean): Evidence from multichannel seismic data, *J. Geophys. Res.*, *116*(B12), B12108, doi:10.1029/2011JB008505.

Gerlings, J., T. Funck, H. R. Jackson, K. E. Louden, and F. Klingelhöfer (2009), Seismic evidence for plume-derived volcanism during formation of the continental margin in southern Davis Strait and northern Labrador Sea, *Geophys. J. Int.*, *176*(3), 980–994, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.04021.x.

Glangeaud, L. (1932), Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger,

Govers, R., and M. Wortel (2005), Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *236*, 505–523, doi:10.1016/j.epsl.2005.03.022.

Greenroyd, C. J., C. Peirce, M. Rodger, A. B. Watts, and R. W. Hobbs (2008), Demerara Plateau - the structure and evolution of a transform passive margin, *Geophys. J. Int.*, *172*(2), 549–564, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03662.x.

Grevemeyer, I., C. R. Ranero, W. Leuchters, D. pesquer, G. Booth-Rea, and J. Gallart (2011), Seismic constraints on the nature of crust in the Algerian-Balearic Basin - implications for lithospheric construction at back-arc spreading centres, *AGU Fall Meet. Abstr.*, *-1*, 04.

J.Korenaga, W.S. Holbrook, G.M. Kent, P.B.kelemen, R.S. Detrick, H.-C.Larsen, J.R. Hopper, and T. D.-J. (2000), Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, *105*, 21,591–21,614.

Jolivet, L., and C. Faccenna (2000), Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, *19*(6), 1095, doi:10.1029/2000TC900018.

Keen, C. E., K. Dickie, and S. A. Dehler (2012), The volcanic margins of the northern Labrador Sea: Insights to the rifting process, *Tectonics*, *31*(1), n/a–n/a, doi:10.1029/2011TC002985.

Klingelhofer, F., L. Geli, L. Matias, N. Steinsland, and J. Mohr (2000), Crustal structure of a super-slow spreading centre:a seismic refraction study of Mohns Ridge, 72o N, *Geophys. J. Int.*, *141*(2), 509–526, doi:10.1046/j.1365-246x.2000.00098.x.

Lamotte, D. F. de, B. Saint Bezar, R. Bracène, and E. Mercier (2000), The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, *19*(4), 740–761, doi:10.1029/2000TC900003.

Leprêtre, A., F. Klingelhoefer, D. Graindorge, P. Schnurle, M. O. Beslier, K. Yelles, J. Déverchère, and R. Bracene (2013), Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *118*(8), 3899–3916, doi:10.1002/jgrb.50318.

Lonergan, L., and N. White (1997), Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, *16*(3), 504–522.

Louden, K. E. (1980), The crustal and lithospheric thicknesses of the Philippine Sea as compared to the Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *50*(1), 275–288.

Mauffret, a., D. Frizon de Lamotte, S. Lallemant, C. Gorini, and a. Maillard (2004), E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), *Terra Nov.*, *16*(5), 257–264, doi:10.1111/j.1365-3121.2004.00559.x.

Mauffret, A. (2007), The Northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) Plate, *Tectonophysics*, *429*(1-2), 21–44, doi:10.1016/j.tecto.2006.09.007.

Medaouri, M., R. Bracene, J. Deverchere, D. Graindorge, A. Ouabadi, and A. K. Yelles-Chaouche (2012), Structural styles and Neogene petroleum system around the Yusuf-Habibas Ridge (Alboran Basin, Mediterranean Sea), *Lead. Edge*, *31*(7), 776–785, doi:10.1190/tle31070776.1.

Meghraoui, M., A. Cisternas, and H. Philip (1986), Seismotectonics of the Lower Cheliff Basin: Structural background of the El Asnam (Algeria) Earthquake, *Tectonics*, *5*(6), 809, doi:10.1029/TC005i006p00809.

Meghraoui, M., J.-L. Morel, J. Andrieux, and M. Dahmani (1996), Tectonique plio-quaternaire de la chaine tello-rifaine et de la mer d'Alboran; une zone complexe de convergence continent-continent, *Bull. la Soc. Geol. Fr.*, *167*(1), 141–157.

Michard, A., A. Chalouan, H. Feinberg, B. G. And, and R. Montigny4 (2002), How does the Alpine belt end between Spain and Morocco ?, *Bull. la Soc. Géologique Fr.*, *173*(1), 3–15, doi:10.2113/173.1.3.

Minshull, T. A., M. R. Muller, and R. S. White (2006), Crustal structure of the Southwest Indian Ridge at 66°E: seismic constraints, *Geophys. J. Int.*, *166*(1), 135–147, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03001.x.

Muller, M. R., T. A. Minshull, and R. S. White (2000), Crustal structure of the Southwest Indian Ridge at the Atlantis II Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, *105*(B11), 25809, doi:10.1029/2000JB900262.

Pascal, G. P., A. Mauffret, and P. Patriat (1993), The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling, *Geophys. J. Int.*, *113*(3), 701–726, doi:10.1111/j.1365-246X.1993.tb04662.x.

Perrodon, A. (1957), Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale,

Platt, J. P., J.-I. Soto, M. J. Whitehouse, A. J. Hurford, and S. P. Kelley (1998), Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean, *Tectonics*, *17*(5), 671–689, doi:10.1029/98TC02204.

Platt, J. P., M. J. Whitehouse, S. P. Kelley, A. Carter, and L. Hollick (2003), Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension, *Geology*, *31*(3), 251–254, doi:10.1130/0091-7613(2003)031.

Platt, J. P., R. Anczkiewicz, J.-I. Soto, S. P. Kelley, and M. Thirlwall (2006), Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean, *Geology*, *34*(11), 981, doi:10.1130/G22801A.1.

Polvêche, J. (1960), Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais,

Rehault, J. P., G. Boillot, and A. Mauffret (1984), The western Mediterranean basin geological evolution, *Mar. Geol.*, *55*(3), 447–477.

Rosenbaum, G., G. S. Lister, and C. Duboz (2002), Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene, *J. virtual Explor.*, *8*, 107–126.

Sage, F., B. Pontoise, J. Mascle, C. Basile, and L. Arnould (1997), Crustal structure and ocean – continent transition at marginal ridge : the Co ˆ te d ' Ivoire – Ghana marginal ridge, , 40–48.

Sage, F., C. Basile, J. Mascle, B. Pontoise, and R. B. Whitmarsh (2000), Crustal structure of the continent-ocean transition off the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin: implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary, *Geophys. J. Int.*, *143*(3), 662–678, doi:10.1046/j.1365-246X.2000.00276.x.

Schettino, a., and E. Turco (2010), Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *123*(1-2), 89–105, doi:10.1130/B30064.1.

Schettino, A., and E. Turco (2006), Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene, *Geophys. J. Int.*, *166*(3), 1398–1423, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02997.x.

Sclater, J. G., D. Karig, L. A. Lawver, and K. Louden (1976), Heat flow, depth, and crustal thickness of the marginal basins of the South Philippine Sea, *J. Geophys. Res.*, *81*(2), 309–318, doi:10.1029/JB081i002p00309.

Stich, D. (2003), Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.*, *108*(B3), 2148, doi:10.1029/2002JB002057.

Thomas, G. (1985), Géodynamique d'un bassin intramontagneux: Le Bassin du Bas-Chelif occidental (Algérie) durant le mio-plio-quaternaire,

Varela, C. L., A. L. R. Rosa, and T. J. Ulrych (1993), Modeling of attenuation and dispersion, *Geophysics*, *58*(8), 1167–1173, doi:10.1190/1.1443500.

Verschuur, D. J., and A. J. Berkhout (1997), Estimation of multiple scattering by iterative inversion, Part II: Practical aspects and examples, *GEOPHYSICS*, *62*(5), 1596–1611, doi:10.1190/1.1444262.

Vila, J. (1980), Algerian mountain chain and the Algerian–Tunisian confines,

White, R. S., D. A. N. Mckenzie, and K. O. Nions (1992), Crustal Thickness Earth of sediments acterised as normal ridge basalt (MORB). wide range of seismic velocities and The source composition and depth of melting of fled as the extrusive basaltic lavas and dykes formed at consistent and O • ions ' [1991], , *97*(Table 2).

Wildi, W. (1983), La chaine tello-rifaine (Algerie, Maroc, Tunisie): strueture, stratigraphie et évolution du Trias au Miocene, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys*.

Yielding, G., M. Ouyed, G. C. P. King, and D. Hatzfeld (1989), Active tectonics of the Algerian Atlas Mountains-evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake, *Geophys. J. Int.*, *99*(3), 761–788, doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb02057.x.

Chapitre IV. Migration/Inversion en profondeur des données de sismique multitrace et grand-angle

Au sein du laboratoire Géoazur un certain nombre d'outils de traitement de données de sismique marine multitrace ont été développés, afin d'obtenir des modèles géo-structuraux de la zone superficielle de la croûte terrestre (0-8 km). Pour l'imagerie de cette zone, nous exploitons une méthode de tomographie en diffraction rai+Born connue aussi comme migration/inversion avant-sommation en profondeur (Jin et al., 1992; Lambaré et al., 1992; Thierry et al., 1999; Forgues, 1996; Operto et al., 2003; Ribodetti et al., 2011).

Cette méthode est bien adaptée au traitement de données de sismiques multitrace, cependant l'estimation du modèle de référence est fondamentale pour les méthodes de migration/inversion puisque la qualité des images migrées (qualité de la focalisation, précision du positionnement en profondeur des réflecteurs, précision de l'estimation de l'amplitude des paramètres du modèle) dépend fortement de la précision du modèle de référence. Un modèle de vitesse de départ correct est donc nécessaire pour obtenir des images migrées fiables. Le modèle de vitesse « fiable » pour la migration est généralement déduit après plusieurs itérations de migration/correction, souvent appelé procédure « Migration-velocity-analysis ». Cette procédure nous permet, alors de contrôler la fiabilité de l'image migrée (Al-Yahya, 1987; Agudelo et al., 2009) et corriger ainsi les erreurs sur les profondeurs et les amplitudes des images obtenues, notre approche permet donc une interprétation géo-structurale immédiate.

Nous présentons ici la méthodologie et les résultats obtenus dans le cadre de mon travail de thèse en appliquant cette méthode à des données de sismique marine multitrace (acoustique) acquises pendant la mission SPIRAL le long du profil Spi02.

L'organigramme des traitements appliqués aux données MCS est schématisé sur la Figure IV.1 (Agudelo, 2005). Dans la phase préparatoire, les données sont prétraitées avec Geocluster en préservant les amplitudes (Cf. Chap. II). Cette étape a visé notamment à améliorer le rapport Signal/Bruit et à atténuer au mieux les réflexions multiples, qui masquent les réflecteurs profonds sous la plateforme et la pente continentale. Par ailleurs, elle a permis de définir le modèle initial de vitesse de migration pré-stack V0, Fig. IV.2a).

A l'issue de cette phase, des traitements spécifiques adaptés aux acquisitions de sismique réflexion multitrace ont été appliqués aux données afin d'obtenir une image quantitative en profondeur (Fig. IV.4, 5).

Le développement de méthodes de tomographie en diffraction pour l'inversion de données de sismique grand-angle et leurs extensions à des milieux de structure complexe fait l'objet d'une intégration dans cette section. Pour tenter d'établir une relation entre les réflecteurs profonds et leur manifestation en surface, il est nécessaire de combiner la méthode de tomographie en diffraction avec des méthodes adaptées aux dispositifs grand-angle.

En raison du dispositif d'acquisition MCS utilisé pendant la mission SPIRAL (longueur de la flute 4.5 km), on arrive à bien imager la structure superficielle, mais les niveaux plus profonds (> 5km) sont mal contraints. Par contre, la sismique réflexion/réfraction grand-angle permet

d'explorer le milieu avec une plus large gamme d'angles, permettant d'avoir une meilleure contrainte sur les réflecteurs profonds. Les deux types de données ont été donc utilisés de manière conjointe.

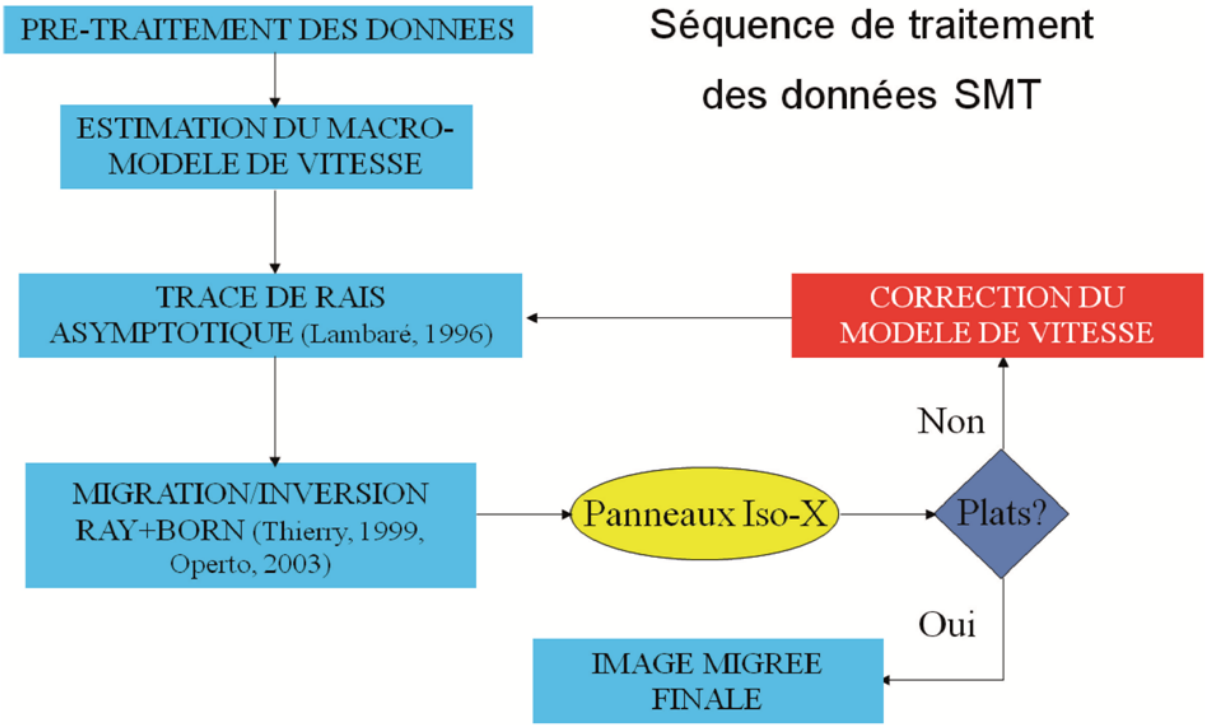


***Figure IV.1**: Schéma du traitement des données MCS. Dans la procédure de migration, une méthode de correction du modèle de vitesse initial a été intégrée. Cette méthode intègre un outil de contrôle sur la précision de l'image migrée en profondeur (géométrie et amplitude correctes des réflecteurs) et de correction du macro-modèle de vitesse.*

IV.1 Construction du modèle de vitesse MCS et lissage

A partir de l'analyse de vitesse effectuée via Geocluster et après le reformatage des fichiers de vitesses et du fond marin, une conversion en vitesse d'intervalle avec la formule de Dix, un passage en coupes vitesse profondeur (Fig. IV.2), une interpolation et deux phases de lissage du macro-modèle de vitesse sont effectués afin d'obtenir un modèle de départ lisse pour la migration contenant des grandes longueurs d'onde (macro-modèle de vitesse, MV1). (Fig. IV.2).

Les deux étapes de lissage servent à éviter le phénomène des singularités associées aux discontinuités du modèle, (1) une première permettant de « gommer » les discontinuités artificielles induites par les interpolations « unidimensionnelles 1D » lors de l'analyse des vitesses en temps. (2) une deuxième qui correspond à une projection de base de « B-spline » qui consiste à approcher la grille fine des vitesses à des splines cubiques (polynômes dont les dérivées sont continues au second ordre). Ces procédures sont nécessaires afin de pouvoir effectuer le tracé de rais (Lambaré et al., 1996)

Deux itérations de « Migration-velocity-analysis » ont été nécessaires pour obtenir un modèle de vitesse relativement fiable (Fig. IV.3a).

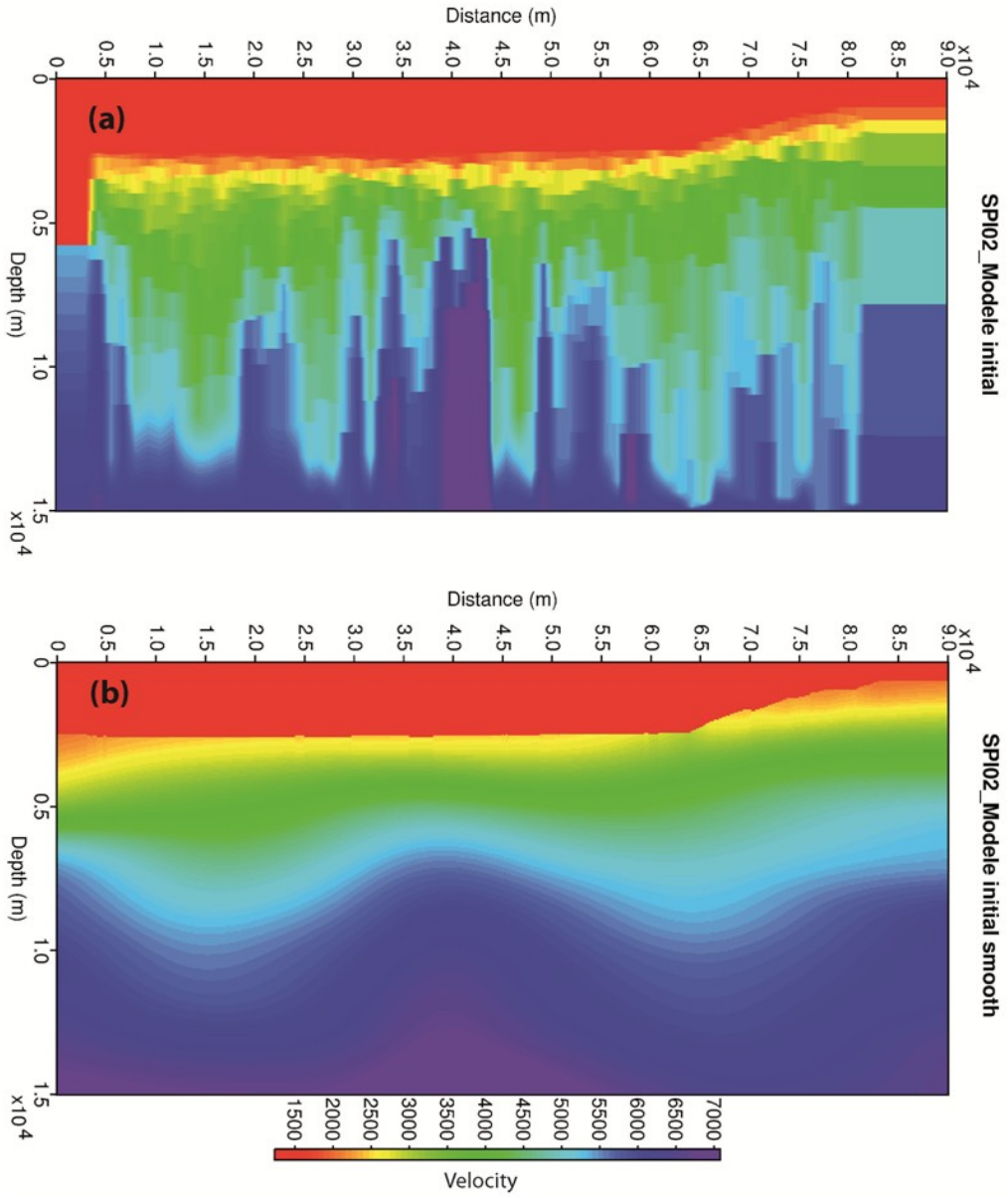


Figure IV.2 : *Macro-modèle de vitesse en profondeur du profil Spi02 (a) V0 modèle initial avant lissage, à partir de l'analyse de vitesse temps , une conversion en vitesse quadratique moyenne avec la formule de Dix, un passage en coupes vitesse profondeur et une interpolation, (b) MV1 après deux phases de lissage.*

IV.2 Le modèle de vitesse mixte

Dans la majorité des campagnes d'acquisition de données SMT, et à cause de l'incertitude dans les analyses des vitesses pour les réflexions profondes, il n'est généralement pas possible d'imager des interfaces situées au delà d'une profondeur critique, cette profondeur est fonction de la fréquence de la source de tir et de la longueur du dispositif (O'Brien and

Lerche, 1988). (Lines, 1993 ; Ross, 1994) ont montré que la profondeur critique est proche de l'équivalent de la longueur du dispositif. Si la profondeur d'une interface, I, est inferieure à la longueur du dispositif L, les erreurs associées aux incertitudes vitesse/profondeur sont proportionnelles à P, cependant, quand P est supérieur à L ces incertitudes deviennent proportionnelles à I^2.

Dans le cas de l'acquisition SMT de la campagne SPIRAL, la longueur du dispositif d'acquisition est de l'ordre de 4.5 km. La discontinuité du Moho et le chevauchement basal à pendage nord du domaine AlKaPeCa sur la marge africaine, tels qu'ils sont imagés par la tomographie des données SGA, sont situés respectivement à des profondeurs de 9-12 (dans le bassin profond et la zone de transition) et vers 10 km (Badji et al., soumis). Ces profondeurs sont nettement supérieures à la profondeur critique MCS.

Pour augmenter la profondeur critique, Il est possible de migrer avant sommation en profondeur les données SGA (réflexion grand angle) suivant la méthode développée par Zelt et al., (1998), Buske, (1999) , cette technique a montré son succès en Californie

(Lafond and Levander, 1995) et à Nankai (Dessa et al., 2004). Par contre l'espacement des OBS (≈ 2.5 à 3 km), et la quantité des arrivées réfléchies sur notre profil SPIRAL constituent une contrainte pour la résolution sismique.

Afin d'arriver à produire des images migrées en profondeur fiables au delà des profondeurs critiques, il est donc nécessaire de profiter du champ de vitesses résultant de la tomographie des temps d'arrivée (SGA) pour compléter celui fournit par la SMT.

Les deux macro-modèles de vitesse sont combinés : un par analyses de vitesse en domaine profondeur à partir des données MCS (MV2, Figure IV.3a, par Migration-velocity-analysis) et l'autre par tomographie des temps d'arrivée (Korenaga, 2000) (MV_OBS Figure IV.3.b) à partir des données OBS.

Le modèle mixte (Fig.IV.3c) est obtenu suivant la méthode proposée dans Agudelo et al.,(2008) en prenant: le modèle d'analyse de vitesse MV2 entre (0-3 km, Fig.IV.3a), un modèle pondéré dans une zone intermédiaire (3-4 km) et le modèle d'inversion des temps d'arrivée (MV-OBS, Fig.IV. 3.b) dans une zone profonde (>4 km). Une migration finale en profondeur (PSDM) avec ce modèle mixte est effectuée.

IV.3 Tracé de rais

Un tracé de rais (Lambaré et al. 1996) durant lequel le milieu est éclairé en disposant des sources fictives à la surface de l'eau, est utilisé pour calculer tous les paramètres nécessaires à la mise en œuvre de la migration en profondeur (temps d'arrivée, amplitude, vecteurs lenteurs et l'angle de diffraction pour chaque point de la grille) (Thierry et al. 1999).

IV.4 La migration « ray+Born » en amplitudes préservées

Le principe de la migration/inversion que nous avons utilisée, est de positionner l'énergie des arrivées réfléchies au niveau des réflecteurs sur lesquelles elles se sont réfléchies. Pour retro-propager les données, on va utiliser les résultats des tracé de rais calculées auparavant, afin de construire l'operateur de « retro-propagation » (opérateur rai+Born). Cet opérateur va calculer pour chaque point de la grille, la relation qui existe entre l'amplitude de la donnée et l'amplitude du même point sur l'image migrée, permettant d'obtenir les discontinuités du milieu (perturbation de vitesses).

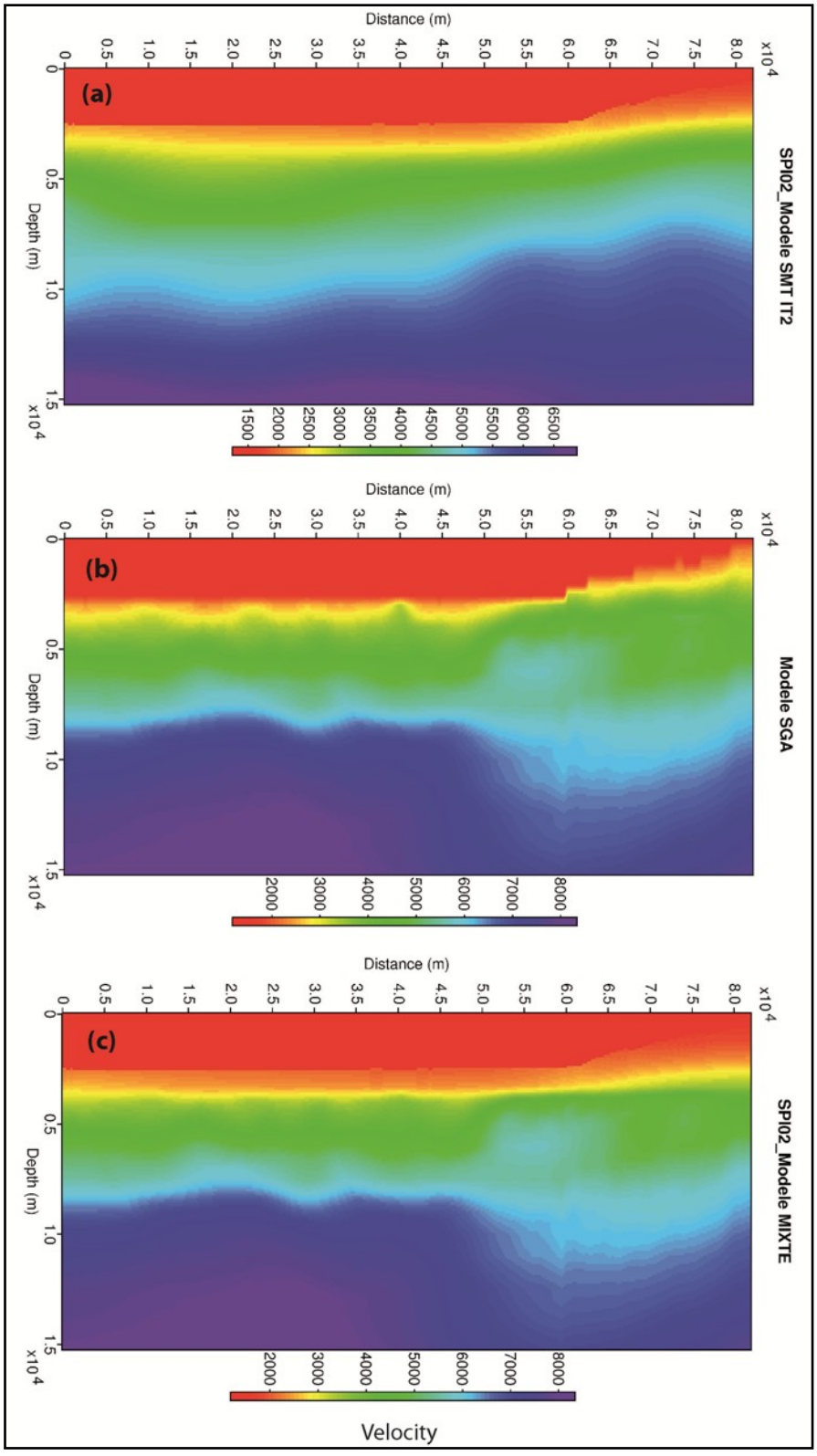


Figure IV.3 *: (a) Macro-modèle de vitesse (MV2) après correction de (MV1) via une analyse de vitesse dans le domaine profondeur. (b) Macro-modèle de vitesse (MV_OBS) par inversion des temps d'arrivés (voir la section inversion des données OBS). (c) Macro-modèle de vitesse mixte (MV_MIX).*

IV.5 Le contrôle de la fiabilité du modèle de vitesses et de l'image migrée

L'image migrée est très sensible au modèle de vitesse de départ, si le modèle de vitesses est mal estimé, les réflecteurs dans l'image migrée seront mal positionnés, défocalisés et leurs amplitudes incorrectes. Au cours de la migration, un contrôle de qualité est mis en œuvre, permettant d'améliorer le modèle de vitesse de référence. En tirant profit de la couverture multiple des dispositifs d'acquisition de sismique multitrace, les erreurs sur les vitesses peuvent être identifiés sur les panneaux iso-X (ou collection en image commune). Un panneau iso-X est calculé à une position horizontale X donnée le long du profil. (Fig. IV.4b,5b, 6b), Il est gradué verticalement en fonction de la profondeur z et horizontalement en fonction de l'angle d'illumination. Chaque trace d'un panneau iso-X fournit une image à un X donné des différents réflecteurs en fonction de la profondeur. Si le modèle de vitesse de référence est correct, cet événement est situé à la même profondeur sur chaque trace du panneau. En d'autres termes, les événements doivent être plats sur ces panneaux (Al-Yahya, 1989). Au contraire, toute courbure des événements indique une erreur sur les vitesses. A partir des panneaux Iso-X, des fonctions de correction sont calculées via l'estimation des panneaux de semblance, évalués dans le domaine profondeur (panneaux gamma, Fig. IV.4b, 5b, 6b). Au cours de la migration ce contrôle de qualité et d'amélioration du modèle de vitesse de référence, a été effectué afin d'obtenir une image migrée fiable. Il s'agit d'une technique, très utilisée en exploration géophysique, qui a été appliquée précédemment à des données diverses acquises dans des contextes géodynamiques variés (Agudelo (2005); Ribodetti et al. 2006; Agudelo et al. 2009; Marcaillou et al. 2008 ; Autin et al. 2010; Caméra et al. 2010; Mbida et al. 2011; Ribodetti et al. 2011).

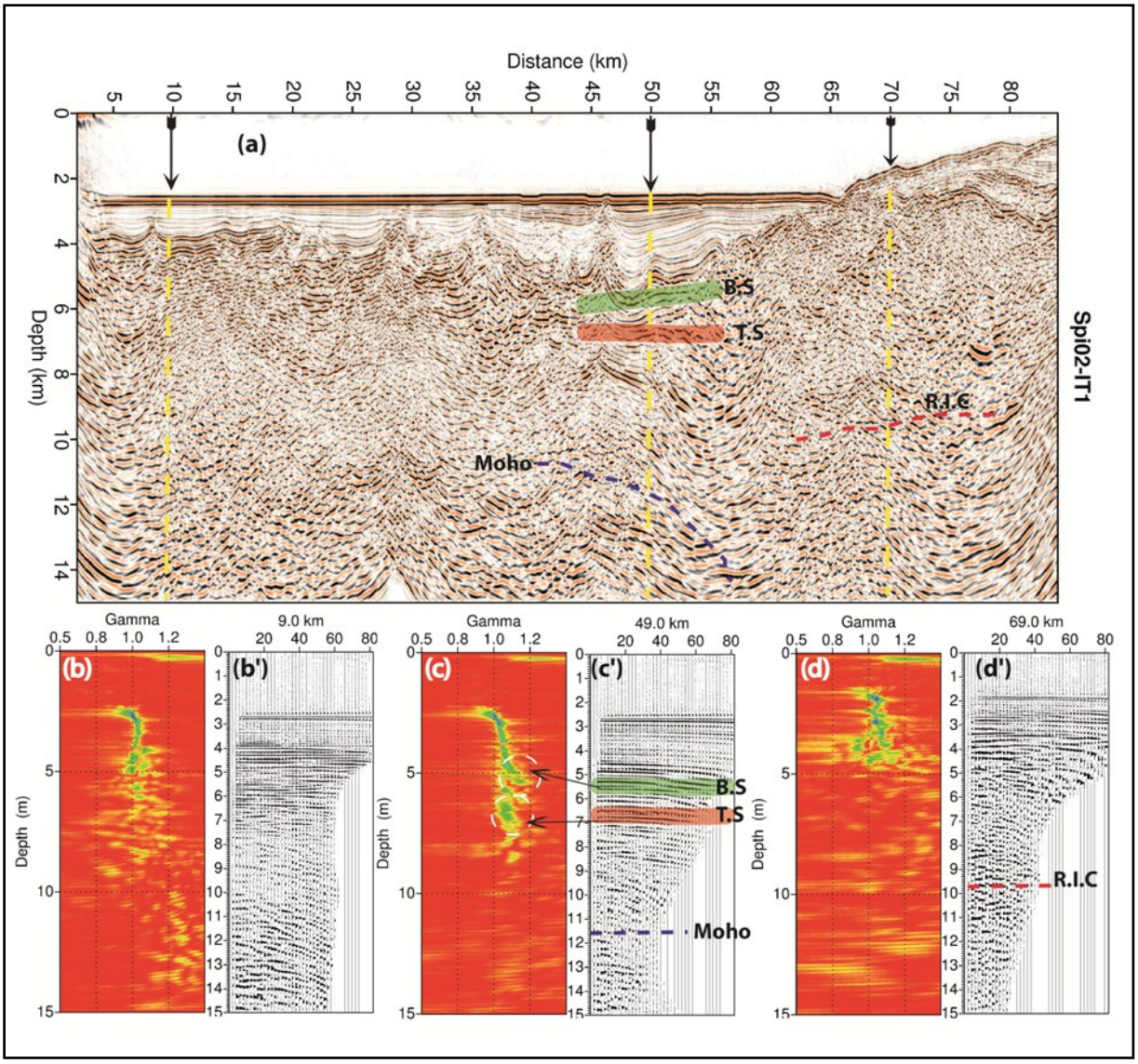


Figure IV.4 : *En haut, image migrée du profil Spi02 en utilisant le modèle de vitesses MV1 (Figure IV.4.a), en pointillés rouges, la base du bloc crustal AlKaPECa, en pointillés bleus le Moho les deux observés en sismique grand-angle. En bas, panneaux de semblances et iso-X correspondants, situés à X=9, 49, 69 km de distance. L'image migrée (fig.IV.4a), montre des événements sismiques avec une forme ondulée à partir de 6 km de profondeur, ces ondulations sont la conséquence de l'imprécision du modèle de vitesses de migration en profondeur, qui est associé au dispositif d'acquisition (flute de 4.5 km) (Lines, 1993 ; Ross, 1994). Par ailleurs, les pointillés associés aux réflecteurs considérés comme base de AlKaPeCa et du Moho ne sont pas sismiquement corrélables. Les panneaux iso-X (FigIV. 4b) montrent des réflecteurs assez plats pour tous les angles jusqu'à une profondeur d'environ 3 km. Les semblances estimées à partir des iso-X montrent des maximums (fig.4b, couleur jaune-vert) proches de la valeur 1, indiquant des faibles erreurs des vitesses pour la partie la plus superficielle, à corriger. Pour des profondeurs plus importantes le modèle de vitesse ne semble pas adapté.*

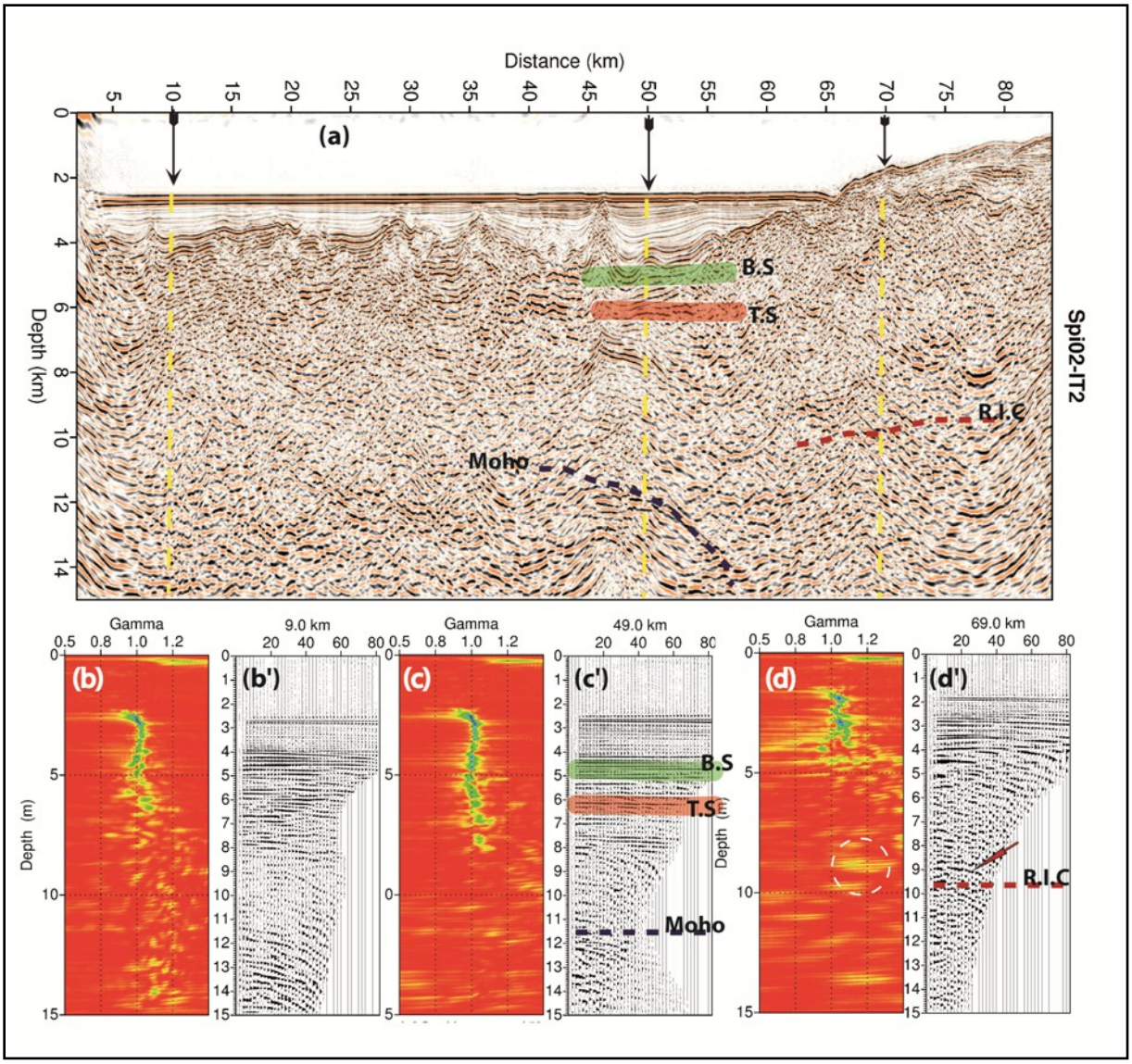


Figure IV.5 : *(a) image migrée du profil Spi02 en utilisant le modèle de vitesses MV2 (Figure 3.a), calculé après la première itération de migration, en pointillés bleus et rouges, respectivement, la discontinuité du Moho et le réflecteur intra-crustal, tels que observés en sismique grand-angle. (b, c et d), panneaux de semblances gamma et (b', c' et d') iso-X correspondants, situés à X=9, 49 et 69 km de distance. L'image migrée montre une amélioration par rapport à l'itération précédente, en terme de focalisation de l'énergie (gamma proche de 1), par ailleurs la base du bloc crustal AlKaPeCa et la discontinuité du Moho demeurent mal imagés. Les panneaux iso-X montrent des réflecteurs assez plats pour tous les angles jusqu'à une profondeur d'environ 5 km. Les semblances estimées à partir des iso-X montrent des maximums (couleur jaune-vert) proches de la valeur 1, indiquant un meilleur champ de vitesse. Pour des profondeurs plus importantes le modèle de vitesse doit être corrigé. A remarquer sur le panneau iso-X situé à X=70 km l'apparition d'un événement courbé (indiqué par la flèche rouge) et correspondant à l'énergie (cercle blanc) entre 9 et 9.5 km de profondeur, la courbure de l'événement est associée à des erreurs de positionnement en profondeur de ce réflecteur. Pour ces profondeurs le modèle de vitesse en utilisant le champ de vitesses MCS ne semble pas adapté.*

IV.6 Conclusions et suggestions

IV.6.1 Sur le modèle de vitesse de migration

La migration/inversion en profondeur avant sommation, (imagerie grande longueur d'onde ou géométrie sismique régionale), nous a permis de quantifier les épaisseurs de la série sédimentaire (la profondeur du substratum), la profondeur de la base du sel ainsi que les profondeurs du chevauchement basal du domaine AlKaPeCa à la marge africaine et le Moho dans la zone de transition. Cependant quelques hypothèses sur la qualité de l'imagerie sismique notamment sur la continuité des horizons par une meilleure focalisation de l'énergie sur les réflecteurs peuvent être avancées.

Comme l'image migrée dépend sensiblement de la qualité du modèle de vitesse nous pensons que pour arriver à améliorer la continuité il est utile de chercher une alternative à l'opération de lissage du modèle de vitesse qui s'effectue avant chaque itération de migration. En effet, avant chaque itération de migration et après avoir corrigé le champ de vitesses chaque kilomètre (courbe de correction de la fonction gamma multiplié par le champ de vitesses précédent), il est attendu que la composante petite longueur d'onde soit résolue. Cependant l'opération de lissage (avec une longueur de 4 km appliquée à nos données) qui suit l'opération de correction a un effet inverse (c.à.d. destruction des variations de petite longueur d'onde) et finalement on se retrouve constamment avec un modèle de vitesse de migration qui ne résout que la grande longueur d'onde. Donc des efforts doivent se concentrer sur le maintien de la composante petite longueur d'onde dans le modèle de vitesse de migration. Cette proposition sera bien sur confrontée à la méthode de ray-tracing qui exige un modèle lisse.

Pour illustrer la problématique du lissage, on remarque que sur le modèle de vitesse (MV-OBS, Fig. IV.3.b) le dôme de sel correspondant au diapir « Ameur » (40 km de distance) est bien résolu, cependant, le modèle de vitesses (MV2 fig. IV.3.a) ne montre pas cette structure malgré que l'échantillonnage spatial en sismique réflexion (12.5 m) soit bien inferieur à l'échantillonnage spatial en sismique grand-angle (inter-OBS ≈ 2.5 km).

A titre d'exemple, dans la marge algérienne, d'autres méthodes de migration « industrielles » ont été réalisées, le champ de vitesses (Fig. IV.6) montre la distribution des vitesses de migration en profondeur obtenu après plusieurs itérations de migration/correction le long d'une portion du profil sismique Nord-Sud, ce champ de vitesses montre bien la conservation de la composante petite longueur d'onde du champ de vitesses.

La Figure IV.6 montre un exemple de modèle de vitesse « industriel » sur un profil sismique de direction Nord-Sud situé dans la marge algérienne. Ce modèle obtenu avec une autre méthode de migration en profondeur, résultant de plusieurs itérations de « migration velocity analysis » et montrant des variations de vitesses de petites longueurs d'onde.

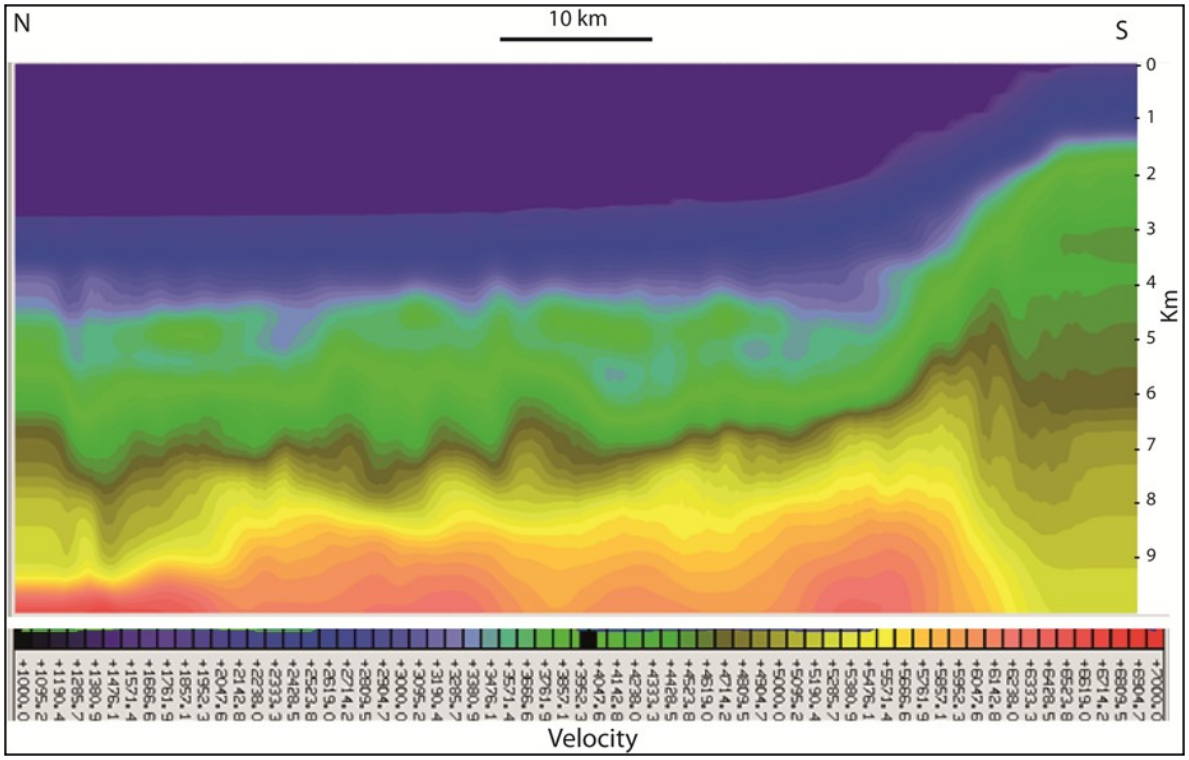


Figure IV.6 : *modèle de vitesse « industriel » sur un profil sismique nord-sud enregistré sur la marge algérienne.*

IV.6.2 Sur la définition de la géométrie d'acquisition pour le processus de migration

Durant la migration en profondeur, et comme déjà annoncé auparavant, dans l'étape du tracé de rai, un dispositif d'acquisition fictif est défini pour construire les paramètres de migration en profondeur avec la méthode Rai+born. Nous voulons à travers cette section tirer l'attention des prochains utilisateurs de cette méthode de veiller à éliminer tous les enregistrements sismiques acquis en doublure. En effet pendant l'acquisition, et à la fin du profil sismique Spi02, et suite à problème technique un ensemble de points de tirs a été réalisé une deuxième fois sur une même portion (Fig. IV.7a), ce qui a engendré des enregistrements supplémentaires couvrant les mêmes points en subsurface. Durant le traitement temps, le problème ne s'est pas posé puisque on a sommé les traces du même point miroir éclairé. Cependant dans la migration en profondeur, le code calcule une image pour chaque point de tir, en utilisant simultanément le résultat du tracé de rai et l'enregistrement sismique réel. Comme le code ne prend pas en considération une acquisition non régulière, la géométrie doit être définie de telle sorte à ne garder pour chaque position qu'un seul point de tir, c.à.d. chaque enregistrement doit correspondre à une position spatiale distante de 25 m de la précédente, en d'autres termes, le profil sismique doit comporter un nombre d'enregistrements sismiques répartis régulièrement chaque 25 m sur toute sa longueur. Sinon, une duplication de l'image sismique dans la portion acquise en double sera observée (Fig. IV.7b).

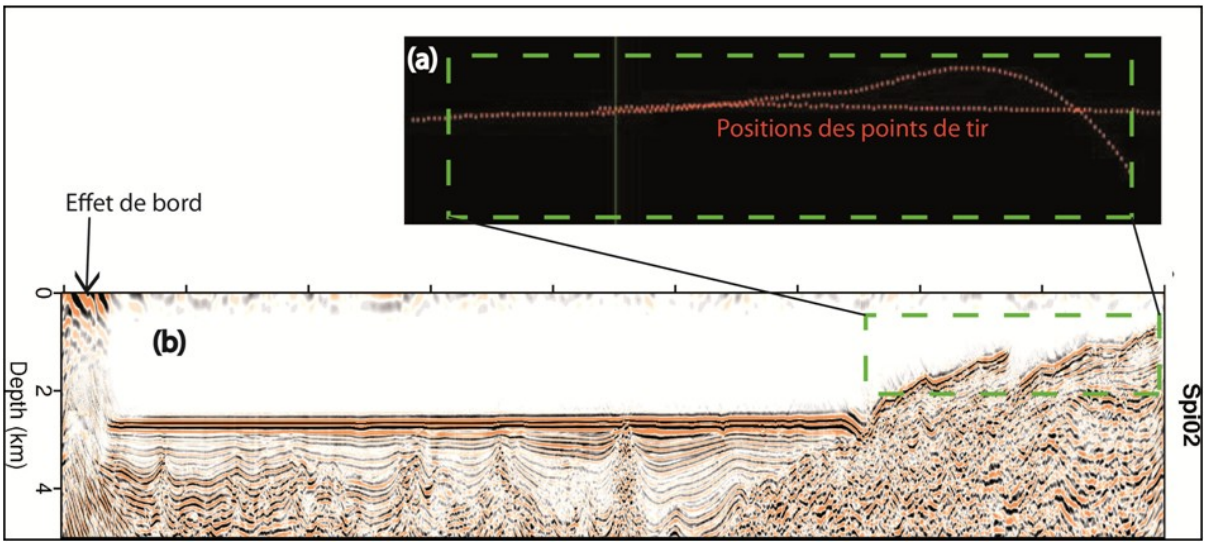


Figure IV.7 : *(a) partie du profil sismique Spi02, le cadrant vert représente la portion acquise deux fois. (b) image migrée en profondeur avant sommation correspondante, le cadrant vert représente la partie imagée en double.*

Chapitre V. Discussions

V.1 Sur la structure superficielle et profonde de la marge à partir de la migration en profondeur des données sismiques

V.1.1 Interprétation quantitative des épaisseurs

Les vitesses de propagation dans les différentes couches du sous-sol déterminées grâce à la migration avant sommation (PSDM) permettent de quantifier l'épaisseur des couches/la profondeur des réflecteurs notamment dans la série sédimentaire.

Dans le domaine océanique (km 0-43), sur l'imagerie sismique (PSDM) du profil Spi02, la séquence sédimentaire finement stratifiée et de faible réflectivité correspond aux dépôts plio-quaternaires (Fig. V.1a). Cette séquence est caractérisée par des épaisseurs très variables avec un maximum de 2,2 km (au km 47 de la section) et un minimum d'environ 1 km (au km 15 de la section). Elle est déformée par une tectonique salifère dont l'origine est le niveau d'évaporites messiniennes sur laquelle reposent les séries plio-quaternaires, et qui a donné naissance à des diapirs de sel (aux km 5, 25 et 33 de la section). Le toit du socle acoustique s'approfondissant légèrement (de ±200m) vers le sud et la bathymétrie restant constante, la couverture sédimentaire miocène à plio-quaternaire s'épaissit dans la même direction. La base du sel est légèrement plus profonde sur la limite sud du domaine océanique (5 km), que plus au nord (au km 10) où elle est à 4.8 km. Le Moho se situe à une profondeur d'environ 10 km d'après la présence de segments de réflecteurs sur les profils de MCS et la cohérence latérale avec le Moho sous la marge vu par la sismique grand-angle. L'absence d'un Moho clair et continu est probablement due à la présence de l'épaisse couche salifère messinienne et des dômes de sel qui atténuent fortement l'énergie sismique.

Au niveau du diapir « Ameur» aux profondeurs de 7 km à 9 km, des réflexions de fortes amplitudes sont observées. Ces réflexions pourraient être interprétées comme un réflecteur sismique penté sous le socle acoustique. Cependant les différentes itérations de migrations ont montré d'après la géométrie de ces réflexions, qu'il s'agit plutôt d'arrivées latérales qui prennent probablement leur origine dans une structure salifère en continuité latérale du diapir de « Ameur » et perpendiculaire au profil.

Au sud du diapir « Ameur», situé à l'aplomb d'une faille verticale, le graben étroit « G » (d'environ 15 km de largeur) repose sur la zone de transition Océan-Continent et enregistre le plus grand dépôt sédimentaire avec 4,1 km d'épaisseur. Les sédiments du Plio-Quaternaire se déposent en on-lap sur le bloc crustal « AlKaPeCa ». La série sédimentaire du Miocène infra-salifère elle, enregistre 1,1 km d'épaisseur, (le substratum est à 6,5 km de profondeur). Plus en profondeur, des réflexions plus au moins cohérentes sont observées, qui pourraient correspondre à des méta-sédiments de la croûte continentale.

V.1.2 Décalage de la base du sel

Immédiatement au nord de la faille bordière du graben désigné par « G » (km 40), la base du sel est située à 5 km de profondeur. Au sud de la faille, dans le graben (km 47), elle est légèrement décalée vers le bas (±200m). Ce décalage montre que la faille bordière s'enracine plus profondément que la base du sel et n'est donc pas associée à la seule tectonique salifère. Le faible décalage suggère que cette faille crustale, qui favorise le développement du diapir « Ameur », résulte d'un mouvement de décrochement pur ou très légèrement transtensif.

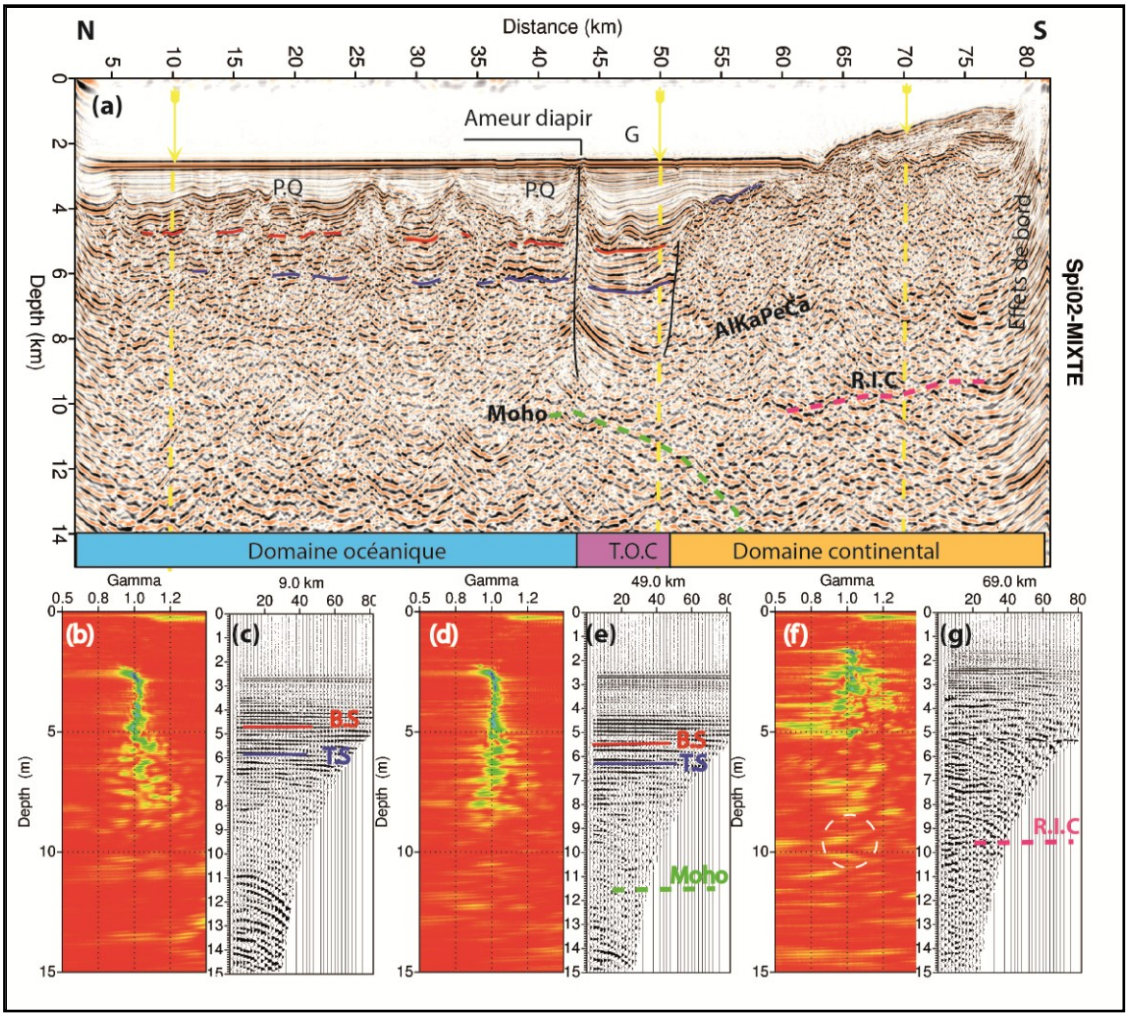


Figure V.1 : *(a) image migrée du profil Spi02 en utilisant le modèle de vitesses mixte (Figure IV.3.c), en pointillés verts et rouges, respectivement, la discontinuité du Moho et le réflecteur intra-crustal, tels que observés en sismique grand-angle. (b, d et f), panneaux de semblances gamma et (c, e et g) iso-X correspondants, situés respectivement à X=9, 49 et 69 km de distance. Nous pouvons observer sur l'image migrée, une meilleure continuité des réflecteurs à 6 km de profondeur autour de X=10, 20, 40 et 50 km. Le modèle, dans le domaine océanique est fiable jusqu'à une profondeur d'environ 8 km. Les panneaux iso-X sont plats et les semblances estimées à partir des iso-X montrent des maximums (couleur jaune-vert) très proches de la valeur 1, indiquant des faibles erreurs des vitesses. Sous la marge, près de la zone de transition, le modèle est fiable jusqu'à une profondeur d'environ 10 km. Les semblances estimées à partir des iso-X montrent des maximums (couleur jaune-vert) très proches de la valeur 1, indiquant des faibles erreurs des vitesses. L'image est donc fiable jusqu'à cette profondeur. A remarquer sur le panneau situé à X=70 km l'apparition d'énergie à 10 km de profondeur associée à un événement correspondant à des réflexions relativement continues sur l'image migrée (ligne discontinue rouge représentant le réflecteur intra-crustal R.I.C). PQ=Plio-quaternaire, B.S=base du sel, T.S=toit du socle, T.O.C=transition océan-continent.*

V.1.3 Le chevauchement basal du domaine AlKaPeCa

Au sud de la faille bordière sud du graben « G », (Fig. V.1) le réflecteur intra-crustal (R.I.C) à léger pendage nord a aussi été observé à environ 10 km de profondeur en sismique grand angle (Fig. III.14). La projection de ce réflecteur calculé par inversion tomographique sur la section sismique migrée en profondeur (Fig. V.1) coïncide avec des réflexions s'arrangeant suivant un léger pendage nord. Nous interprétons ces réflexions comme la base du domaine AlKaPeCa en position de chevauchement sur la marge africaine. A l'intérieur du bloc, des réflexions chaotiques pourraient correspondre à des fractures héritées de ce bloc.

V.2 Sur le graben en pied de marge et sur la zone de décrochement

V.2.1 Evolution spatiale

L'examen des sections sismiques acquises dans le secteur de Mostaganem pendant la campagne SPIRAL (Fig. V.2a) révèle la présence d'un fossé étroit et continu d'Ouest en Est le long de la marge. En se basant sur ces sections sismiques, nous allons décrire l'évolution géométrique latérale de ce fossé le long de la marge.

Dans la partie ouest de la zone d'étude, les profils Spi01 et Spi02 (Fig. V.2b et c) montrent le diapir de sel préalablement nommé diapir « Ameur ». Ces structures salifères, les plus volumineuses de la zone d'étude, traversent toute la couverture sédimentaire post-messinienne jusqu'à atteindre et perturber le fond marin. Sur la carte bathymétrique, le diapir « Ameur » apparaît comme une structure allongée et linéaire, continue sur environ 30 km avec une orientation WSW-ENE (Fig. V.4a et b). Sa trace se prolonge vers le NE sous forme discontinue sur plusieurs kilomètres. Contrairement à sa dénomination, le diapir « Ameur » n'est donc pas un simple 'diapir', mais une ride salifère linéaire continue sur plusieurs dizaines de kilomètres le long de la marge. Cette géométrie n'est typique d'aucune structure issue de tectonique salifère (e.g. Brun et Fort, 2008). Elle peut par contre résulter de l'interférence entre tectonique d'échelle crustale et tectonique salifère superficielle, le mouvement le long d'un accident tectonique profond, sous la couche évaporitique, pouvant localiser, initier et amplifier la croissance d'une structure salifère (e.g. Brun et Fort, 2008).

Sur les sections sismiques, le diapir « Ameur » est la limite nord d'un bassin plio-quaternaire asymétrique formant un éventail élargi le long de la structure salifère (Fig. V.2 b, c). Cette géométrie indique que la croissance de la structure salifère est plio-quaternaire. Sous la série plio-quaternaire, le faible décalage du réflecteur marquant la base de la couche évaporitique messinienne, témoigne de l'existence d'une structure profonde sous la structure salifère (Fig. V.2b et c). La formation du bassin plio-quaternaire et du diapir « Ameur » est donc due à la superposition de la tectonique salifère à une tectonique crustale comme cela a été décrit dans le chapitre V.1.2. Le bassin est limité au sud par une faille bordière soulignée par une structure salifère plus petite que le diapir « Ameur », et qui limite sur le profil Spi02 le faciès sismique interprété comme la prolongation offshore des zones internes du bloc AlKaPeCa (cf. chap. III.3). Ce bassin étroit, d'une dizaine de kilomètres, et limité par des failles à fort pendage, a une géométrie qui évoque une structure en fleur négative associée à un régime de déformation décrochant.

Le modèle de vitesse grand-angle coïncidant avec le profil Spi02 permet de localiser au niveau de la structure salifère du diapir « Ameur » la transition entre croûtes continentale et océanique (Fig. III.14, chap. III.3). Le bassin « G » et le couloir décrochant entre la structure

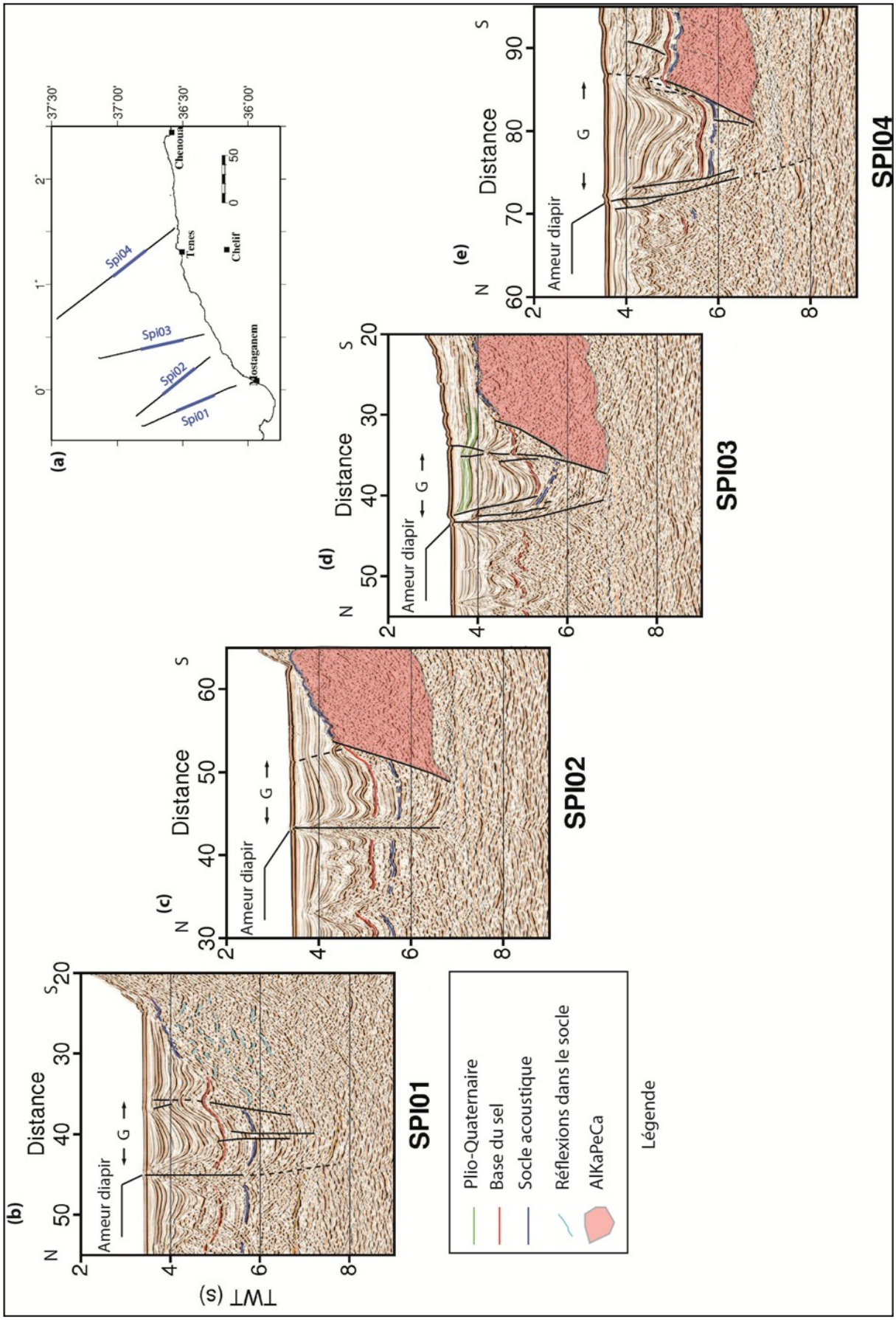
salifère du diapir « Ameur » et la pente continentale est donc localisé sur la transition continent-océan, et s'est développé sur la croûte continentale amincie adjacente. Ce domaine étant mécaniquement moins résistant que la croûte continentale moins amincie de la marge et que la croûte océanique (Ranalli, 1995), il a logiquement localisé la déformation.

Vers l'Est au niveau du profil SPI03, la structure interne du bassin est plus complexe (Fig. V.2d). La base du sel y est décalée vers le bas le long des failles bordières, mais les séries plio-quaternaires montrent un décalage inverse le long de la faille bordière sud attestant d'une évolution polyphasée de cette faille, qui a fonctionné en transtension au Pliocène, avant de jouer en transpression plus tard durant le Plio-Quaternaire (Fig. V.3). Ce profil montre également que le socle acoustique sous le bassin est fortement tectonisé. Son toit présente un pendage vers le sud beaucoup plus fort que les séries sédimentaires miocènes et plio-quaternaires qui le recouvrent, cette forte discordance suggérant que la zone décrochante était active avant le Messinien.

Dans la partie orientale de la zone d'étude (au large de Ténès), à l'Est du changement de direction de la marge (WSW-ENE à E-W ; Fig. V.2a), le fossé imagé sur le profil Spi04 présente les mêmes caractéristiques : étroit limité par des failles raides, dont le remplissage plio-quaternaire est asymétrique, et qui décale vers le bas la base du sel, (Fig. V.2e). Il présente toutefois des différences notables avec le bassin imagé à l'ouest: (1) la cartographie des failles bordières montre qu'il est de direction E-W, parallèle à la marge (Fig. V.4a), (2) il est un peu plus large et les failles ont un pendage plus faible, mais ce profil recoupe obliquement le fossé, (3) le décalage de la base du sel atteint 1 std, démontrant que la tectonique n'est pas uniquement salifère et que les failles sont crustales, (4) les structures salifères soulignant les failles bordières sont moins volumineuses que le diapir « Ameur », (5) le bassin plio-quaternaire est plus épais, et son asymétrie est inverse, l'éventail sédimentaire s'élargissant vers le sud, le long de la faille bordière sud. La formation de l'éventail semble donc ici contrôlée au moins autant par le jeu de la faille bordière que par la croissance de la structure salifère qui la surmonte. Ces différences mettent en évidence une composante transtensive plus marquée dans le segment oriental de la zone de déformation décrochante que dans le segment occidental au niveau des profils Spi01 et Spi02.

Figure V.2 : *(page suivante) :*

Imagerie sismique du fossé le long de la marge ouest algérienne. (a) plan de position des profils Spi01, Spi02, Spi03, Spi04. (b à e) sections sismiques des portions des profils Spi01 Spi02, Spi03, Spi04 (indiqués en bleu sur le plan de position) montrant la position du diapir « Ameur » et la variation latérale de structure du fossé désigné par G.


(a)
37°30'
37°00'
36°30'
36°00'
2°
1°
0°
Chenoua
Tenes
Cheliff
Mostaganem
Spi04
Spi03
Spi02
Spi01
0
50
(b)
N
S
Distance
Ameur diapir
G
TWT (s)
SPI01
(c)
SPI02
(d)
SPI03
(e)
SPI04
Légende
Plio-Quaternaire
Base du sel
Socle acoustique
Réflexions dans le socle
AlKaPeCa

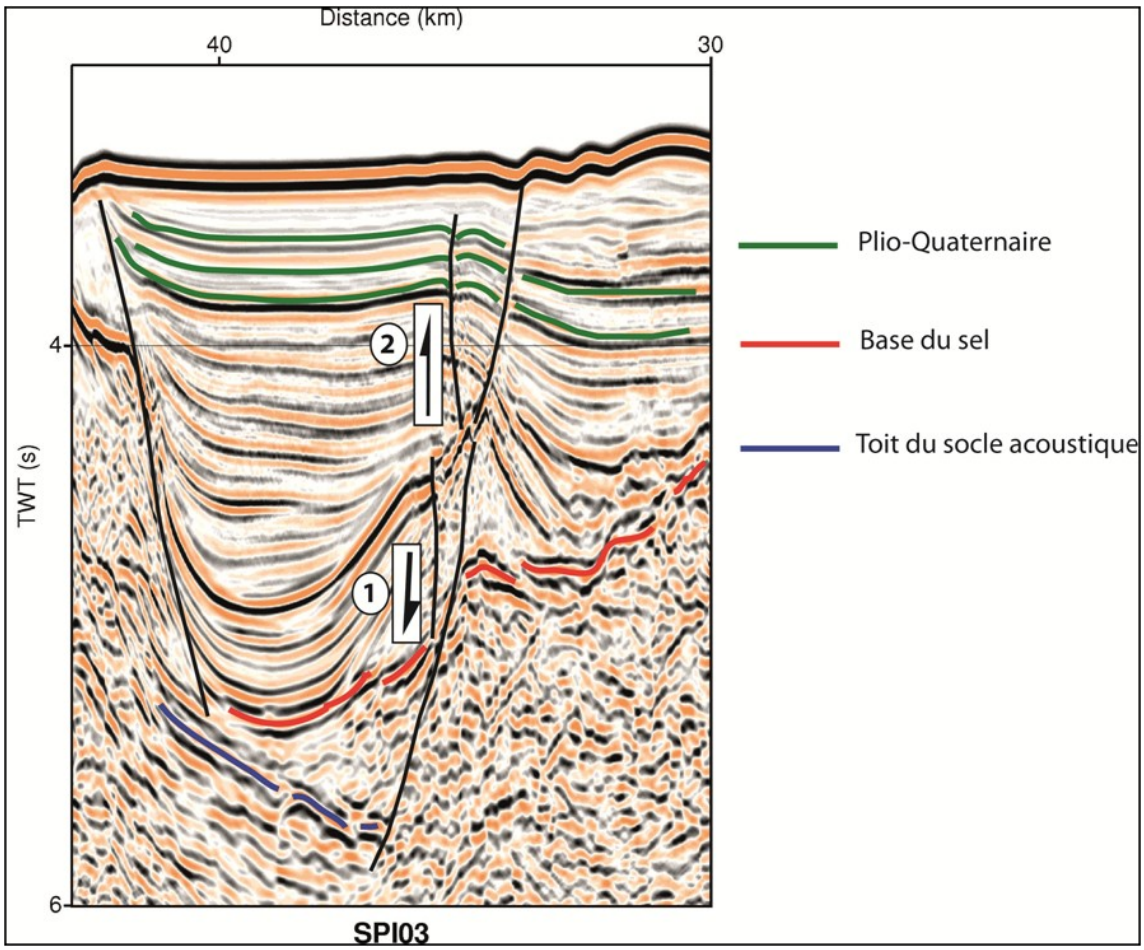


Figure V.3 *: Zoom sur la portion du profil Spi03 (voir Fig. V.2d), montrant les deux phases tectoniques (1) transtensive au pliocene et (2) transpressive au plio-quaternaire.*

En résumé, La cartographie du fossé et de ses accidents bordiers (Fig. V.4) réalisée à partir des profils SPIRAL en s'appuyant également sur des profils acquis par SONATRACH au large de la zone d'étude révèle l'existence d'un couloir de failles décrochantes d'échelle crustale le long de la marge. Cette zone de décrochement est localisée au niveau de la transition continent-océan, et s'est développée préférentiellement du coté de la croûte continentale amincie dont le diapir « Ameur » constitue la bordure nord. Cette zone décrochante est segmentée. Elle montre une composante transtensive plus marquée sur le segment oriental d'orientation N80°, que sur le segment occidental d'orientation N50° (Fig. V.4). Dans la zone centrale qui correspond au changement de direction de la marge et de la zone décrochante, la structure interne du bassin décrochant est plus complexe. Cette zone est en position de relais et d'accommodation de la déformation entre les segments occidentaux et orientaux. Du point de vue chronologique, la déformation est clairement au moins plio-quaternaire, comme attestée par le décalage de la base des évaporites messiniennes. Le fort basculement du toit du socle acoustique au niveau du profil Spi03 suggère que la déformation a commencé avant le Messinien.

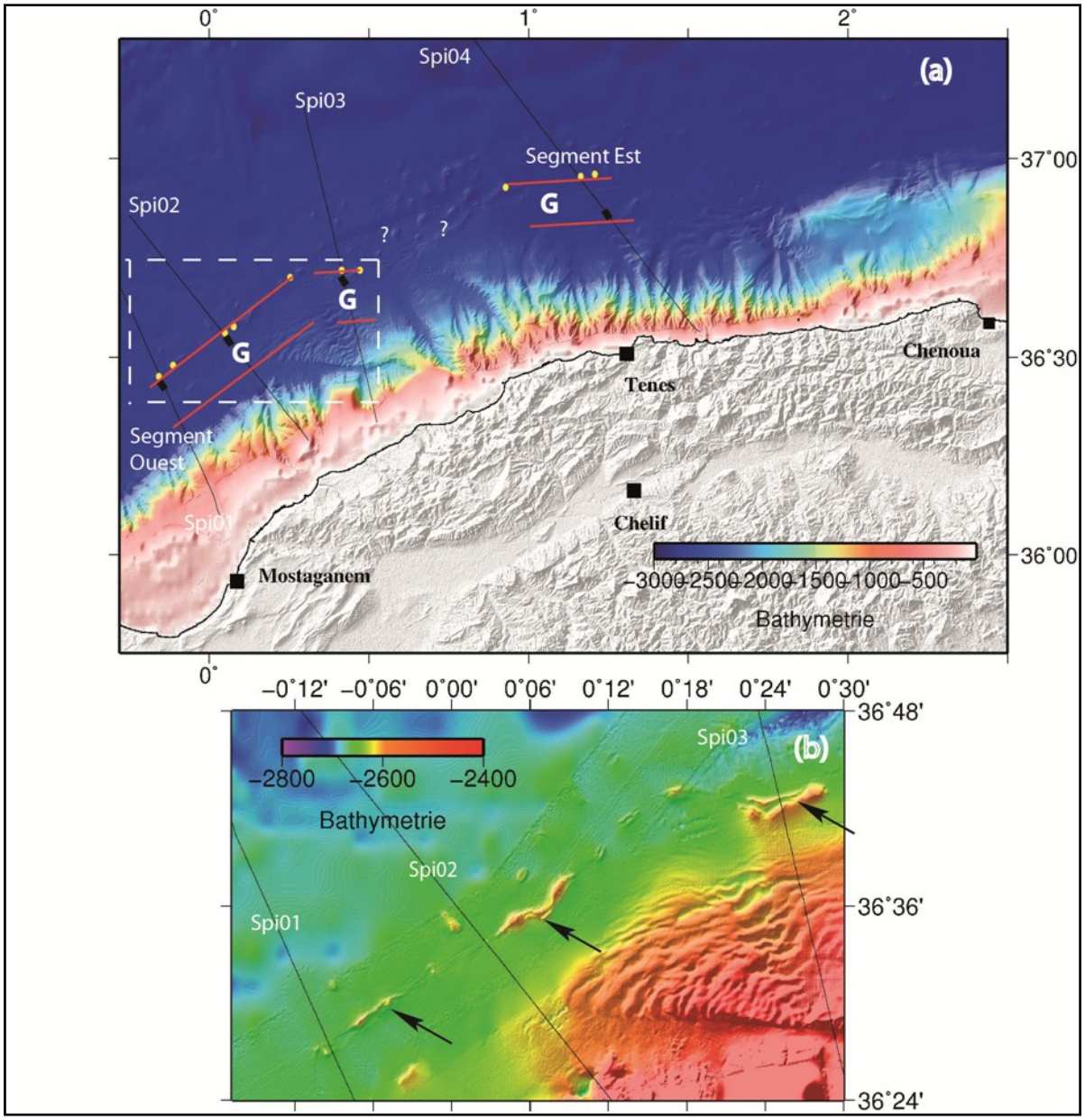


Figure V.4 : *(a) Cartographie schématique sur fond bathymétrique de la zone de décrochement le long des profils disponibles (SPIRAL et Sonatrach) dans le secteur de Mostaganem ; les lignes rouges représentent la jonction des failles bordières du graben « G » pointées sur les profils, les points jaunes indiquent les positions du diapir « Ameur » et les carrés noirs indiquent les dépocentres du graben. (b) zoom sur l'encadré en pointillés blanc de (a) montrant l'orientation NE-SW parallèle à la marge et l'extension latérale de la structure salifère « Ameur » indiquée par les flèches noires.*

V.2.2 Sens du décrochement :

Le sens de décrochement le long du graben n'est pas facile à déterminer à partir des données dont nous disposons. Toutefois trois hypothèses peuvent être émises pour le sens du décrochement (Fig. V.5)

1- La première hypothèse d'un mouvement sénestre parallèle à la marge au large de Mostaganem d'orientation NE-SW produirait effectivement un segment décrochant le long du segment ouest, mais par contre c'est un segment transpressif qui se développerait à l'Est. Cette hypothèse paraît donc incompatible avec les données, qui suggèrent un segment Est plutôt transtensif.

2- La deuxième hypothèse, avec un mouvement décrochant sénestre d'orientation ±E-W parallèle à la direction du segment Est donnerait un segment purement décrochant à l'Est (SE) et un autre transtensif à l'Ouest, ce qui n'est pas non plus totalement compatible avec les données.

3- La troisième hypothèse, avec un décrochement dextre parallèle au segment Ouest, est en accord avec nos observations : un segment transtensif à l'Est et un autre purement décrochant à l'Ouest. Cependant ce cisaillement dextre paraît au premier abord incompatible avec le modèle le plus couramment admis de dérive du bloc Alborán vers l'Ouest (Acosta et al., 2001; Mauffret et al., 2004 ; Rosenbaum et al., 2002; Camerlenghi et al., 2009)

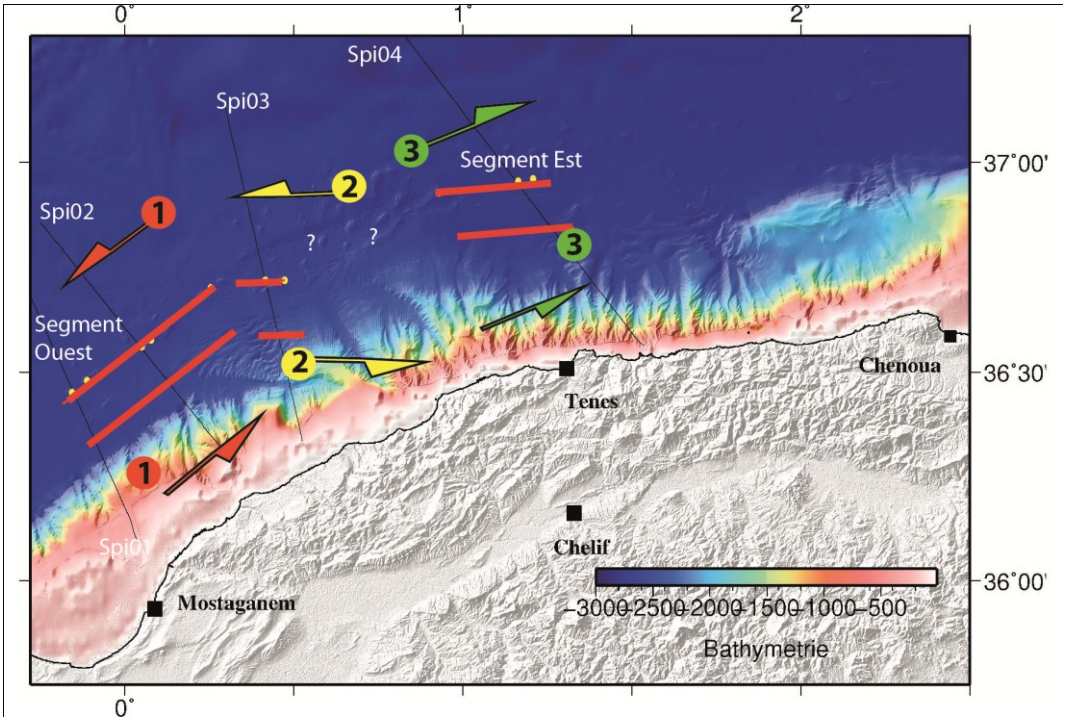


Figure V.5 : *Carte illustrant les trois différents scénarios possible pour la direction et le sens de décrochement dans la zone de Mostaganem (voir le texte pour les détails). (1) et (2) décrochements senestres (3) décrochement dextre.*

Le déplacement vers le sud-ouest du domaine Alborán est lié en partie à l'ouverture NE-SO du bassin Algérien (Mauffret et al., 2007) mais aussi sans doute à l'extension de la croûte continentale du domaine Alborán lui-même. En l'absence d'anomalie magnétique océanique claire permettant une datation de la croûte océanique du bassin Algérien, on ne connaît pas la position de la, ou des dorsales océaniques qui ont présidé à sa mise en place. Certains auteurs (e.g. Mauffret et al., 2004, 2007) imaginent une ouverture très dissymétrique avec une dorsale située dans la partie est du bassin (Fig. V.6a), alors que d'autres (Medaouri et al., 2014)

interprètent les anomalies magnétiques observées dans le domaine océanique comme un axe d'accrétion fossile très segmenté par des failles transformantes d'orientation NE-SW à ENE-WSW sub-parallèles à la dérive du bloc Alborán (Fig. V.6c).

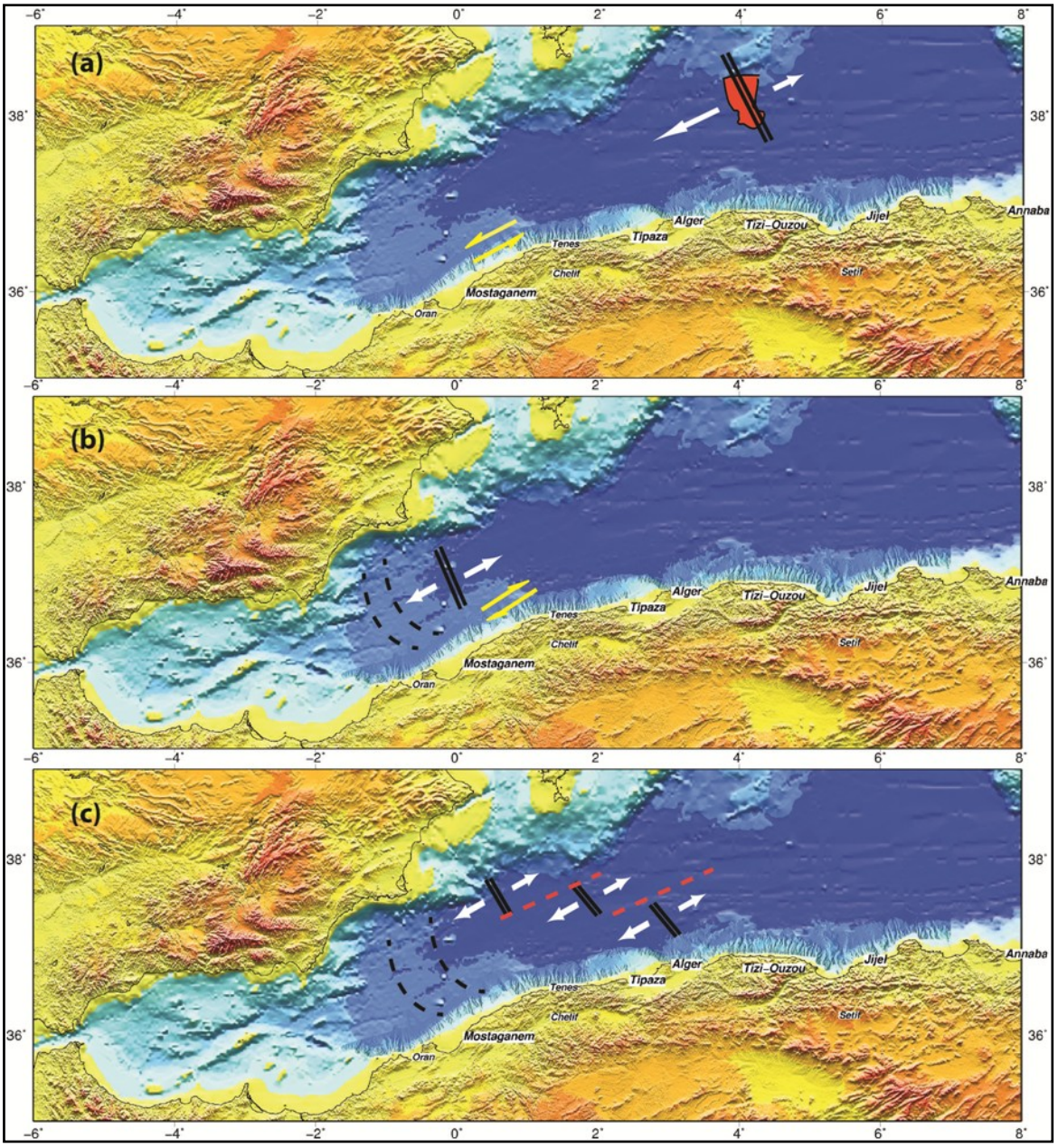


Figure V.6 *: Esquisse des différentes hypothèses d'accrétion de la croûte océanique au large de Mostaganem et du sens du décrochement au pied de marge. (a) l'axe d'accrétion océanique se situe à l'est de Ténès (Ride d'Hannibal, en rouge, Mauffret et al., 2004, 2007), avec un sens de décrochement sénestre en pied de marge de Mostaganem, (b) l'axe d'accrétion se situe à l'ouest de Ténès avec un sens de décrochement dextre en pied de marge de Mostaganem (c) accrétion diffuse, et/ou répartie sur un ou plusieurs axes segmentés (d'après Medaouri et al., 2014, modifié) : le sens de cisaillement le long de la marge de Mostaganem dépend de la géométrie du ou des axes d'accrétion (sénestre sur l'exemple illustré).*

Toutefois la géométrie complexe des anomalies magnétiques et la faible épaisseur de la croûte océanique ne plaident pas en faveur de l'existence d'un axe d'accrétion océanique organisé et avec une accrétion rapide, dont on a par ailleurs aucune preuve, mais plutôt pour une accrétion lente, contrôlée à la fois par tectonique et magmatisme et peut-être instable (saut ou propagation de la ou des dorsales).

Si l'axe d'accrétion, le long duquel la croûte océanique située au large du segment de Mostaganem s'est accrétée, se situe à l'est de Ténès, alors nécessairement le mouvement le long de l'accident décrochant au pied de la marge continentale est sénestre, par contre s'il est situé à l'ouest de Ténès, la faille décrochante est dextre, avec la possibilité qu'il y ait eu plusieurs phases et plusieurs axes d'expansion actifs (Fig. V.6).

En d'autres termes, le sens de cisaillement le long de la marge dépend directement des modalités de formation du domaine océanique adjacent. Sans contraintes sur celles-ci, le sens de cisaillement dextre suggéré par les données dans le graben de pied de pente peut être compatible avec le déplacement du domaine Alborán vers le sud-ouest, si l'ouverture océanique se produit principalement, au moins pour la période récente, à l'ouest de Mostaganem, ou si l'extension du domaine continental d'Alborán domine le processus.

V.3 Sur la limite occidentale en mer du domaine AlKaPeCa

Le socle acoustique très diffractant du pied de pente est interprété comme un fragment du domaine AlKaPeCa. Il est visible sur les profils Spi02, Spi03 et Spi04. Cette interprétation a également été confortée par la correspondance du caractère sismique chaotique avec l'anomalie magnétique et l'anomalie de vitesse tirée du modèle tomographique le long de Spi02 (Fig.III.14, chap. III.3).

Sur le profil Spi01, le facies du socle acoustique en pied de pente est différent, avec des réflexions de faible amplitude mais clairement organisées (Fig. V.2b).

La carte des anomalies magnétiques (Fig. V.7) montre aussi que l'anomalie magnétique que nous associons à la présence de socle AlKaPeCa se termine à l'ouest du Spi01. On peut donc se poser la question de la continuité du bloc AlKaPeCa à l'ouest de Spi01. Ce fragment de socle AlKaPeCa qui semble être présent dans le couloir décrochant qui affecte le pied de marge a pu être dilacéré dans la zone de cisaillement. Son interruption marquerait alors le mouvement du bloc Alboran vers l'ouest.

Toutefois le socle AlKaPeCa est constitué de roches différentes et il est évidemment difficile sur la base seulement du facies sismique et de l'anomalie magnétique de carter précisément sa présence. Les changements observés au niveau du profil Spi01 pourraient être seulement l'expression d'un changement de facies à l'intérieur du domaine AlKaPeCa.

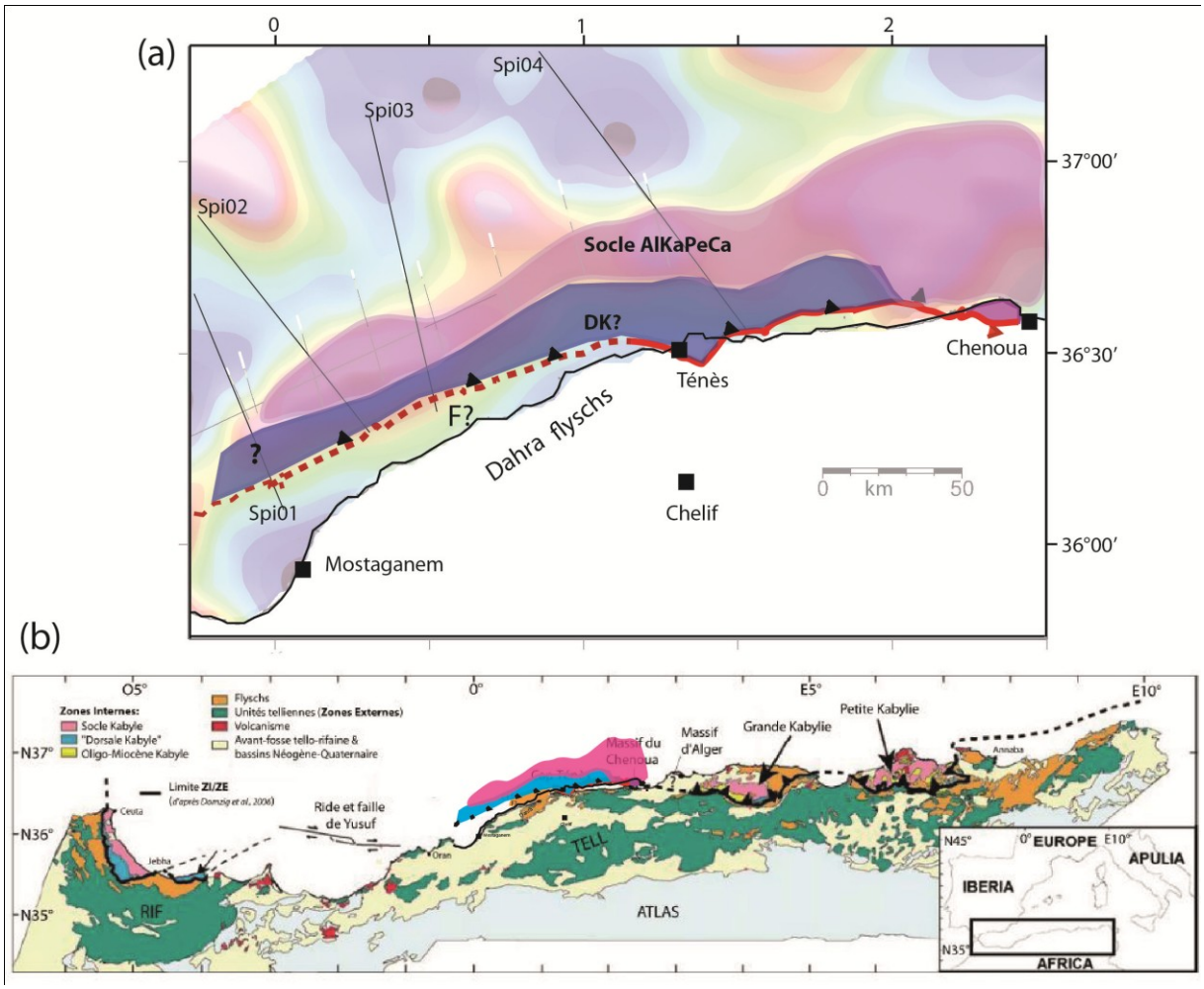


Figure V.7 : *(a) Carte magnétique montrant le domaine AlKaPeCa dans le secteur de Mostaganem (le socle en mauve et la dorsale en bleu). La ligne rouge illustre la limite du domaine AlKaPeCa et zones externes, DK= dorsale calcaire, F=Flyschs. (b) le domaine AlKaPeCa dans le secteur de Mostaganem reporté sur la carte géologique simplifiée du nord de l'Algérie montrant la nouvelle suture Miocene des zones externes et du domaine AlKaPECa au large de Mostaganem (modifiée d'après Domzig et al., 2006).*

V.4 Sur l'inversion tectonique de la marge

V.4.1 Etat des lieux

La marge algérienne dans son ensemble est souvent interprétée comme une marge passive reprise en compression (e.g. Auzende et al., 1972 ; Domzig, 2006). Plusieurs éléments attestent de cette reprise en compression lente d'une grande partie de la marge algérienne : (1) la cinématique actuelle qui montre une convergence NNW-SSE (Serpelloni et al., 2007) (Fig. V.8) ; (2) une sismicité importante principalement caractérisée par des mécanismes aux foyers de type compressif avec un axe P perpendiculaire à la marge à l'ouest de l'Algérie (Yelles et al., 2009) (Fig. V.9) ou encore (3) des chevauchements à pendage sud en pied de marge (Déverchère et al., 2005 ; Domzig et al., 2006).

Les différentes données (sismique réflexion, sondeur de sédiments de type CHIRP, carottages et bathymétrie) acquises durant les campagnes océanographiques MARADJA (2003) et

MARADJA2-SAMRA (2005) dans l'offshore algérien ont permis de mettre en évidence les indices les plus superficiels de cette inversion qui correspondent à des plis et des failles dont la cartographie est synthétisée dans Domzig (2006) (Fig. V.10).

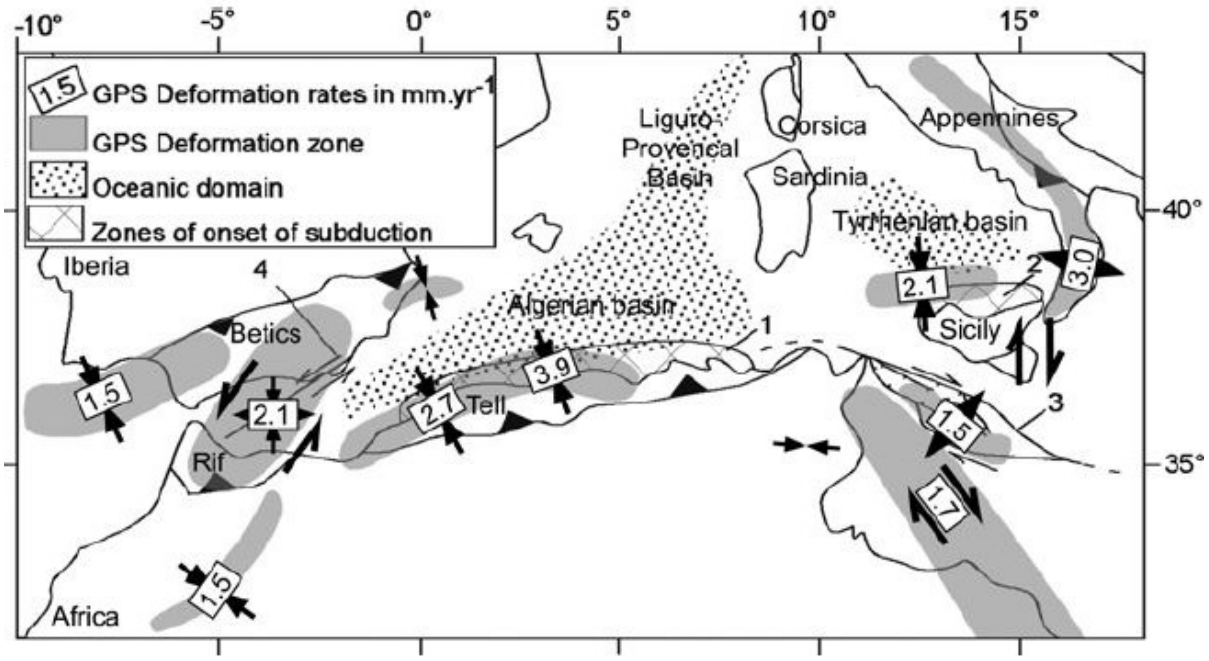


Figure V.8 : *Carte simplifiée des zones de déformation active du sud de la Méditerranée occidentale, où l'essentiel de la convergence Afrique-Europe est actuellement accommodée (d'après Strzerzynski et al., 2010). Les flèches indiquent le type de contrainte et sa direction moyenne, les numéros indiquent les vitesses de rapprochement dérivées des mesures GPS (Serpelloni et al. 2007). Les zones grisées sont les zones de déformations, établies d'après Stich et al, (2006) et Serpelloni et al.,(2007), à partir des données géodésiques*.

La géométrie des structures associées à l'inversion a été caractérisée principalement dans trois zones de la marge algérienne, d'Est en Ouest : (1) le secteur d'Annaba (Kherroubi, 2009), (2) le secteur de Boumerdès-Tigzirt (Est d'Alger ; Strzerzynski et al., 2010 ; Beslier et al., 2013), et (3) le secteur de Khayr-al-Din (Yelles et al., 2009 ; Leprêtre, 2012) situé à l'Ouest d'Alger. Afin de rechercher les éventuels indices d'inversion dans notre zone d'étude, nous nous sommes intéressés au secteur de Khayr-al-Din, situé immédiatement à l'est, qui présentait jusqu'ici les témoins les plus occidentaux de l'inversion tectonique de la marge algérienne.

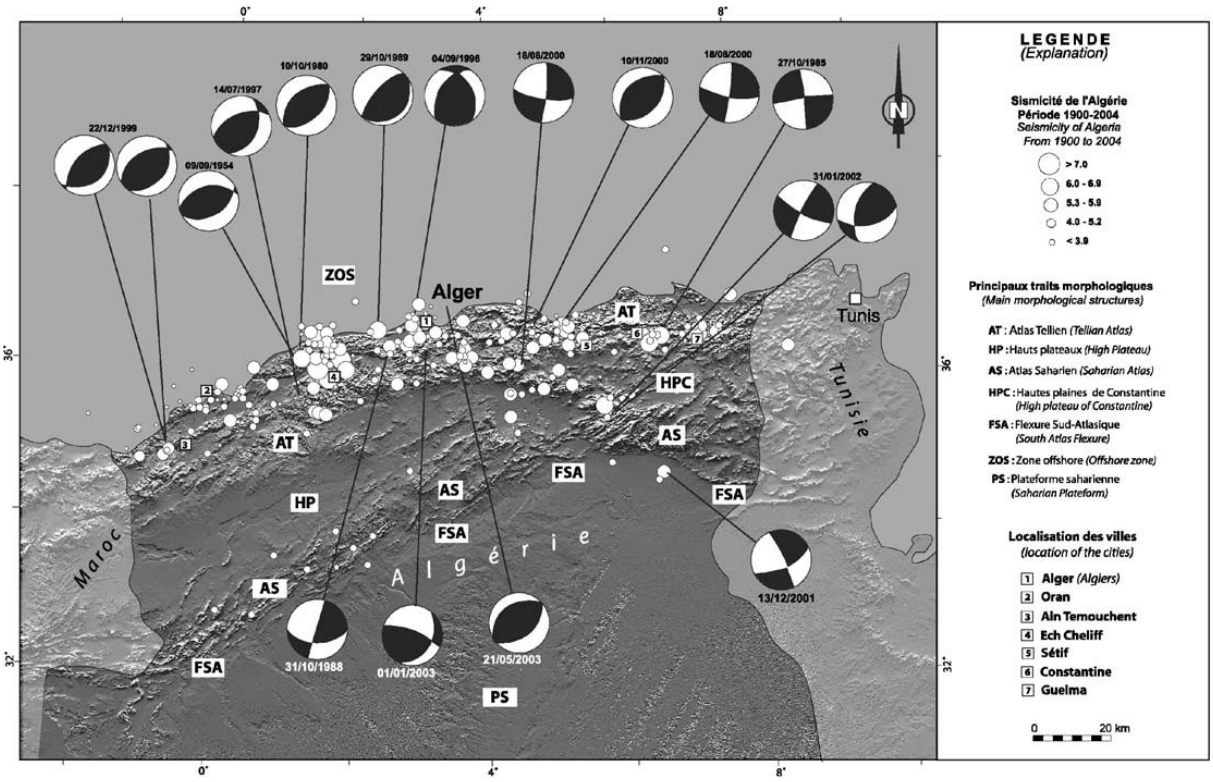


Figure V.9 : *Carte de la sismicité du Nord de l'Algérie sur la période 1900-2004 et mécanismes au foyer des principaux évènements (d'après Yelles et al., 2009).*

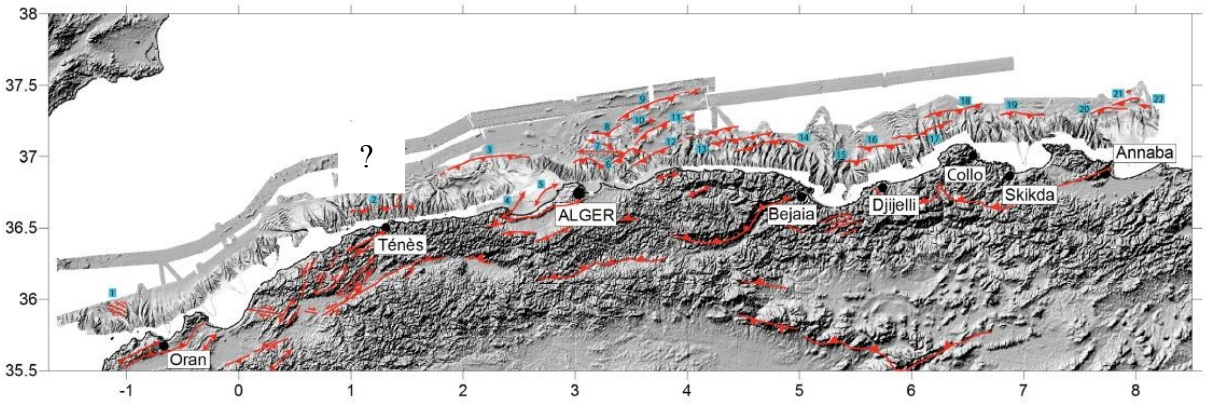


Figure V.10: *Synthèse des principaux indices de déformation active connus (plis et failles) à terre et en mer sur la marge algérienne, établie à partir d'un modèle numérique de terrain et des données de sismique réflexion (d'après Domzig, 2006).*

V.4.2 Les indices de déformation sur le banc de Khayr-al-Din

Le banc de Khayr-al-Din, avec ses 45 km de large et 80 km de long, est situé au large entre Alger et Chenoua (Est de Ténès) (Fig. V.11). Il constitue une large irrégularité topographique de l'offshore algérien. Ce banc est souvent interprété comme un bloc basculé hérité du rifting au Miocène (El-Robrini, 1986 ; Yelles et al., 2009 ; Strzerzynski et al., 2010). Néanmoins,

Mauffret (2007) interprète cette structure comme un pli qui résulterait de l'inversion des failles normales d'âge miocène.

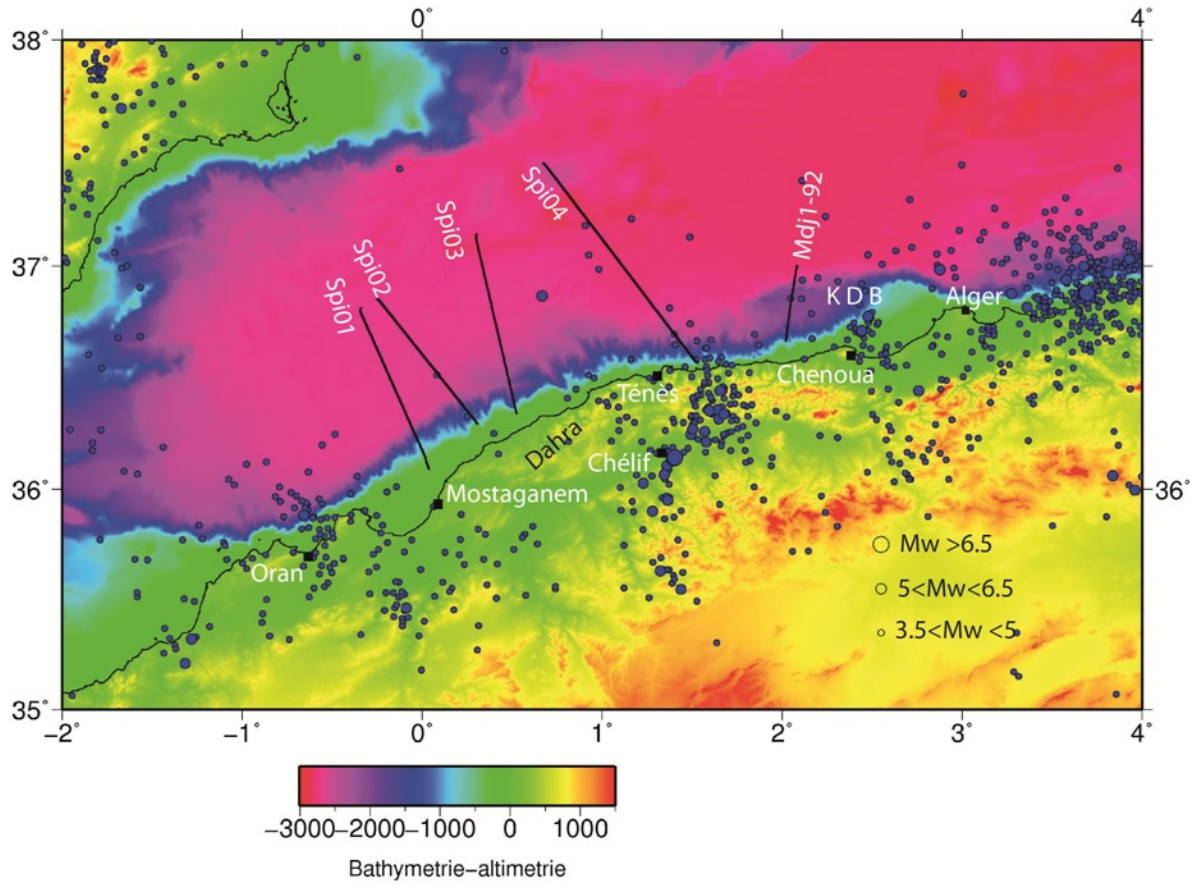


Figure V.11 : *Carte de la sismicité (base de données NEIC) et position des profils sismiques, sur fond bathymétrique et altimétrique. Remarquer les séismes en pied de pente le long du profil Mdj1-92 situé sur le banc de Khayr al Din (KDB), de même que ceux enregistrés en pied de pente le long du profil Spi04 (voir texte pour détails).*

La reprise en compression de la marge algérienne dans le secteur de Khayr-al-Din est illustrée par la Figure V.12. L'interprétation de ce profil issu des données Maradja (2003) recoupant la limite occidentale du banc (Yelles et al., 2009) (localisation sur la Fig. V.11) révèle un basculement important de la base du sel Messinien en direction du continent dans cette zone. Etant donnée leur forte capacité de fluage, on considère que seuls les dépôts salifères s'accumulant sur une surface plane sont susceptibles de former une couche stable dans le temps. Le basculement de ce niveau salifère ne peut alors être attribué qu'à une activité tectonique, postérieure au dépôt de celui-ci. La sédimentation Plio-Quaternaire sus-jacente montre clairement un éventail sédimentaire s'épaississant en direction du Sud qui prouve que le dépôt des séries est syntectonique. Par ailleurs les plis étudiés au NE d'Alger semblent avoir commencé leur développement au début du Pliocène (Domzig, 2006). L'ensemble de ces observations prouve indubitablement qu'une inversion de la marge affecte ce secteur à

partir du début du Plio-Quaternaire et se poursuit actuellement. Les auteurs associent ce basculement au fonctionnement en profondeur d'un chevauchement aveugle à vergence sud (Fig. V.12) même si ce dernier n'est pas imagé sur la sismique Maradja peu pénétrante.

L'épaississement de la couverture sédimentaire vers le pied de pente continentale associé à l'approfondissement progressif du toit du socle révélé par les données SPIRAL, a conduit d'autre part à proposer que cette géométrie particulière soit liée à une flexure de grande longueur d'onde associée à l'inversion tectonique de ce segment de la marge (Leprêtre et al., 2013).

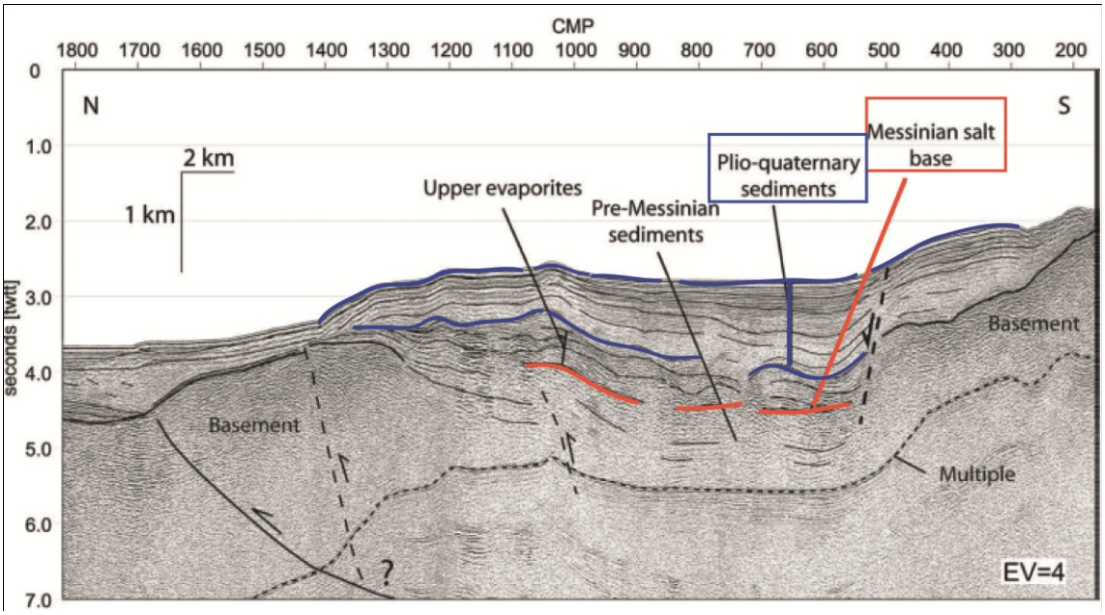


Figure V.12 : *Section sismique Mdj1-92 de la campagne Maradja (2003), recoupant la partie occidentale du banc de Khayr-al-Din montrant que le soulèvement de la marge et le basculement des sédiments du Plio-quaternaire seraient contrôlés en profondeur par un chevauchement aveugle à vergence sud (Modifié d'après Yelles et al., 2009).*

V.4.3 Le secteur de Mostaganem

Les caractéristiques morphologiques du secteur de Mostaganem (à l'Ouest de Ténès) (Fig. V.11) ont été préalablement décrites dans le chapitre 1 (voir section I. 1.1). La marge est étroite et avec une pente abrupte, ce qui est plutôt un argument en faveur d'une reprise en compression. Toutefois les indices morpho-structuraux d'activité tectonique, identifiés sur les données sismiques de la campagne Maradja (2003) sont difficiles à interpréter (Domzig, 2006). En effet, les failles observées dans le socle acoustique de la pente continentale sont relativement verticales et actuellement inactives puisque les sédiments qui les recouvrent n'ont apparemment subi aucune perturbation, ni basculement (Domzig, 2006).

V.4.4 Les données SPIRAL

Pour confirmer ou infirmer ces observations, nous avons choisi de discuter les deux profils acquis durant la campagne SPIRAL aux deux extrémités de notre zone d'étude : Spi04 et Spi01, à l'Est et l'Ouest respectivement (localisation sur la Fig. V.11).

Le profil Spi04 situé au large de Ténès (Fig. V.4a et b) recoupe en pied de pente le 'deep-sea fan' d'El Marsa qui s'étend sur ±70 km le long de la marge à l'Ouest de Ténès (Mauffret et al., 2007). Les séries sédimentaires plio-quaternaires associées à ce fan (entre 3.5 et 4 std et aux km 90 et 110 du profil) ont une géométrie ondulée de type « sediment waves » (Lee et al., 2002). Elles reposent sur des séries plio-quaternaires plus anciennes affectées par une tectonique salifère associée au retrait du sel vers le bassin (géométrie en roll-over entre les km 95-105, et failles normales aux km 90 et 95) (Fig. V.13a et b). Une structuration comparable est décrite dans la ride du Var au Nord de la Méditerranée Occidentale (Migeon et al., 2006).

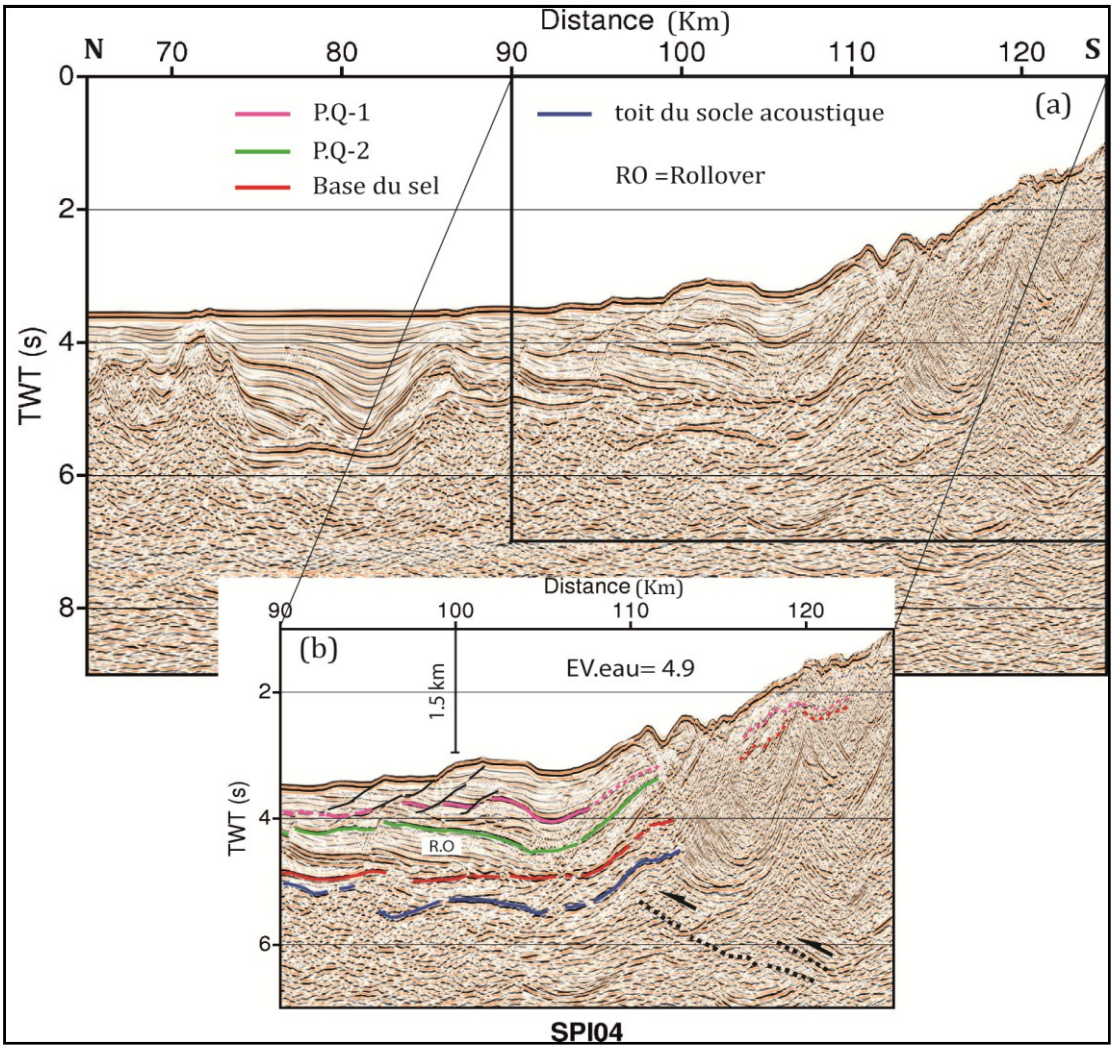


Figure V.13 : *section sismique d'une partie du profil Spi04, (a) portion de section non interprétée (b) portion interprétée montrant un redressement des réflecteurs vers le nord dans le Plio-Quaternaire. Le redressement serait contrôlé en profondeur par un chevauchement aveugle à vergence sud.*

La couverture sédimentaire présente par contre une géométrie singulière à la bordure sud du bassin au pied de la pente continentale. Toutes les séries sédimentaires, depuis le Miocène infra-salifère jusqu'au Plio-Quaternaire y sont redressées vers le nord (Fig. V.13.b). A la base du Miocène, le toit du socle acoustique est également redressé, possiblement sur le flanc d'un antiforme.

Le pendage assez important des séries sédimentaires suggère qu'elles ont été basculées postérieurement au dépôt et que leur structure résulte donc d'un soulèvement récent, plio-quaternaire, de la marge par rapport au bassin. Ces indices tectoniques sont compatibles avec l'inversion plio-quaternaire de la marge décrite plus à l'Est.

Comme pour le secteur de Khayr-al-Din plus à l'est, ce soulèvement pourrait être contrôlé par un chevauchement aveugle à pendage sud. Si les données sismiques ne permettent pas d'imager clairement une telle structure dans le socle de la marge (Fig. V.4). Les observations sur la présence de structures inverses en pied de pente sur le profil Spi04 sont en accord avec l'activité sismique identifiée au même endroit (Fig. V.10). Ces séismes de magnitude relativement faible (Mw<5) sont aussi comparables à ceux enregistrés sur le banc de Khayr al Din (Fig. V.11).

Plus à l'ouest, au large de Mostaganem, le profil Spi01 ne montre aucun indice de déformation compressive tel que chevauchement, pli ou basculement des séries (Fig. V.14b). Les séries d'âge plio-quaternaire représentées par les réflecteurs P.Q-1 et P.Q-2 (Fig. V.14b) reposent en onlap sur le socle acoustique.

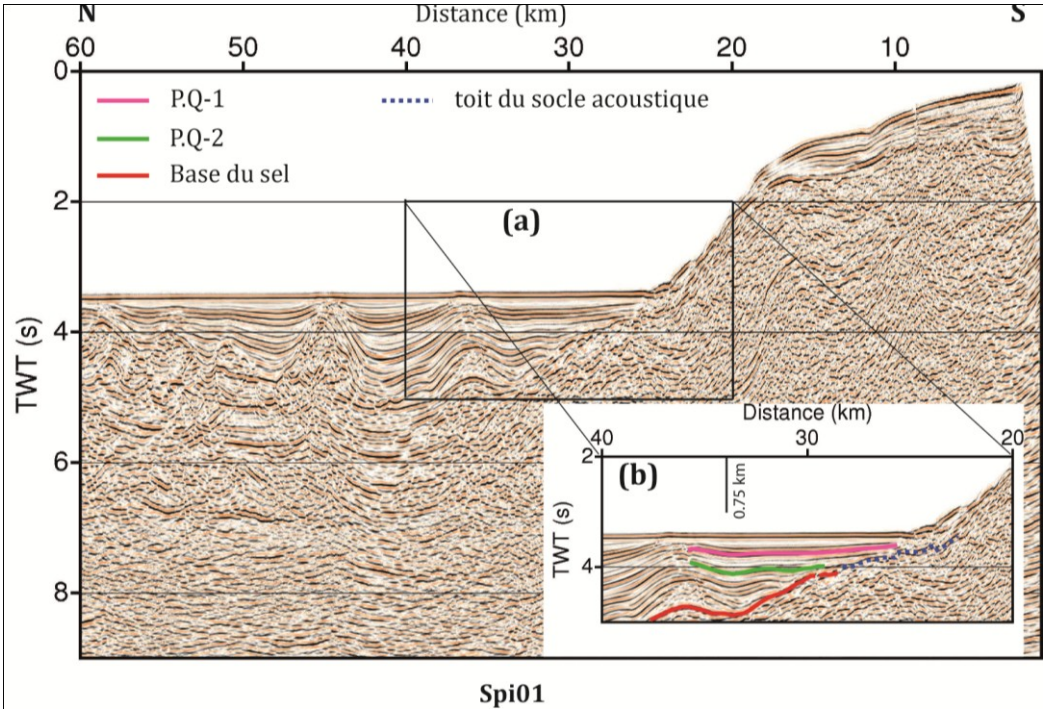


Figure V.14 : *section sismique d'une partie du profil Spi01. (a) portion de section non interprétée (b) portion interprétée montrant une stratification calme des dépôts du Plio-Quaternaire.*

La stratification horizontale des séries sédimentaires suggère l'absence de déformation récente en pied de marge dans cette zone. Ces observations sont à rapprocher de l'activité sismique rare à modérée observée en mer (Fig. V.11) qui suggère qu'il n'existe pas de déformation active compressive en mer dans ce segment de la marge. On peut noter d'autre part qu'il n'y a pas sur ce segment de marge un épaississement progressif de la couverture sédimentaire vers le sud significatif (hormis un léger sur-épaississement au niveau du graben de pied de pente), contrairement au segment de Khay-al-Din où une flexure à grande longueur d'onde associée à l'inversion est suspectée (Leprêtre et al., 2013).

Une déformation récente à actuelle est par contre observée à terre. Le long de la côte, les montagnes du Dahra, de direction NNE-SSO (Fig. V.11, et Fig. III.13 chap. III.3) forment un ensemble de plis et plis-failles (Meghraoui, 1988). Par ailleurs, la région de Chélif compte de nombreuses structures actives, notamment un pli-faille de direction NE–SW s'étendant sur 36 km (Meghraoui, 1988 ; Yelles et al., 2006) qui est à l'origine du séisme dévastateur d'El-Asnam du 10 Octobre 1980 (Ms 7.3).

Plusieurs facteurs pourraient expliquer la localisation préférentielle de la déformation à terre, comme l'orientation de la contrainte par rapport à celle de la marge, et la nature et la structure de la marge elle-même. D'après le modèle de Serpelloni et al. (2007), le vecteur de rapprochement entre les plaques tectoniques Afrique et Europe dans cette zone a une direction NNW-SSE, perpendiculaire à la marge dans le secteur de Mostaganem, avec un taux de raccourcissement de 2.7 mm/an (Fig. V.8). La structure de la marge, qui résulterait d'un système décrochant à la limite sud de la subduction de Gibraltar selon un modèle en STEP fault, a une géométrie spécifique : très étroite avec une pente et un Moho à très fort pendage, et l'absence de croûte continentale très amincie en pied de marge. De plus, la présence probable de socle cristallophyllien métamorphique du domaine AlKaPeCa dans la marge doit contribuer à renforcer la résistance mécanique de celle-ci. Une telle structure met donc en contact au niveau de la marge sur une largeur réduite (1) un domaine de croûte continentale relativement peu amincie et résistante et (2) le domaine océanique, généralement moins déformable que la croûte continentale (e.g. Ranalli, 1995). Cette transition abrupte entre deux domaines mécaniquement résistants, soumis à un champ de contrainte sub-perpendiculaire à la structuration, pourrait expliquer la localisation de la déformation plus au sud, à terre, dans la région de Chélif, qui fait partie du domaine tellien.

V.5 Sur le potentiel pétrolier

Les hydrocarbures se forment dans les bassins sédimentaires, au niveau des roches mères, initialement riches en matière organique. La matière organique se trouve piégée dans les sédiments où elle peut subir un processus de maturation sous l'effet de l'augmentation de la pression et de la température qui la transforme en hydrocarbures. Ces hydrocarbures, plus légers que l'eau contenue dans les sédiments migrent naturellement vers la surface et s'accumulent parfois dans des structures géologiques (roches réservoirs perméables) surmontées par des roches couvertures imperméables pour former des gisements. Ce sont ces trois étapes: génération des hydrocarbures, migration et piégeage qui définissent un système pétrolier conventionnel.

Le développement d'un système pétrolier dépend du modèle de l'évolution tectonique. Ce modèle permet d'expliquer : le positionnement géographique du bassin sédimentaire favorable au dépôt d'une matière organique abondante et sa conservation, la subsidence du bassin qui permet l'enfouissement et la transformation de la matière organique, et enfin le piégeage des hydrocarbures, qui nécessite la présence des roches bien particulières (roches couvertures).

Suite aux résultats obtenus sur la structure profonde au large de Mostaganem, et notamment la nature de la croûte et l'épaisseur de la série sédimentaire dans le bassin profond, nous présentons dans cette section, les éventuelles incidences sur la probabilité d'accumulation des hydrocarbures dans cette zone du Nord-Ouest de l'Algérie.

V.5.1 Bref historique d'exploration dans le Nord-Ouest de l'Algérie

La partie onshore du secteur d'étude, c'est-à-dire le bassin du Chélif, fut le précurseur de l'activité pétrolière en Algérie. En se basant sur les indications de surface, plusieurs puits peu profonds ont révélé les premiers indices d'hydrocarbures dans le bassin de Chélif, notamment dans les deux gisements de Tliouanet en 1912 et d'Ain Zeft situé sur le flanc sud du Dahra (Fig. V.15) en 1920. Par ailleurs, il est à noter que la véritable découverte commerciale d'hydrocarbures a eu lieu plus à l'est, à Oued Gueterini en 1949, où le premier puits a mis en évidence une accumulation d'huile, à une profondeur variant entre 200-400 m.

Pendant la période pré-indépendance de l'Algérie, les travaux dans le bassin du Chélif sont principalement conduits par la SN-REPAL, et plusieurs puits peu profonds ont été forés avec des productions de pétrole faibles. Cependant, à cause de la complexité géologique du bassin du Chélif et des résultats négatifs de plusieurs puits, les travaux d'exploration ont été abandonnés, pour se concentrer sur les provinces les plus économiquement rentables situées dans la plateforme saharienne.

Après l'indépendance, SONATRACH a réalisé quelques campagnes de sismique réflexion et de gravimétrie qui se sont limitées au centre du bassin sans pour autant qu'elles soient suivies de forages.

Au début des années 1980, SONATRACH a repris l'activité de recherche dans ce bassin et plusieurs études de synthèses ont été conduites, afin de mettre en évidence le potentiel pétrolier de cette partie du nord de l'Algérie, et plusieurs forages ont été effectués entre 1980 et 1985.

Durant la décennie 2000, Sonatrach et ses partenaires ont encore intensifié leur activité de recherche et plusieurs programmes d'acquisitions géophysiques ont été effectués. Mis a part les deux structures de Ain Zest et Tliouanet déjà citées, les résultats pétroliers n'ont pas été très positifs.

Les études sur le potentiel pétrolier de cette zone sont relativement nombreuses. La base de données géologiques, géophysiques, de données de puits (diagraphies et carottes) et les modélisations de laboratoire, dans ce bassin, ont permis de confirmer que la roche mère a expulsé les hydrocarbures. Cependant le système pétrolier reste à mieux définir et le risque exploration est lié au piégeage. Actuellement cette zone constitue un lieu d'activité intense de recherche et d'exploration des hydrocarbures, à travers des programmes sismiques d'imagerie régionale et de détail.

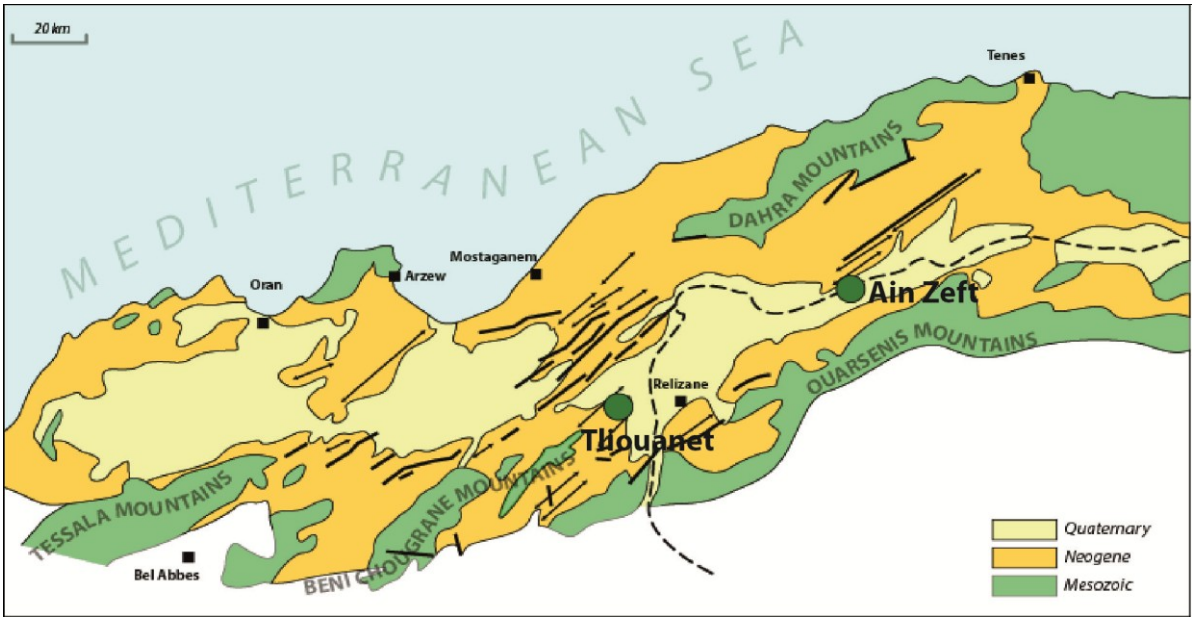


Figure. V.15 : *Carte géologique simplifiée du bassin du Chelif, montrant la position des gisements de Ain Zeft et Tliouanet. (Document Sonatrach).*

La partie offshore de l'ouest Algérien a fait l'objet de quelques campagnes d'exploration pétrolière comprenant des études de sismique, de gravimétrie, de magnétométrie et de trois forages, dont deux stratigraphiques et un pétrolier.

La première campagne de sismique réflexion est réalisée entre 1968 et 1970 et la dernière campagne a eu lieu en 2002 (Cope, 2003) sous la conduite de Sonatrach.

Malgré l'abondance des données géophysiques parfois de bonne qualité, l'offshore occidental algérien (eau profonde et plateau continental) demeure un domaine sous-exploré en termes de forages. Seulement deux puits ont été forés dans les eaux peu profondes, le premier dans la baie d'Arzew en 1974, avec une profondeur totale de 1207 m, et le second, réalisé en 1977 dans le bassin de Habibas (en référence aux îles des Habibas situées dans la partie septentrionale du bassin d'Alboran) avec une profondeur totale de 4496 m. Ce dernier puits a atteint le substratum hercynien (Medaouri et al., 2012) et a prouvé l'existence d'une épaisse couche du Miocène moyen et inférieur. Cependant le puits s'est avéré négatif, ce qui est probablement la conséquence de l'absence d'une fermeture structurale permettant le piégeage des hydrocarbures.

V.5.2 Potentiel pétrolier en fonction de la classification des bassins sédimentaires

Les provinces riches en hydrocarbures sont présentes dans une large gamme de contextes géologiques. Plusieurs tentatives de classification des bassins pétrolifères ont été établies (Bally & Snelson, 1980; Klemme, 1971, 1975; Kingston et al., 1983a, b; St John, 1980; St John et al., 1984; Demaison, 1984, 1989). Les modèles proposés ont essayé de dégager une classification des bassins sédimentaires à travers le monde suivant des catégories bien

spécifiques, notamment la tectonique et les systèmes de dépôts, afin d'exploiter les différences et les similitudes pour la réduction du risque d'exploration.

Bally & Snelson (1980) dans leur classification ont divisé les bassins en trois principales catégories dépendant de leur évolution tectonique. Deux autres catégories ont été aussi proposées et il s'agit de la catégorie des chaines plissées et celle des plateaux basaltiques (Brooks, 1990) (Tableau. V.1).

D'après la classification de Bally et Snelson, (1980) et suivant les résultats pétroliers, il a été conclu qu'il y a moins de 20% de chance de trouver des hydrocarbures dans les bassins d'arrière-arc supportés par une croûte océanique avec subduction de type B (Tableau V.1 et Fig. V.16).

La subduction de type B est le cas où la croûte océanique est subduite sous une croûte continentale ou une autre croûte océanique. La subduction de type A est le cas ou la croûte continentale tend à être subduite sous une autre croûte continentale. Avant, les scientifiques considéraient que la croûte continentale, trop légère, ne pouvait pas être subduite. Ces «radeaux continentaux» seraient insubmersibles contrairement à la croûte océanique. Depuis une vingtaine d'années, des découvertes minéralogiques ont démontré l'inverse dans les Alpes, en Himalaya, en Norvège. La découverte de coésite (forme de haute pression du quartz) dans les Alpes indique que des morceaux de la croûte ont été soumis à d'importantes pressions. Ils avaient donc été enfouis à plus de 90 km de profondeur. Ces minéraux formés à très grandes profondeurs indiquent clairement qu'une croûte continentale très étirée peut avoir atteint des profondeurs allant jusqu'à 140 km et qu'elle peut donc entrer en subduction. Cette subduction continentale est un thème d'actualité de la recherche.

Tableau V.1 *: (Page suivante) : Classification des bassins comme définie par Bally & Snelson (Bally & Snelson 1980; St John et aI. 1984).*

Catégorie 1	Catégorie 2	Catégorie 3	Catégorie 4 Chaines plissées	Catégorie 5
11. Related to formation of oceanic crust. 111. Rifts 112. Oceanic transform fault associated basins **113. OC. Oceanic abyssal plains.** 114. 'Atlantic-type' passive margins (shelf, slope & rise) 1141. Overlying earlier rift systems. 1142. Overlying earlier transform systems 1143. Overlying earlier backarc basins of types 321 and 322 **12**. Located on pre-Mesozoic continental lithosphere 121. Cratonic basins 1211. Located on earlier rifted grabens, 1212. Located on former backarc basins of type 321	**21.** CO. Deep sea trench of moat on oceanic crust adjacent to B-subduction margin **22**. Foredeep and underlying platform sediments, or moat on continental crust adjacent to A-subduction margin 221. Ramp with buried grabens, but with little or no block faulting 222. Dominated by block faulting, **23**. 'Chinese-type' basins associated with distal block faulting related to cornpressional or megasuture and without associated A-subduction margin	**31**. Associated with B-subduction zone 311. Forearc basin 312. Circum-Paci□c backarc basin **3121 CO. Backarc basins □oored by oceanic crust and associated with B-subduction** 3122. Backarc basins □oored by continental or intermediate crust, associated with B-subduction **32**. Backarc basins, associated with continental collision and on concave side of A-subduction arc 321. On continental crust of 'Pannonian-type' basin 322. On transitional and oceanic crust or 'Western Mediterranean-type' basins **33**. Basins related to episutural megashear systems 331. 'Great basin-type' basin. 332. 'California-type' basin	**41**. Related to A-subduction **42**. Related to B-subduction	**5.1.** Plateau basaltiques

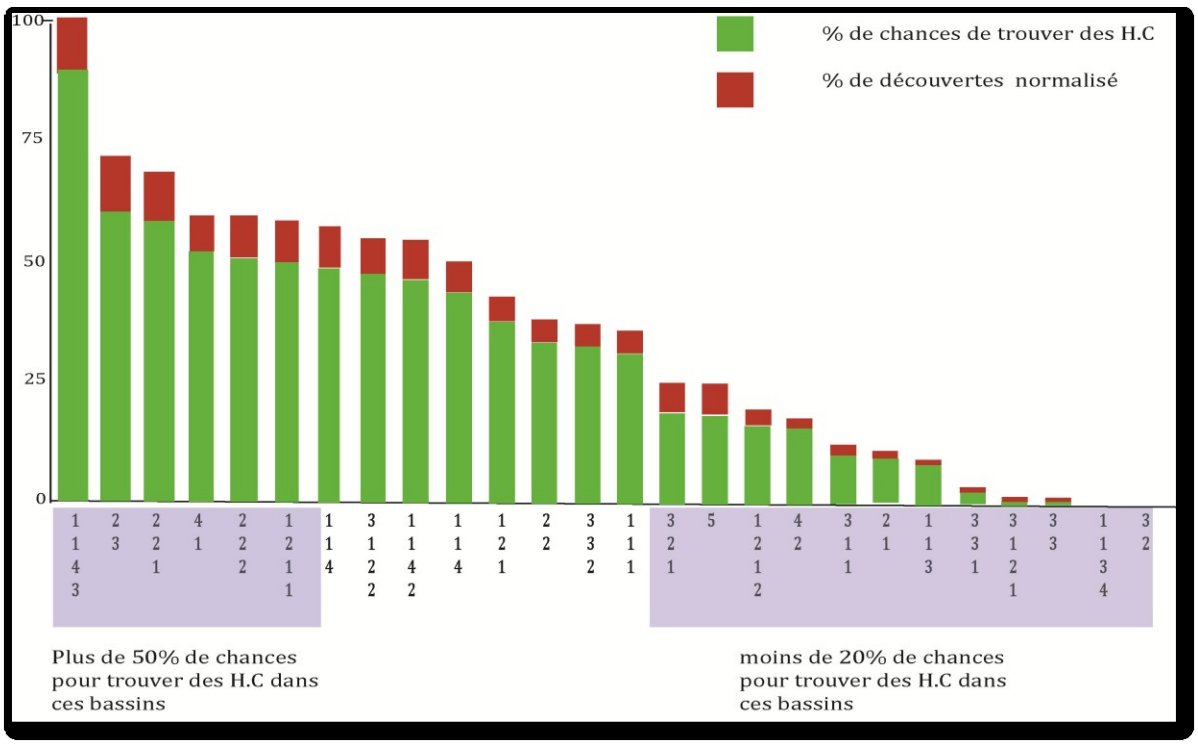


Figure V.16 : *Distribution du risque d'exploration des hydrocarbures en utilisant la classification des bassins (Bally & Snelson, 1980), (modifié d'après Jim Brooks, 1990). Le premier chiffre des numéros sur l'axe des abscisses indique la catégorie du bassin (voir tableau V.1).*

V.5.3 L'offshore Mostaganem dans le contexte de cette classification.

Les bassins de la Méditerranée occidentale se sont ouverts en position d'arrière-arc par rapport aux subductions téthysienne vers le sud et atlantique vers l'est.

En outre, une grande partie de l'offshore profond Ouest algérien est constitué de plaine abyssale avec un socle océanique. Dans le secteur de Mostaganem, nous avons montré que la croûte océanique est à moins de 40 km de la ligne de côte.

Les bassins sédimentaires à l'offshore profond de Mostaganem pourraient donc à ce titre être affectés dans la catégorie 113 de la classification (Basins océaniques de la plaine abyssale), ou la catégorie (3121 Bassins d'arrière-arc avec un plancher océanique associés à la subduction de type B). Dans les deux cas, les chances d'accumulation d'hydrocarbures seraient de moins de 20%.

V.5.4 Effets de l'épaisseur sédimentaire

L'épaisseur sédimentaire d'un bassin est un facteur déterminant dans le développement d'un système pétrolier. L'absence de sédiments épais au-dessus de la croûte océanique rendrait une zone très peu prospective pour les hydrocarbures.

Comme nous l'avons montré à partir des images sismiques en profondeur (Cf. Chap. V.1), l'épaisseur de la pile sédimentaire est très faible dans l'offshore profond au large du secteur

de Mostaganem. C'est un élément aussi déterminant pour le développement d'un système pétrolier (enfouissement, conservation...etc.). (Tissot et Espitalié, IFP 1975).

Par ailleurs, l'absence d'indices d'une tectonique compressive au large de Mostaganem est synonyme d'absence de structure de piégeage, ce qui est encore un élément défavorable.

En tenant compte de cette corrélation statistique, la probabilité de l'existence d'un potentiel pétrolier sur une croûte océanique jeune supportant une série sédimentaire peu épaisse est relativement réduite, selon les exemples connus à travers le monde (Fig. V.16). L'interrogation concerne les chances d'accumulation d'hydrocarbures soit en pied de marge, soit sur le plateau continental.

D'après les scénarios effectuées sur le potentiel pétrolier de l'offshore occidental algérien (Sonatrach), deux systèmes pétroliers pourraient exister : un système pétrolier profond (situé sous les couches salifères) et un autre superficiel (d'âge plio-quaternaire). Du point de vue de la maturité, le système profond lié à la présence des blocs basculés aurait plus de potentiel, contrairement au système superficiel qui serait immature.

De ce fait, la zone d'intérêt peut être définie proche de la marge et sur le continent (Fig. V.17). Dans l'offshore profond par exemple, l'intérêt pourrait concerner la partie nord-est du bassin d'Alboran, là où on trouve un système de blocs basculés (existence des sédiments syn-rift) résultant de l'étirement de la croûte continentale (Voir Medaouri et al., 2014 en Annexe 3).

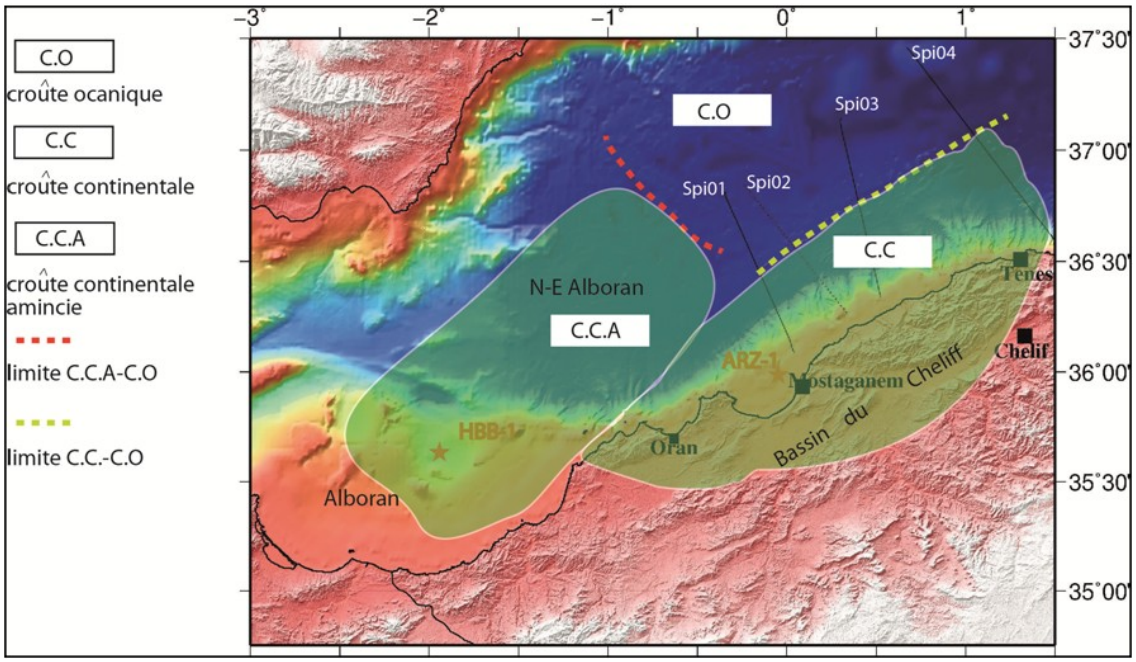


Figure V.17 *: Carte schématique simplifiée des zones potentiellement prospectives pour l'exploration pétrolière. Les deux zones sont entourées en blanc et concernent : (1) en mer la partie Nord-Est du bassin d'Alboran et la partie croûte continentale du secteur de Mostaganem définie en partie sur le modèle tomographique de vitesse calculé sur le profil de grand angle Spi02 et étendue sur les profils SMT Spi01, Spi03, Spi04 2. (2) à terre, la zone concerne le bassin du Chélif. HBB-1 : puits Habibas, ARZ-1 : puits stratigraphique au large d'Arzew. La limite C.O- C.C.A est d'après Medaouri et al. 2014.*

La méthodologie à adopter pour l'exploration dans ces zones peut être brièvement explicitée et concerne notamment la définition et la richesse en matière organique des roches mères potentielles (Miocène et/ou séries antérieures). Elle consisterait en des carottages continus des séries miocènes à terre. Ce point est développé dans l'annexe 3 et nécessite un complément de travaux concernant la richesse, la distribution des roches mères et l'agenda pétrolier. Au préalable, l'analyse et l'explication des différents résultats obtenus à ce jour constituent la base de cette méthodologie.

Conclusions et perspectives

L'étude de la structure de la marge algérienne a été abordée dans le cadre du programme SPIRAL par l'analyse et l'interprétation conjointe d'un ensemble conséquent de données géophysiques, principalement sismiques, acquis lors de différentes campagnes industrielles ou académiques.

L'investigation détaillée de la partie occidentale de la marge, d'orientation NE-SO, dans le secteur de Mostaganem, est basée sur l'inversion tomographique d'un profil de sismique réfraction, réflexion grand-angle et son interprétation conjointe avec celle d'un ensemble de profils de sismique multitrace, de la carte des anomalies magnétiques et de la carte topographique de la marge. Ce travail permet de déterminer avec certitude la structure et la nature de la marge et du bassin algérien dans cette zone et de les replacer dans le contexte géodynamique local.

1. La structure profonde d'une marge océanique transformante

Au nord, la croûte présente une loi de vitesse de type océanique avec une couche 2 de 2 à 3 km d'épaisseur et des vitesses sismiques allant de 5.0 à 6.5 km/s et une couche 3 océanique de ≈1 km d'épaisseur avec des vitesses de 6.5 à 7.1 km/s. L'épaisseur totale de la croûte est de ≈4 km ce qui est plus faible que l'épaisseur moyenne dans les grands océans mais est souvent observé aux extrémités des segments d'accrétion ou au voisinage des marges continentales en particulier des marges transformantes. La croûte ignée est surmontée par ≈3.3 km de sédiments caractérisés par des vitesses allant de 2 à 5 km/s, cette vitesse particulièrement élevée est associée à la série salifère du Messinien.

Au sud, sous la marge , la croûte de type continental est faiblement amincie. Cette zone correspond à une topographie exceptionnellement forte du Moho qui varie entre 12 et ≈ 19 km sur une distance de ≈17 km soit un pendage de ≈40 %. En surface, la bathymétrie, quant à elle montre une pente continentale abrupte avec une pente de plus de 20%.

Entre ces deux zones, la transition océan, continent est étroite, sa largeur ne dépasse pas 10 km. Sous cette zone le Moho est aussi fortement penté puisque sa profondeur varie de 11 à 14 km avec un pendage de 30%.

Cette structure avec la juxtaposition d'une croûte océanique peu épaisse et d'une croûte continentale faiblement amincie suggère que la marge n'est pas une marge continentale en extension mais plutôt mise en place dans un contexte décrochant, qui permet la juxtaposition de la croûte continentale et de la croûte océanique sans extension importante.

2. Un accident décrochant majeur en pied de marge

Un étroit graben s'est développé à la transition océan continent dans notre zone d'étude mais il s'étendrait au-delà vers l'Est. Il est délimité par des failles quasi-verticales dont la géométrie suggère un jeu décrochant. La couche de sel messinien constitue une ride salifère continue qui coïncide avec la faille bordière nord de cet étroit fossé.

La zone de décrochement montre trois segments :

- Un segment oriental d'orientation N80°, à composante transtensive.
- Un segment occidental d'orientation N50° purement décrochant.

– Un segment central, qui correspond au changement de direction de la marge et où on observe une tectonique salifère diffuse.

Cette répartition de la déformation montre que le jeu le long de cette zone transformante n'est pas clairement senestre comme la migration du domaine d'Alborán vers l'ouest pourrait le laisser supposer.

3. Une marge associée à la propagation du domaine d'Alborán en arrière de la subduction de Gibraltar (STEP margin)

L'ensemble de nos résultats permet de conclure que la marge au large de Mostaganem n'est pas une marge en extension mais une marge mise en place dans un contexte transformant. L'ouverture du bassin algérien se fait en position arrière-arc par rapport à la subduction de Gibraltar. Il résulterait alors de la réponse au retrait et à la déchirure du panneau lithosphérique en subduction vers l'Est. La propagation de cette déchirure génère une zone de cisaillement qui se focalise à la limite océan-continent, au niveau de l'étroit fossé observé en pied de pente mais affecte aussi sans doute une partie de la marge continentale.

4. Les traces de la collision des blocs AlKaPeCa

L'imagerie sismique multitrace montre, sous la marge continentale, un facies chaotique caractérisé par des vitesses sismiques de 5.0 à 5.5 km/s associé à une forte anomalie magnétique. Ce facies caractéristique et ces anomalies magnétiques sont attribués à un fragment du socle Kabyle du domaine AlKaPeCa (zones internes d'origine européenne) qui chevaucherait vers le sud le domaine tellien et rappelle l'organisation structurale connue à terre plus à l'Est, (massif du Chenoua, Grande et Petite Kabylie). De ce fait les affleurements connus à terre, au cap de Ténès, ne représenteraient pas le dernier témoin du domaine AlKaPeCa dans l'Ouest de l'Algérie qui se prolongerait vers l'ouest en mer au moins jusqu'à la latitude de Mostaganem.

5. L'inversion tectonique contemporaine

Des indices d'inversion de la marge sont mis en évidence à l'extrémité Est du secteur, à l'est de Ténès dans le segment de la marge orienté N80°. Au contraire le segment de Mostaganem, orienté N50° ne présente aucun indice de déformation actuelle. Donc l'inversion connue plus à l'Est dans la marge centrale (région de Tipaza, Boumerdès) et orientale (région de Jijel et Annaba) semble s'arrêter à la latitude de Ténès à l'endroit du changement de direction de la marge. Cette absence de déformation en mer coïncide avec une lacune de sismicité en mer. Nous l'interprétons en relation avec la structure de la marge, avec un passage rapide de la croûte océanique mécaniquement résistante à une croûte continentale peu amincie et donc aussi mécaniquement résistante. Dans cette zone la déformation semble se localiser plus au sud, à terre, dans la région de Chélif (El Asnam).

6. La couverture sédimentaire et le potentiel pétrolier

Dans le bassin océanique, la série sédimentaire est composée par des dépôts du Miocène au Plio-Quaternaire. Les dépôts miocènes comprennent un ensemble salifère, comme cela est classiquement observé dans une bonne partie de la Méditerranée occidentale, dont une couche (appelée MU pour Mobile Unit) est affectée par du diapirisme. Vers le sud, sur la croûte

continentale la série sédimentaire composée par du Miocène et Plio-Quaternaire est réduite et le Méssinien salifère est absent.

Compte tenu de l'origine du bassin et par comparaison avec d'autres régions du monde, les zones pouvant présenter un potentiel pétrolier sont celles situées sur la croûte transitionnelle et continentale.

7. Perspectives

Avec l'éclairage permis par le projet SPIRAL pour progresser dans la connaissance de la marge Algérienne; le volet quantification demeure un point nécessitant le développement de travaux futurs. A terme, cette quantification concernera plusieurs aspects dont il y'a lieu de déterminer le taux de raccourcissement engendré par la convergence/coulissage des blocs AlKaPeCa ayant abouti à l'accolement de ces derniers à l'Afrique. Ainsi, la réalisation de coupes équilibrées à l'échelle de la chaîne des Maghrébides et à l'échelle crustale apportera plus de contrainte dans la formation de la chaîne. Cela permettra également l'établissement du bilan tectonique, érosion sédimentation qui induira la connaissance des bassins dans l'évolution spatio temporelle (mode de remplissage et déformation, source des apports...). Cette réalisation assura l'évaluation des ressources en hydrocarbures et du potentiel sismogène.

La quantification suppose l'acquisition de données nouvelles permettant une vision 3D et une meilleure définition de la zone de transition terre- mer, l'interaction de la tectonique salifère et la tectonique crustale.

L'acquisition des données 3D (particulièrement de sismique grand-angle) permettra :

Une définition précise du modèle de vitesse en profondeur et une contrainte pour la détermination des différents terrains, (exploitation des ondes S dans le cas de leur identification sur les enregistrements).

Une meilleure définition des limites des blocs crustaux et du modèle cinématique et la géométrie précise des accidents.

L'acquisition 3D Grand-angle accompagnée par des enregistrements de type CHIPRP, permettra de mieux définir les dépressions sédimentaires liées à l'émanation des fluides vers le fond de l'eau (Pokmarcs).

Le volet interaction tectonique salifère/ tectonique crustale sur la déformation des sédiments du bassin prévu pour être développé dans le cadre d'une autre thèse aurait permis de comprendre la signification du développent de la ride salifère Ameur. Qu'en est-il des rides diapiriques dans le reste de la marge algérienne ? Localisent-elles des déformations crustales ? Quelle mécanique et thermicité à invoquer pour le développement des diapirs ?

Le développement du volet de la meilleure définition de la transition Terre -Mer associant une acquisition à terre et en mer (leg3) apportera une contrainte concernant la géométrie des contacts sud entre les blocs AlKaPeCa et l'Afrique et la cinématique. Dans quel contexte se développent les bassins à terre (Chélif, Mitidja…) ?

Bibliographie

Acosta, J., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M., & Uchupi, E. (2001). Geodynamics of the Emile Baudot escarpment and the Balearic Promontory, western Mediterranean. *Marine and petroleum geology*, 18(3), 349-369.

Agudelo, W. (2005). *Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur- Colombie: Application des méthodes tomographiques aux données de sismique réflexion multitrace et réfraction-réflexion grand-angle des campagnes SISTEUR et SALIERI* (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).

Agudelo, W., Ribodetti, A., Collot, J. Y., & Operto, S. (2009). Joint inversion of multichannel seismic reflection and wide- angle seismic data: Improved imaging and refined velocity model of the crustal structure of the north Ecuador–south Colombia convergent margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *114*(B2).

Ahmed-Said, Y., Leake, B. E., & Rogers, G. (1993). The petrology, geochemistry and petrogenesis of the Edough igneous rocks, Annaba, NE Algeria. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, *17*(1), 111-123.

Aït Ouali, R. (1991). Le rifting des Monts des Ksour au Lias: Organisation du bassin, diagénèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb (Doctoral dissertation, Ph. D. Thesis,, 306 pp., Univ. d'Alger, Alger, Algeria).

Alvarez, W. (1974). Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. *Nature*, *248*, 309-314.

Al-Yahya, K.M., (1987), Velocity analysis by iterative profile migration, Ph.D. thesis, Stanford University.

Andrieux, J., Fontbote, J. M., & Mattauer, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, *12*(2), 191-198.

Argnani, A. (2009). Evolution of the southern Tyrrhenian slab tear and active tectonics along the western edge of the Tyrrhenian subducted slab. *Geological Society, London, Special Publications*, *311*(1), 193-212.

Auffret, Y., Pelleau, P., Klingelhoefer, F., Geli, L., Crozon, J., Lin, J. Y., & Sibuet, J. C. (2004). MicrOBS: A new generation of ocean bottom seismometer. *first break*, *22*(7).

Autin, J., Leroy, S., Beslier, M. O., d'Acremont, E., Razin, P., Ribodetti, A., ... & Al Toubi, K. (2010). Continental break- up history of a deep magma- poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman). *Geophysical Journal International*, *180*(2), 501-519.

Auzende, J. M., Bonnin, J., Olivet, J. L., Pautot, G., & Mauffret, A. (1971). Upper Miocene salt layer in the western Mediterranean basin. *Nature Physical Science*, *230*, 82-84.

Auzende, J. M. (1978). *Histoire tertiaire de la Méditerranée occidentale* (Doctoral dissertation, Université de Paris VII).

Auzende, J. M., Olivet, J. L., & Bonnin, J. (1972, February). Une structure compressive au nord de l'Algérie?. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 19, No. 2, pp. 149-155). Elsevier.

Avedik, F., Renard, V., Allenou, J. P., & Morvan, B. (1993). "Single bubble" air-gun array for deep exploration. *Geophysics*, *58*(3), 366-382.

Bally, A. W. & Snelson, S. (1980). 'Facts and principles of world petroleum occurrence: realms of subsidence' In: MIALL, A. D. (ed.) Facts and Principles of World Petroleum Occurrence, *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 6*, 9-94.

Basile, C., Mascle, J., Benkhelil, J., & Bouillin, J. P. (1998). 11. GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE CÔTE D'IVOIRE-GHANA TRANSFORM MARGIN: AN OVERVIEW OF LEG 159 RESULTS1. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results* (Vol. 159, p. 101).

Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, R., Hinz, K., Fechner, N., ... & Weber, K. (2000). Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *105*(B11), 25829-25853.

Bayer, R., Le Mouel, J. L., & Le Pichon, X. (1973). Magnetic anomaly pattern in the western Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, *19*(2), 168-176.

Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracene, R., Faure, J. L., Sassi, W., & Roure, F. (2006). Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation. *Comptes Rendus Geoscience*, *338*(1), 115-125.

Berkhout, A. J., & Verschuur, D. J. (1997). Estimation of multiple scattering by iterative inversion, Part I: Theoretical considerations. *Geophysics*, *62*(5), 1586-1595.

Beslier, M.-O., G. Cornen, et al., (1996). Tectono-metamorphic evolution of the peridotites from the ocean/continent transition of the Iberia Abyssal Plain margin. In Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., and Masson, D.G. (eds), Proc. ODP, Sci. Results, 149: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 397-412.

Beslier, M-O., Aidi, C.; Yelles-Chaouche, A.; Ribodetti, A.; Bracene, R.; Schenini, L.; Djellit, H.; Sage, F.; Deverchere, J.; Medaouri, M.; Klingelhoefer, F.; Abtout, A.; Charvis, P.; Bounif, A., (2013). Tectonic Inversion of the Algerian Continental Margin off Great Kabylia (North Algeria) - Insights from new MCS data (SPIRAL cruise). *American Geophysical Union, Fall Meeting 2013*, abstract #T21A-2529.

Bezzeghoud, M., Ayadi, A., Sebaï, A., Aït Messaoud, M., Mokrane, A., & Benhallou, H. (1996). Seismicity of Algeria between 1365 and 1989: Map of maximum observed intensities (MOI). *Avances en Geofisica y Geodesia*, *1*, 107-114.

Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., ... & Serpelloni, E. (2011). Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *182*(4), 279-303.

Bird, D. (2001). Shear margins: Continent-ocean transform and fracture zone boundaries. *The Leading Edge*, *20*(2), 150-159.

Boillot, G. (1983). *Géologie des marges continentales*. Paris, 135.

Boillot, G. et C. Coulon, 1998. La déchirure continentale et l'ouverture océanique; Géologie des marges passives. Gordon & Breach, 208 p.

Boillot, G., Féraud, G., Recq, M., & Girardeau, J. (1989). Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins. *Nature*, *341*(6242), 523-525.

Booth- Rea, G., Ranero, C. R., Martínez- Martínez, J. M., & Grevemeyer, I. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *8*(10).

Bouillin, J. P. (1986). Le" bassin maghrebin"; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'ouest des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, *2*(4), 547-558.

Bouillin, J., Delga, M., Gelard, J., Leikine, M., Raoult, J., Raymond, D., ... & Vila, J. (1970). Definition of a massylian flysch and a mauretanian flysch in heart of allochton flysch of algeria. *Comptes rendus hebdomadaires des seances de l'académie des sciences* série d, 270(19), 2249.

Bracène, R. (2002). *Géodynamique du Nord de l'Algérie: impact sur l'exploration pétrolière* (Doctoral dissertation, PhD thesis, University of Cergy-Pontoise, France).

Bracène, R., & Frizon de Lamotte, D. (2002). The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion. *Tectonophysics*, *357*(1), 207-226.

Brooks, J. (1990). Classic petroleum provinces. *Geological Society, London, Special Publications*, *50*(1), 1-8.

Brun, J. P., & Fort, X. (2008). *Entre sel et Terre: structures et mécanismes de la tectonique salifère*. Société géologique de France.

Buforn, E., Sanz de Galdeano, C., & Udías, A. (1995). Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, *248*(3), 247-261.

Burollet, P. F., Said, A., & Trouve, P. (1978). Slim holes drilled on the Algerian shelf. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj*, *42*(2), 1181-1184.

Buske, S. (1999). Three-dimensional pre-stack Kirchhoff migration of deep seismic reflection data. *Geophysical Journal International*, *137*(1), 243-260.

Caire, A. J. (1957). *Etude géologique de la région des Biban (Algérie)* (Vol. 1). Service de la carte géologique de l'Algérie.

Calais, E., DeMets, C., & Nocquet, J. M. (2003). Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia–Eurasia–North America plate motions?. *Earth and Planetary Science Letters*, *216*(1), 81-92.

Caméra, L., Ribodetti, A., & Mascle, J. (2010). Deep structures and seismic stratigraphy of the Egyptian continental margin from multichannel seismic data. *Geological Society, London, Special Publications*, *341*(1), 85-97.

Camerlenghi, A., Accettella, D., Costa, S., Lastras, G., Acosta, J., Canals, M., & Wardell, N. (2009). Morphogenesis of the SW Balearic continental slope and adjacent abyssal plain, Western Mediterranean Sea. *International Journal of Earth Sciences*, *98*(4), 735-750.

Carminati, E., Wortel, M. J. R., Spakman, W., & Sabadini, R. (1998). The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, *160*(3), 651-665.

Cattaneo, A., Babonneau, N., Dan, G., Déverchère, J., Domzig, A., Gaullier, V., ... & Yelles, K. (2010). Submarine landslides along the Algerian Margin: A review of their occurrence and potential link with tectonic structures. In *Submarine Mass Movements and Their Consequences* (pp. 515-525). Springer Netherlands.

Christensen, N. I., & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *100*(B6), 9761-9788.

Clark, S. A., Zelt, C. A., Magnani, M. B., & Levander, A. (2008a). Characterizing the Caribbean–South American plate boundary at 64° W using wide- angle seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *113*(B7).

Clark, S. A., Sobiesiak, M., Zelt, C. A., Magnani, M. B., Miller, M. S., Bezada, M. J., & Levander, A. (2008b). Identification and tectonic implications of a tear in the South American plate at the southern end of the Lesser Antilles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *9*(11).

Comas, M. C., Platt, J. P., Soto, J. I., & Watts, A. B. (1999). 44. The origin and Tectonic History of the Alboran Basin: Insights from Leg 161 Results. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* (Vol. 161, pp. 555-580).

Comas, M. C., García-Dueñas, V., & Jurado, M. J. (1992). Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Marine Letters*, *12*(2-3), 157-164.

Contrucci, I., Nercessian, A., Béthoux, N., Mauffret, A., & Pascal, G. (2001). A Ligurian (western Mediterranean Sea) geophysical transect revisited. *Geophysical Journal International*, *146*(1), 74-97.

Cope, M. J. (2003). Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier. *First break*, *21*(7).

Coutelle, A. (1979). *Géologie du Sud-Est de la Grande-Kabylie et des Babors d'Akbou* (Doctoral dissertation).

Coutelle, A., & Duée, G. (1984). Essai sur la tectogenèse des chaines alpines de la Méditerranée occidentale. *Bull Cent Rech Explor Production Elf Aquitaine*, *8*(1), 1-13

Raymond, D. (1976). *Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie, Algérie au cours du cycle alpin* (Doctoral dissertation).

Dean, S. M., Minshull, T. A., Whitmarsh, R. B., & Louden, K. E. (2000). Deep structure of the ocean- continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM- 9 transect at 40° 20′ N. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *105*(B3), 5859-5885.

Delteil, J. (1974). *Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell Oranais oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra)* (Doctoral dissertation).

Demaison, G. (1984). The generative basin concept. *In: DEMAISON, G. & MURRIS, R. J. (eds*) Petroleum Geochemistry and Basin Evaluation AAPG Memoir 35, 1-14.

Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical research letters*, *21*(20), 2191-2194.

Dessa, J. X., Operto, S., Kodaira, S., Nakanishi, A., Pascal, G., Uhira, K., & Kaneda, Y. (2004). Deep seismic imaging of the eastern Nankai trough, Japan, from multifold ocean bottom seismometer data by combined travel time tomography and prestack depth migration. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *109*(B2).

Detrick, R. S., Harding, A. J., Kent, G. M., Orcutt, J. A., Mutter, J. C., & Buhl, P. (1993). Seismic structure of the southern East Pacific Rise. *Science*, *259*(5094), 499-503.

De Lamotte, D. F., Andrieux, J., & Guezou, J. C. (1991). Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain; discussion sur les modèles géodynamiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, *162*(4), 611-626.

Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J. P., Gaullier, V., ... & Dan, G. (2005). Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake. *Geophysical Research Letters*, *32*(4).

Dewey, J. F., Helman, M. L., Knott, S. D., Turco, E., & Hutton, D. H. W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, *45*(1), 265-283

Djellit, H. (1987). Evolution tectono-métamorphique du socle kabyle et polarité de mise en place des nappes flysch en petite Kabylie occidentale (Algérie). *These Doct., Univ. Orsay, France*.

Domzig, A. (2006). *Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne* (Doctoral dissertation, Université de Bretagne occidentale-Brest).

Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, J., Bouillin, J. P., Bracène, R., ... & Pauc, H. (2006). Searching for the Africa–Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise). *Comptes Rendus Geoscience*,*338*(1), 80-91.

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., & Harris, C. (2004). Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, *218*(1), 91-108.

Durand-Delga, M., & Fontboté, J. M. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Mem. BRGM*, *15*, 677-685.

Durand-Delga, M. (1969). Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publ. Serv. géol. Algérie*, *39*, 89-131.

Edwards, R. A., Whitmarsh, R. B., & Scrutton, R. A. (1997). The crustal structure across the transform continental margin off Ghana, eastern equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *102*(B1), 747-772.

El-Robrini, M. (1986). *Evolution morphostructurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): Influence de la néotectonique et de la sédimentation* (Doctoral dissertation, Paris 4).

Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2001). History of subduction and back- arc extension in the central Mediterranean.*Geophysical Journal International*, *145*(3), 809-820.

Forgues, É. (1996). *Inversion linéarisée multi-paramètres via la théorie des rais(application aux données de sismique réflexion de surface)* (Doctoral dissertation).

Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel- Daveau, J. C., Blanpied, C., & Ringenbach, J. C. (2011). The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, *30*(3).

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., & Mercier, E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, *19*(4), 740-761.

Gallais, F., Graindorge, D., Gutscher, M. A., & Klaeschen, D. (2013). Propagation of a lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of the Calabrian accretionary wedge offshore eastern Sicily (Southern Italy). *Tectonophysics*, *602*, 141-152.

Gailler, A., F. Klingelhoefer, J. L. Olivet, D. Aslanian, P. Sardinia Sci, and O. B. S. T. Tech (2009), Crustal structure of a young margin pair : New results across the liguro-provencal basin from wide-angle seismic tomography, *Earth and Planetary Science Letters*, *286* (1-2), 333–345.

Gaullier, V., Loncke, L., Vendeville, B., Déverchère, J., Droz, L., Obone Zue Obame, E. M., & Mascle, J. (2008). Salt tectonics in the deep Mediterranean: indirect clues for understanding the Messinian Salinity Crisis. In *CIESM Workshop Monographs* (Vol. 33, pp. 91-96).

Gelabert, B., F. Sabat, and A. Rodriguez-Perea (2002), A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western mediterranean, *Terra Nova*, *14* (2),

Gerlings, J., Funck, T., Jackson, H. R., Louden, K. E., & Klingelhöfer, F. (2009). Seismic evidence for plume-derived volcanism during formation of the continental margin in southern Davis Strait and northern Labrador Sea.*Geophysical Journal International*, *176*(3), 980-994.

Géry, B., Feinberg, H., Lorenz, C., & Magné, J. (1981). Définition d'une série-type de l'‘‘Oligo-Miocène Kabyle ‘‘anténappes dans le Djebel Aïssa-Mimoun (Grande Kabylie, Algérie). *CR Acad. Sci. Paris, Ser. II*, *292*, 1529-1532.

Girod, M., & Girod, N. (1977). Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (3), 481-488.

Glangeaud, L. (1932). *Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger*. Imprimerie de l'Université, Y. Cadoret.

Glangeaud, L., Alinat, J., Agarate, C., Leenhardt, O. & Pautot, G., 1967. Les phénomènes pontoplio-quaternaires dans la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède *I, C. R. Acad. Sci. Paris (D)*, **264**, 208-211.

Gorini, C., Le Marrec, A., & Mauffret, A. (1993). Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bulletin de la société géologique de France*, *164*(3), 353-363.

Govers, R., & Wortel, M. J. R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*,*236*(1), 505-523.

Graindorge, D. (2002). Structure profonde des zones de subduction des Cascades et de l'Équateur: approche par les méthodes sismiques: exemples du détroit de Juan de Fuca et de la partie centrale de la marge équatorienne.

Greenroyd, C. J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A. B., & Hobbs, R. W. (2008). Demerara Plateau–the structure and evolution of a transform passive margin. *Geophysical Journal International*, *172*(2), 549-564.

Grevemeyer, I., Ranero, C. R., Leuchters, W., Booth-Rea, G., & Gallart, J. (2011, December). Seismic constraints on the nature of crust in the Algerian-Balearic Basin-implications for lithospheric construction at back-arc spreading centres. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 04).

Gueguen, E., Doglioni, C., & Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, *298*(1), 259-269.

Gutscher, M. A. (2004). What caused the Great Lisbon earthquake?. *Science*, *305*(5688), 1247-1248.

Gutscher, M. A., Malod, J., Rehault, J. P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., & **Spakman**, W. (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, *30*(12), 1071-1074.

Hamdache, M., Bezzeghoud, M., & Mokrane, A. (1998). Estimation of seismic hazard parameters in the northern part of Algeria. *pure and applied geophysics*,*151*(1), 101-117.

Hernandez, J. (1986). Pétrologie du massif volcanique du Guilliz (Maroc oriental). Cristallisation fractionnée, mélanges de magmas et transferts de fluides dans une série shoshonitique. *Journal of African Earth Sciences (1983)*,*5*(4), 381-399.

Hsü, K. J., M. B. Cita, and W. B. F. Ryan (1973), The origin of the mediterranean evaporites, *Init. Rept. Deep Sea Drill. Proj.*, *13*, 1203–1231.

Jenyon, M. K. (1986), *Salt Tectonics* Elsevier, London, 191pp.
Jin, S., Madariaga, R., Virieux, J., & Lambaré, G. (1992). Two- dimensional asymptotic iterative elastic inversion. *Geophysical Journal International*, *108*(2), 575-588.

Korenaga, J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Kelemen, P. B., Detrick, R. S., Larsen, H. C., ... & Dahl- Jensen, T. (2000). Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography.*Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *105*(B9), 21591-21614.

Lambaré, G., Virieux, J., Madariaga, R., & Jin, S. (1992). Iterative asymptotic inversion in the acoustic approximation. *Geophysics*, *57*(9), 1138-1154.

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J. P., & Rouchy, J. M. (2006). Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis.*Sedimentary Geology*, *188*, 9-33.

Jolivet, L., & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa- Eurasia collision. *Tectonics*, *19*(6), 1095-1106.

Keen, C. E., Dickie, K., & Dehler, S. A. (2012). The volcanic margins of the northern Labrador Sea: insights to the rifting process. *Tectonics*, *31*(1).

Kherroubi, A., Déverchère, J., Yelles, A., Mercier de Lépinay, B., Domzig, A., Cattaneo, A., ... & Graindorge, D. (2009). Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin, Western Mediterranean Sea: New evidence for contractional tectonic reactivation. *Marine Geology*, *261*(1), 17-32.

Kieken, M. (1974). Etude géologique du Hodna du Titteri et de la partie centrale des Biban (Dépt. d'Alger, Algé rie). *Publ. Serv. Carte Géol., Algérie, NS*, (46), 2.

Kieken, M. (1975), Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban, Thèse ès Sciences, Paris, Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, nouv. Série, 2(46), 281 pp.

Kingston, D. R., Dishroon, C. P., & Williams, P. A. (1983a). Global basin classification system. *AAPG bulletin*, *67*(12), 2175-2193.

Kingston, D. R., Dishroon, C. P., & Williams, P. A. (1983b). Hydrocarbon plays and global basin classification. *AAPG Bulletin*, *67*(12), 2194-2198.

Klemme, H. D. (1971). The giants and the supergiants. *Oil and Gas Journal*,*69*(9), 85-90.

Klemme, H. D. (1975). Giant oil fields related to their geologic setting: a possible guide to exploration. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, *23*(1), 30-66.

Klingelhöfer, F., Geli, L., Matias, L., Steinsland, N., & Mohr, J. (2000). Crustal structure of a super- slow spreading centre: A seismic refraction study of Mohns Ridge, 72 N. *Geophysical Journal International*, *141*(2), 509-526.

Lafond, C. F., & Levander, A. (1995). Migration of wide- aperture onshore- offshore seismic data, central California: Seismic images of late stage subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*,*100*(B11), 22231-22243.

Lahondère, J. C. (1987). *Les series ultra-telliennes d'algerie orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural* (Doctoral dissertation, Toulouse 3).

Lambare, G., Lucio, P. S., & Hanyga, A. (1996). Two-dimensional multivalued traveltime and amplitude maps by uniform sampling of a ray field. *Geophysical Journal International*, *125*(2), 584-598.

Larsen, H. C., Saunders, A. D., Clift, P. D., Beget, J., Wei, W., Spezzaferri, S., ... & Werner, R. (1994). Seven million years of glaciation in Greenland.

Leprêtre, A. (2012). *Contraintes par imagerie sismique pénétrante sur l'évolution d'une marge Cénozoïque réactivée en compression (cas de la marge algérienne, secteur de Tipaza)* (Doctoral dissertation, Université de Bretagne occidentale-Brest).

Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M. O., Yelles, K., ... & Bracene, R. (2013). Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide- angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(8), 3899-3916.

Lines, L. (1993). Ambiguity in analysis of velocity and depth. *Geophysics*, *58*(4), 596-597.

Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., ... & Thinon, I. (2011). Seismic atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas. *Mémoire de la Société Géologique ns*, *179*, 1-72.

Lonergan, L., & White, N. (1997). Origin of the Betic- Rif mountain belt.*Tectonics*, *16*(3), 504-522.

Louden, K. E. (1980). The crustal and lithospheric thicknesses of the Philippine Sea as compared to the Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, *50*(1), 275-288.

Lucente, F. P., Chiarabba, C., Cimini, G. B., & Giardini, D. (1999). Tomographic constraints on the geodynamic evolution of the Italian region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *104*(B9), 20307-20327.

Maillard, A., Gaullier, V., Vendeville, B. C., & Odonne, F. (2003). Influence of differential compaction above basement steps on salt tectonics in the Ligurian-Provençal Basin, northwest Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*,*20*(1), 13-27.

Marcaillou, B., Spence, G., Wang, K., Collot, J. Y., & Ribodetti, A. (2008). Thermal segmentation along the N. Ecuador–S. Colombia margin (1–4 N): Prominent influence of sedimentation rate in the trench. *Earth and Planetary Science Letters*, *272*(1), 296-308.

Mahdjoub, Y. (1991). *Cinématique des déformations et évolution P, T anté-alpines et alpines en Petites Kabylie (Algérie nord-orientale). Un modèle d'évolution du domaine tellien interne* (Doctoral dissertation, Thèse de Docteur ès Sciences, (USTHB).

Mars, J. I., Glangeaud, F., & Mari, J. L. (2004). Advanced signal processing tools for dispersive waves. *Near Surface Geophysics*, *2*(4), 199-210.

Mascle, J., & Blarez, E. (1987). Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast–Ghana continental margin. *Nature*, *326*(6111), 378-381.

Mauffret, A. (2007). The northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) plate. *Tectonophysics*, *429*(1), 21-44.

Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemant, S., Gorini, C., & Maillard, A. (2004). E–W opening of the Algerian Basin (western Mediterranean). *Terra Nova*, *16*(5), 257-264.

Maury, R., Fourcade, S., Coulon, C., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., ... & Réhault, J. P. (2000). Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*,*331*(3), 159-173.

M'bida, L. Yem., Camera, L., Mascle, J., & Ribodetti, A. (2011). Seismic stratigraphy and deformational styles of the offshore Cyrenaica (Libya) and bordering Mediterranean Ridge. *Geophysical Journal International*, *185*(1), 65-77.

McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and planetary science letters*, *40*(1), 25-32.

Medaouri, M., Bracene, R., Déverchère, J., Graindorge, D., Ouabadi, A., & Yelles-Chaouche, A. K. (2012). Structural styles and Neogene petroleum system around the Yusuf-Habibas Ridge (Alboran Basin, Mediterranean Sea).*The Leading Edge*, *31*(7).

Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., ... & Bendiab, F. (2014). The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics*.

Meghraoui, M., Cisternas, A., & Philip, H. (1986). Seismotectonics of the lower Cheliff basin: structural background of the El Asnam (Algeria) earthquake.*Tectonics*, *5*(6), 809-836.

Meghraoui, M., & Doumaz, F. (1996). Earthquake- induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault- related fold. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *101*(B8), 17617-17644.

Meghraoui, M., Morel, J. L., Andrieux, J., & Dahmani, M. (1996). Pliocene and Quaternary tectonics of the Tell-Rif mountains and Alboran sea, a complex zone of continent continent convergence. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *167*(1), 141-157.

Meghraoui, M., Jaegy, R., Lammali, K., & Albarede, F. (1988). Late Holocene earthquake sequences on the El Asnam (Algeria) thrust fault. *Earth and planetary science letters*, *90*(2), 187-203

Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., & Montigny, R. (2002). How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?. *Bulletin de la Société géologique de France*, *173*(1), 3-15.

Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., & Sage, F. (2006). The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean)—morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves: implications for hydrocarbon reservoirs. *Geo-Marine Letters*, *26*(6), 361-371.

Minshull, T. A., Muller, M. R., & White, R. S. (2006). Crustal structure of the Southwest Indian Ridge at 66 E: Seismic constraints. *Geophysical Journal International*, *166*(1), 135-147.

Monié, P., Montigny, R., & Maluski, H. (1992). Age burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylies, Algerie); donnees radiometriques 39 Ar-40 Ar. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *163*(5), 571-584.

Montadert, L., Sancho, J., Fail, J. P., Debyser, J., & Winnock, E. (1970). De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale (Nord-Est des Baléares). *CR Acad. Sci*, *271*, 812-815.

Muller, M. R., Minshull, T. A., & White, R. S. (2000). Crustal structure of the Southwest Indian Ridge at the Atlantis II fracture zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *105*(B11), 25809-25828.

Nocquet, J. M., & Calais, E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, *161*(3), 661-681.

O'Brien, J. J., & Lerche, I. (1988). Seismic imaging of deep hydrocarbon reservoirs. pure and applied geophysics, 127(1), 33-61.

Operto, S., Lambare, G., Podvin, P., & Thierry, P. (2003). 3D ray+ Born migration/inversion-Part 2: Application to the SEG/EAGE overthrust experiment. *Geophysics*, *68*(4), 1357-1370.

Pascal, G. P., Mauffret, A., & Patriat, P. (1993). The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. *Geophysical Journal International*, *113*(3), 701-726.

Perrodon, A. (1957). *Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale*. Service de la carte géologique de l'Algérie.

Piromallo, C., & Morelli, A. (2003). P wave tomography of the mantle under the Alpine- Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *108*(B2).

Platt, J. P., & Vissers, R. L. M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, *17*(6), 540-543.

Platt, J. P., Soto, J. I., Whitehouse, M. J., Hurford, A. J., & Kelley, S. P. (1998). Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics*, *17*(5), 671-689.

Platt, J. P., Whitehouse, M. J., Kelley, S. P., Carter, A., & Hollick, L. (2003). Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, *31*(3), 251-254.

Platt, J. P., Anczkiewicz, R., Soto, J. I., Kelley, S. P., & Thirlwall, M. (2006). Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, *34*(11), 981-984.

Polvêche, J. (1960). Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis Oranais Tome I et II. *Bulletin*, (24).

Ranalli, G., 1995. Rheology of the earth : deformation and flow processes in geophysics and geodynamics. Chapman and Hall (London). 413 pp.

Rehault, J. P., Boillot, G., & Mauffret, A. (1984). The western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology*, *55*(3), 447-477.

Ribodetti A., Operto S., Agudelo W., and VIrieux J., 2006, Integrated prestack depth migration /inversion and simulated annealing optimization for structural model building, EAGE, Extended Abstract Book. Jin, S., R. Madariaga, J. Virieux, and G. Lambaré, 1992, Two-dimensional asymptotic iterative elastic inversion, Geophys. J. Int.., 108, 1-14.

Ribodetti, A., Operto, S., Agudelo, W., Collot, J. Y., & Virieux, J. (2011). Joint ray+ Born least-squares migration and simulated annealing optimization for target-oriented quantitative seismic imaging. *Geophysics*, *76*(2), R23-R42.

Robinson, E. A. (1975). Dynamic Predictive DECONVOLUTION*. *Geophysical Prospecting*, *23*(4), 779-797.

Roca, E., D. Frizon de Lamottre, A. Mauffret, R. Bracene, J. Vergès, N. Benaouali, J. Fernandez, H. Munoz, and H. Zeyen (2004), in : The TRANSMED Atlas : , The Mediterranean Region from Crust to

Mantle, Edited by : Cavazza, W. and Roure, F. and Spakman, W. and Stampfli, G. M. and Ziegler, P. 31, 39, 189

Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, *8*, 107-130.

Ross, W. S. (1994). The velocity-depth ambiguity in seismic traveltime data. *Geophysics*, *59*(5), 830-843.

Rothé, J.-P. (1950) Les séismes de Kerrata et la séismicité de l'Algérie, Gouvernement général de l'Algérie, Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 4e série, Géophysique 3 40 p.

Roure, F., Casero, P., & Addoum, B. (2012). Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics*, *31*(3).

Saadallah, A. (1992). Le cristallin de la grande Kabylie (Algérie): sa place dans la chaıne des Maghrébides. *Doctorate Dissertation, Univ. Algiers, Algeria*.

Saadallah, A., & Caby, R. (1996). Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). *Tectonophysics*, *267*(1), 257-273.

Sage, F. (1994). *Structure Crustale d'une Marge Transformante et du Domaine Océanique Adjacent: exemple de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana* (Doctoral dissertation).

Sage, F., Pontoise, B., Mascle, J., Basile, C., & Arnould, L. (1997). Crustal structure and ocean–continent transition at marginal ridge: the Côte d'Ivoire–Ghana marginal ridge. *Geo-Marine Letters*, *17*(1), 40-48.

Sage, F., Basile, C. H., Mascle, J., Pontoise, B., & Whitmarsh, R. B. (2000). Crustal structure of the continent–ocean transition off the Côte d'Ivoire–Ghana transform margin: implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary. *Geophysical Journal International*, *143*(3), 662-678.

Sawyer, E. W. (1994). Melt segregation in the continental crust. *Geology*, *22*(11), 1019-1022.

Schettino, A., & Turco, E. (2006). Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophysical Journal International*, *166*(3), 1398-1423.

Schettino, A., & Turco, E. (2011). Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geological Society of America Bulletin*, *123*(1-2), 89-105.

Sclater, J. G., Karig, D., Lawver, L. A., & Louden, K. (1976). Heat flow, depth, and crustal thickness of the marginal basins of the south Philippine Sea. *Journal of Geophysical Research*, *81*(2), 309-318.

Scrutton, R. A. (1982). Passive continental margins: a review of observations and mechanisms. *Geodynamics Series*, *6*, 5-11.

Seber, D., M. Barazangi, A. Ibenbrahim, and A. Demnati (1996), Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the alboran sea and rif-betic mountains, Nature, 379 (6568), 785–790.33

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., ... & Gasperini, P. (2007). Kinematics of the western Africa- Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, *169*(3), 1180-1200.

Spakman, W., & Wortel, R. (2004). A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In *The TRANSMED atlas. The Mediterranean region from crust to mantle* (pp. 31-52). Springer Berlin Heidelberg.

Spakman, W., van der Lee, S., & van der Hilst, R. (1993). Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *79*(1), 3-74.

ST JOHN, B. (1980). Sedimentary Basins of the world and giant hydrocarbon accumulations AAPG Special Publication.

ST JOHN, B. BALLY, A. W. & KLEMME, H. D. (1984). Sedimentary Provinces of the world – hydrocarbon productive and non-productive AAPG Special Publication

Stich, D., Ammon, C. J., & Morales, J. (2003). Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero- Maghreb region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *108*(B3).

Stich, D., Serpelloni, E., de Lis Mancilla, F., & Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, *426*(3), 295-317.

Strzerzynski, P., Déverchère, J., Cattaneo, A., Domzig, A., Yelles, K., Mercier de Lépinay, B., ... & Boudiaf, A. (2010). Tectonic inheritance and Pliocene- Pleistocene inversion of the Algerian margin around Algiers: Insights from multibeam and seismic reflection data. *Tectonics*, *29*(2).

Tefiani, M., Baudelot, S., & Bourmouche, R. (1991). Datations palynologiques du Trias du Djurdjura (Algérie). Implications géodynamiques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, *313*(4), 451-456.

Thierry, P., Operto, S., & Lambaré, G. (1998). Fast 2-D ray+ Born migration/inversion in complex media. *Geophysics*, *64*(1), 162-181.

Thomas, G. (1985). *Géodynamique d'un bassin intramontagneux: Le Bassin du Bas-Chelif occidental (Algérie) durant le mio-plio-quaternaire* (Doctoral dissertation).

Tissot, B., & Espitalie, J. (1975). L'evolution thermique de la matière organique des sédiments: applications d'une simulation mathématique. Potentiel pétrolier des bassins sédimentaires de reconstitution de l'histoire thermique des sédiments. *Oil & Gas Science and Technology*, *30*(5), 743-778.

Uenzelmann-Neben, G., & Huhn, K. (2009). Sedimentary deposits on the southern South African continental margin: Slumping versus non-deposition or erosion by oceanic currents?. *Marine Geology*, *266*(1), 65-79.

van der Hist, R., Engdahl, R., Spakman, W., & Nolet, G. (1991). Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs. *Nature*, *353*(6339), 37-43.

Varela, C. L., Rosa, A. L., & Ulrych, T. J. (1993). Modeling of attenuation and dispersion. *Geophysics*, *58*(8), 1167-1173.

Vergés, J., & Sàbat, F. (1999). Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, *156*(1), 63-80.

Verschuur, D. J. (2006). *Seismic multiple removal techniques: past, present and future*. EAGE publications.

Verschuur, D. J., & Berkhout, A. J. (1997). Estimation of multiple scattering by iterative inversion, Part II: Practical aspects and examples. *Geophysics*, *62*(5), 1596-1611.

Vila, J.M. (1980). - La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro -tunisiens. Thèse ès Sciences, Université Paris VI, 2 tomes, 665 p.

Wernicke, B. (1981). Low-angle normal faults in the Basin and Range province: Nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, *291*(5817), 645-648.

White, R. S., McKenzie, D., & O'Nions, R. K. (1992). Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *97*(B13), 19683-19715.

Whitmarsh, R. B., G. Manatschal, and T. A. Minshull (2001), Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading, *Nature*, *413* (6852),

Whitmarsh, R. B., & Sawyer, D. S. (1996). The ocean/continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental-rifting to seafloor-spreading processes. In *PROCEEDINGS-OCEAN DRILLING PROGRAM SCIENTIFIC RESULTS* (pp. 713-736). NATIONAL SCIENCE FOUNDATION.

Whitmarsh, R. B., Miles, P. R., & Mauffret, A. (1990). The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia—I. Crustal structure at 40 30′ N. *Geophysical Journal International*, *103*(2), 509-531.

Wildi, W. (1983), La chaine tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.

Yelles, A., Domzig, A., Déverchère, J., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Strzerzynski, P., ... & Djellit, H. (2009). Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: the Khayr al Din bank. *Tectonophysics*, *475*(1), 98-116.

Yelles-Chaouche, A., Boudiaf, A., Djellit, H., & Bracene, R. (2006). La tectonique active de la région nord-algérienne. *Comptes Rendus Geoscience*, *338*(1), 126-139.

Yelles-Chaouche, A. K., Ouali, R. A., Bracene, R., Derder, M. E. M., & Djellit, H. (2001). Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas Saharien, Algerie) au debut du Mesozoique. *Bulletin de la Société géologique de France*, *172*(3), 285-293.

Yielding, G., Jackson, J. A., King, G. C. P., Sinvhal, H., Vita-Finzi, C., & Wood, R. M. (1981). Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity, and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980. *Earth and Planetary Science Letters*, *56*, 287-304.

Yielding, G., Ouyed, M., King, G. C. P., & Hatzfeld, D. (1989). Active tectonics of the Algerian Atlas Mountains- evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake. *Geophysical journal international*, *99*(3), 761-788.

Yoshioka, S., & Wortel, M. J. R. (1995). Three dimensional numerical modeling of detachment of subducted lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *100*(B10), 20223-20244.

Zedde, D. V. D., & Wortel, M. J. R. (2001). Shallow slab detachment as a transient source of heat at midlithospheric depths. *Tectonics*, *20*(6), 868-882.

Zelt, B. C., Talwani, M., & Zelt, C. A. (1998). Prestack depth migration of dense wide-angle seismic data. *Tectonophysics*, *286*(1), 193-208.

Annexe 1 : Version révisée de l'article présenté dans le chapitre III

Geophysical Journal International

Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: A witness of a Subduction-Transform Edge Propagator?

Journal:	*Geophysical Journal International*
Manuscript ID:	GJI-S-14-0755
Manuscript Type:	Research Paper
Date Submitted by the Author:	23-Sep-2014
Complete List of Authors:	Badji, Rabia Charvis, Philippe; Université Nice Sophia Antipolis, IRD, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Geoazur Bracene, R; Sonatrach, Exploration Galve, Audrey; Université Nice Sophia Antipolis, IRD, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Geoazur Badsi, M; Sonatrach, Exploration Alessandra, Ribocetti; Université Nice Sophia Antipolis, IRD, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Geoazur Benaissa, Zahia; Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene, USTHB, FSTGAT Klingelhoefer, Frauke; IFREMER, GM Medaouri, Mourad; Sonatrach, Exploration Beslier, Marie-Odile; Université Nice Sophia Antipolis, IRD, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Geoazur
Keywords:	Africa < GEOGRAPHIC LOCATION, Europe < GEOGRAPHIC LOCATION, Seismic tomography < SEISMOLOGY, Crustal structure < TECTONOPHYSICS, Continental margins: transform < TECTONOPHYSICS

SCHOLARONE™
Manuscripts

Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: A witness of a Subduction-Transform Edge Propagator?

Rabia Badji[1, 2, 3], Philippe Charvis[2], Rabah Bracene[1], Audrey Galve[2], Madjid Badsi[1], Alessandra Ribodetti[2], Zahia Benaissa[3], Frauke Klingelhoefer[4], Mourad Medaouri[1], Marie-Odile Beslier[2]

1. Sonatrach, Division exploration, Bât C, Avenue du 1er Novembre, B.P 68M, Boumerdes, Algeria.
2. Université Nice Sophia Antipolis, IRD, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Géoazur, 250 rue Albert Einstein, 06560, Sophia Antipolis, France.
3. Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene, USTHB, FSTGAT, el-alia Algiers, Algeria.
4. Ifremer, Department of marine Geosciences, ZI de la Pointe de Diable, CS10070, Plouzané, France, France.

1 Abstract

An unprecedented seismic dataset acquired in the frame of the Algerian-French SPIRAL Program provides new insights regarding the origin of the westernmost Algerian margin and basin. We performed a tomographic inversion of travel-times along a 100-km long wide-angle seismic profile shot over 40 Ocean Bottom Seismometers offshore Mostaganem (North-western Algeria). The resulting velocity model and multichannel seismic reflection profiles show a thin (3-4 km-thick) oceanic crust. The narrow ocean-continent transition (less than 10 km wide) is bounded by vertical faults and surmounted by a narrow almost continuous basin filled with Miocene to Quaternary sediments. This fault system, as well as the faults organized in a negative-flower structure on the continent side, marks a major strike-slip fault system. The extremely sharp variation of the Moho depth (up to 45±3°) beneath the continental border underscores the absence of continental extension in this area. All these features support the hypothesis that this part of the margin from Oran to Tenes, trending N65-N70°E, is a fossil subduction-transform edge propagator fault, vestige of the propagation of the edge of the Gibraltar subduction zone during the westward migration of the Alborán domain.

2 Introduction

The Algerian margin is part of the western Tethyan Domain. Beginning in the Late Oligocene, the closure of the Tethyan Ocean along a north to northwest dipping subduction zone produced the coeval opening of back-arc oceanic basins (e.g. present-day oceanic basins of the western Mediterranean domain) (Fig. 1). The continental forearc of this subduction, of European origin, drifted south-eastward and collided with the North African margin (*Réhault et al.*, 1984; *Lonergan and White*, 1997; *Frizon de Lamotte et al.*, 2000; *Jolivet and Faccenna*, 2000), creating an almost continuous orogenic belt (named the Maghrebides in Northern Africa) spanning from Gibraltar to Calabria (insets fig. 1). To the west, the Alborán fore-arc was migrating westward, from middle to late Miocene, with the concomitant opening of the Algerian-Balearic basin (*Acosta et al.*, 2001; *Mauffret et al.*, 2004) as the back-arc basin of the Gibraltar subduction zone (*Rosenbaum et al.*, 2002; *Camerlenghi et al.*, 2008; *Gutscher et al.*, 2012)**.**

Although this general scheme is widely accepted, many questions remain unanswered regarding the kinematic evolution of the area, the deep structure of the Algerian margin and its present-day deformation. The paleoreconstruction of the Alborán block is controversial and it implies diverse types of margins (extensional or strike-slip margins) and timing of seafloor emplacement (*Bouillin*, 1986; *Frizon de Lamotte et al.*, 2000; *Rosenbaum et al.*, 2002; *Mauffret et al.*, 2004; *Domzig et al.*, 2006; *Schettino and Turco*, 2006). This on-going debate about the geological history of the Algerian margin is largely due to the lack of deep geophysical data.

Our study area is located along the Western Algerian margin, at the transition between the margin of the Alborán Sea and the margin of the Algerian basin eastward (Fig. 1). It was previously surveyed during the MARADJA cruise in 2003 (*Domzig et al.*, 2006) using shallow seismic imaging and swath bathymetry, and also by several industrial seismic

reflection surveys. Recently, as part of an Algerian-French cooperative program, the SPIRAL cruise was conducted on board the R/V Atalante (Ifremer) in September-October 2009. For the first time wide-angle seismic reflection, refraction data (WAS) and deep multichannel seismic reflection data (MCS) were acquired in order to image the deep structure of the Algerian margin. The main aims of the survey were to explore the deep crustal structure of the complete margin in order to better constrain the opening of the Algerian basin, to identify possible indicators of recent reactivation of the margin, to characterize the nature of the crust and to assess the petroleum potential of the neighbouring sedimentary basins.

In this paper, we present the interpretation of a joint 2D refraction and wide-angle reflection travel-time tomography model along a profile shot offshore Mostaganen, together with regional SPIRAL and industrial MCS sections, and available bathymetric data, in order to propose a new interpretation of the Mostaganem margin segment.

3 Geodynamic Framework of the Algerian basin

The southern Mediterranean sea is bounded in northern Algeria by an Alpine orogenic belt resulting from the collision of continental fragments of European origin with the North African margin (*Durand-Delga and Fontboté*, 1980; *Bouillin*, 1986; *Frizon de Lamotte et al.*, 2000; *Bracène and Frizon de Lamotte*, 2002) (Fig. 1).

Onshore, the Mostaganem area from Tenes to Oran (Fig. 2) is considered as part of the external zones (also named the Tellian domain, Fig. 1). The outcrops consist of Miocene and Quaternary sediments, composed of marls, limestone, sandstones and gypsum (*Perrodon*, 1957; *Polvêche*, 1959; *Thomas*, 1985) which are well known in the Chelif Basin (south of Mostaganem, Fig. 2) where they are intersected by wells (Sonatrach, unpublished data). Owing to the lack of subsurface data, the nature of the basement beneath the Miocene deposits is still unknown in the Mostaganem area. To the north, the upper part of the Miocene

sedimentary series is encountered in the Arzew-1 well, drilled in the 1970s on the shallow shelf northwest of Mostaganem (*Medaouri et al.*, 2012) (Fig. 2).

The opening of the Algerian basin, between the Balearic Islands and the Algerian margin, as the western prolongation of the Provence Basin, is still a matter of debate. The NW-SE opening of the Provence Basin started 23 Ma ago as a back-arc basin of the Tethyan subduction beneath Africa (Fig. 1). According to *Schettino and Turco* (2010), the Algerian basin opened during the last phase of rotation of Sardinia and Corsica (19 Ma). An alternative hypothesis is an E-W opening, from 16 to 8 Ma, associated with the westward migration of the Alborán domain (*Comas et al.*, 1992; *Platt et al.*, 1998; *Comas and Platt*, 1999; *Rosenbaum et al.*, 2002; *Mauffret et al.*, 2004, 2007; *Booth-Rea et al.*, 2007; *Medaouri et al.*, 2014) (Fig. 1). This second hypothesis is preferred by many authors even if the distance of the westward migration of the Alborán domain is debated and ranges from ~200 km up to ~700 km (*Michard et al.*, 2002; *Platt and Houseman*, 2003; *Duggen et al.*, 2004; *Mauffret et al.*, 2004; *Platt et al.*, 2006; *Medaouri et al.*, 2014). In this case the west Algerian and the Moroccan margins were structured by the retreat of the westward migration of the southern edge of the Gibraltar subduction zone (*Lonergan and White*, 1997; *Faccenna et al.*, 2001; *Chalouan and Michard*, 2004; *Govers and Wortel*, 2005).

The recently acquired seismic data of the SPIRAL project will provide new constrains on the opening of the Algerian basin. The structural direction of the Algerian margin changes from N65-N70°E west of Tenes to N85°E east of Tenes (Fig. 2). To the east the deep structure of the margin exhibits a large continental tilted block, the Khayr-al-Din Bank, consistent with a rifted margin whereas the very narrow (10 km or less) ocean-continent transition suggest the margin is possibly a transform margin (*Leprêtre et al.*, 2011, 2013). The authors propose a multiphased emplacement of the margin with the ~NW-SE extension associated with the

opening of the Central Algerian basin and a more recent transcurrent episode induced by the westward migration of the Alborán block.

Whereas most of the Algerian margin undergoes present-day NW-SE compression (*Stich*, 2003), there is no clear offshore evidence for active deformation related to this compression along the westernmost part of the Algerian margin (*Domzig et al.*, 2006). Onshore, earthquake focal mechanisms support a NW–SE compressional stress in the Oran–Mascara–El Asnam (named Chelif since the M 7.2 El Asnam earthquake in 1980) area (*Meghraoui et al.*, 1986, 1996; *Yielding et al.*, 1989).

In this geodynamic framework, the Mostaganem area represents a key zone, which can potentially provide insights into the structure and evolution of the Western Algerian margin and basin from Miocene to present.

4 Dataset

4.1 SPIRAL wide-angle seismic data

To probe the crustal structure of the margin, a ~100 km-long wide-angle seismic profile perpendicular to the shore was acquired during the SPIRAL cruise (October-November 2009). 35 MicrOBS ocean bottom seismometers (*Auffret et al.*, 2004) and 5 ocean bottom hydrophones (OBH), belonging to Ifremer and the University of Bretagne Occidentale (UBO) were deployed offshore Mostaganem, from the N/O Atalante, at ~2 km intervals (Fig. 2). Several land stations were deployed, but only few of them recorded useful data. In this paper we used land stations LS2 and LS3 located respectively at 14 and 21 km from the southernmost OBS (Fig. 2). These seismometers recorded 489 shots every 60 seconds leading to ~150 m intervals. The seismic source array for the wide-angle seismic profile had a total volume of 146 litres (8909 in^3) and was composed of 8 airguns with an individual volume of 16 litres, and 2 airguns with a volume of 9 litres. All seafloor instrument data were corrected

for the clock drift during the recording period. The spatial drift between the deployment location and the seafloor location was estimated from the inversion of direct water wave. The pre-processing sequence of data includes frequency filters, a minimum phase spectral deconvolution and an automatic gain control (see Fig. 3 for more details).

4.2 MCS data

Two MCS sections were shot during the SPIRAL cruise across the margin offshore Mostaganem. Section Spi02 is coincident with the WAS profile previously described whereas profile Spi04 (~80 km-long) is parallel but located 104 km to the east (Fig. 2). The seismic lines were shot using an array of 13 airguns with a total volume of 3099 in^3. In order to strengthen low-frequencies, the source was tuned in single-bubble mode (*Avedik et al.*, 1993)**.** This technique enhances low frequencies and thereby improves signal penetration and subsalt deposits imaging. The seismic source was fired every 20 s, leading to a shot spacing of ~50 m along both lines. The data were recorded using a 4.5 km-long streamer, 360 channel groups providing 45 fold coverage and 6.25 m CDP (common depth point) spacing. The recording length was 17 seconds two-way travel-time (stwt) with a 4 ms sampling rate.

To further improve the quality of the seismic images issued from the on-board initial processing, we applied the following processing sequence to the data using Geocluster software (a CGG Veritas package): (1) a zero-phasing of single bubble wavelet, (2) an inverse Q filter (phase only) to remove the non stationary phase components of the data (*Varela et al.*, 1993), (3) a prestack surface multiple modelling also known as SRME (Surface Related Multiple Elimination), followed by an adaptive subtraction from the data (*Berkhout and Verschuur*, 1997; *Verschuur and Berkhout*, 1997), (4) a velocity analysis, (5) a second pass of multiple attenuation using a predictive-subtraction process, (6) a Kirchhoff prestack time

migration, (7) a normal move-out and an external mute, (8) a stack, (9) a 5-60 Hz band pass filter, and (10) a 500 ms automatic gain control.

In the western part of the Algerian offshore, Sonatrach acquired a set of seismic reflection data (*Cope*, 2003) using a 6 km-long seismic streamer (480 channels of 12.5 m) and a 3000 in^3 air-gun source fired at 50 m interval. The processing sequence is described in *Medaouri et al.* (2014). Several sections available in the study area were used to discuss the extension of the structure described along profile Spi02 and to discuss the Mostaganem margin deep structure.

5 Joint refraction and reflection travel-time tomography

5.1 Methodology

Using refracted first arrivals and reflections observed on wide-angle seismic data, we construct a 2D velocity model of the sedimentary layers, the igneous crust and the geometry of the Moho, using the joint refraction and reflection travel-time tomographic code tomo2d (*Korenaga et al.*, 2000). Refracted first arrivals as well as reflections from the Moho (PmP) were identified and correlated between the different OBS sections (Fig. 3). The reflection from the top of the basement (Prb) was also identified by a careful correlation between each OBS and the coincident MCS profile at null offset (Suppl. fig. 1). Approximately 11,000 arrivals were picked. The picking uncertainty associated to Psed and Pg arrival times (waves refracted respectively in the sedimentary cover and in the igneous crust) were between 16 ms (representing approximately twice the sampling rate) and 95 ms (representing approximately the dominant period of arrivals at far offsets) for the arrivals with high and low quality signal to noise ratio respectively. The picking uncertainties for the reflected second arrivals were set to 100 ms.

The 2-D velocity field is parameterized as a sheared mesh hanging beneath the seafloor-land surface. An initial 1-D average velocity model is determined by forward modelling and extrapolated along the 2-D line beneath the topography (*Korenaga et al.*, 2000). The code allows the simultaneous inversion of travel-times from refracted first arrivals and from a reflected phase, to obtain a velocity model and the geometry of a floating reflector defined as an array of linear segments independent of the velocity grid (*Korenaga et al.*, 2000).

To obtain the best 2-D velocity model we performed a top-to-bottom layer stripping strategy consisting of adding the data sequentially as described in *Sallarès et al.* (2011, 2013a). During this procedure the damping was applied automatically if the velocity perturbation exceeds the maximum allowed value (10 % in our case) (*Korenaga et al.*, 2000).

We started with the sediment phases alone (Psed refracted in the sedimentary cover and Prb reflected from the acoustic basement). During this first step of the inversion the initial basement interface was chosen as a horizontal reflector at 5 km depth. In a second step we inverted the phase refracted in the basement (Pg) and the phase reflected from the Moho (PmP). For this second phase, the initial velocity model was the result of the inversion of sediment phases above the top of the basement and the model resulting from the initial extrapolation of the 1-D average velocity model below it. Because of the steep topography of the Moho, the initial model was a 2D dipping interface obtained by forward modelling (Suppl. fig. S1). In the last step we used the crustal velocity model and a constant velocity of 8.2 km/s in the upper mantle as initial model and incorporated Pn phases in the inversion to define the uppermost mantle velocity field. Because Pn phases are observed only on OBS 1 and on land stations at the southern end of the profile (Fig. 3), velocities in the upper mantle are only poorly constrained and will not be discussed in this paper.

A key advantage of this strategy is that it allows including sharp velocity contrasts across geological boundaries, rather than unrealistically smoothed velocity gradients required in

travel-time tomography (*Sallarès et al.*, 2011). On the other hand it requires the a priori interpretation of the origin of the observed first arrival seismic phase, which might be partly subjective. This is the case with our dataset on which it is difficult to differentiate Pg first arrivals from Pn first arrivals despite the fact we observed the pre-critical and critical PmP (Fig. 3). We nevertheless assume that beyond the critical distance, marked by the maximum amplitude of the PmP, the first arrival were Pn refracted in the upper mantle (see section LS3 and OBS1 in Fig. 3).

The best velocity model is obtained after 10 iterations for the inversion of each layer. The final root mean square (RMS) is 64 ms and the chi-square value (χ^2) 1.7 for the crust and mantle arrivals (Fig 4 and suppl. Table 1). The upper 8 km of the crust are well sampled from km-0 to km-80 whereas the lower crust, the upper mantle, and the southern part of the model are poorly sample by rays (Fig. 4). To further assess our final velocity model we evaluated its reliability and resolution using a Monte Carlo simulation and checkerboard tests respectively.

5.2 Analysis of the uncertainties of the model

In order to estimate uncertainties of the final model we performed a Monte Carlo analysis (*Tarantola*, 1987). Practically we inverted 100 sets of travel-times, with random Gaussian noise added to the initial data set (±50 ms for the phase errors and ±10 ms for the shot errors) with 100 random initial models (*Korenaga et al.*, 2000; *Sallarès et al.*, 2003). The set of 100 1-D initial velocity models is constructed by adding randomly varying velocities (±0.5 km/s) to several nodes at representative depths of the 1-D average model (Suppl. fig. 2). The 1-D velocity model is then extrapolated along the 2-D model. Similarly, we added random depth (± 1 km) to the ends of the 2-D initial Moho, and linearly interpolated this variation at each node of the interface (Suppl. fig. 2).

Finally, a 2-D inversion is performed for each random initial model with a specific data set with Gaussian noise added. We compute the average of all the Monte Carlo realizations (Fig. 5a) and the standard deviations of velocity and depth parameters (Fig. 5b). Such an ensemble standard deviations can be interpreted as a measure of model uncertainties. The derivative weight sum (dws) which is the column sum vector of the velocity kernel provides information on the linear sensitivity of the inversion (Fig. 5c) (*Korenaga et al.*, 2000).

The velocity uncertainties are generally lower than 0.2 km/s, except on-land due to the lack of crossing rays and a low dws, and locally in the lower crust between km-40 and 50. In this latter case there is possibly a trade-off between the Moho depth and the velocity in the lower crust.

The Moho depth is well constrained between km-0 and km-20 (9.6±0.34 km) and between km-45 and km-55 (uncertainty of ±0.45 km) where it is deepening with an angle of up to 45° (Fig. 5).

5.3 Analysis of the resolution of the model

Checkerboard is a conventional procedure to investigate the resolving power of the data set. To perform checkerboard tests, synthetic travel times are computed in a perturbed velocity model consisting of a lateral alternating squared pattern added to our final model. The resolution of our final model is evaluated by the capacity of the inversion to recover the perturbation pattern using our final velocity model as the starting model (*Zelt*, 1998; *Zelt et al.*, 2004). In order to obtain a good cartography of vertical resolution in our final model, we adapted and applied the method developed by *Zelt* (1998) for a 3-D tomography to our 2-D dataset. We computed 40 checkerboard models with velocity anomalies ranging from 3*3 km^2 to 20*20 km^2 and amplitude of ±6 %. The results were compiled to obtain the ability of the data to resolve features of a given size according to depth (Fig. 6). In the first kilometres

of the model, the vertical resolution is as low as 3 km showing that we indeed resolve some of the salt diapirs (Fig. 4a). Above 10 km depth and below the OBS line, we have a better resolution than 7-8 km. A resolution of less than 15 km is obtained for the deepest point of ray penetration below the OBS line and for distance along the profile higher than 80 km due to a lack of ray crossing for the two isolated land stations.

5.4 Seismic velocity structure

The mean velocity model obtained from the Monte Carlo simulation (Fig. 5a) does not differ significantly from the best model (Fig. 4a) except it is smoother, especially in the sedimentary cover (velocity variation related to salt diapirs are almost faded away in the mean velocity model). Throughout the rest of this paper we will use the best velocity model obtained by the layer stripping approach (Fig. 4a and 7a). It exhibits a strong variation of the crustal velocity structure between the deep basin (km 0-42), where the seismic velocity reaches 6.7 km/s at 9 km depth, at the base of the crust, and the margin (km 55-90) where a similar velocity is reached at ~15 km depth. In order to discuss the nature of the crust, we compare the velocity-depth curves extracted at different locations in our final model to reference velocity-depth curves for the oceanic crust (*White et al.*, 1992) and for the continental crust (*Christensen and Mooney*, 1995) (Fig. 7b-d). Based on this analysis, three domains can be defined: the oceanic domain, the continental margin and the ocean-continent transition zone.

5.4.1 The oceanic domain

This area is characterized by a relatively flat bathymetry (~2700 m) from OBS19 towards the northern end of the profile (km 0-42) (Fig. 2 and 7a).

Along the coincident, time-migrated MCS profile (Fig. 8) the bottom of the sedimentary pile is an energetic seismic reflector located between 5.2 (at the north-western end of the profile) and 5.8 stwt (at km-40) and is located at a depth of 6 to 7 km in our velocity model (Fig. 4a

and 7a). Consequently the sedimentary cover is 3.3 to 4.3 km-thick with seismic velocities up to 4.8 km/s at its base. These high velocities are consistent with the presence of Messinian salt layers known throughout the Algerian basin (*Lofi et al.*, 2011). The 3.0 km/s isovelocity contours outline the geometry of salt diapirs (Fig. 4a and 8).

Below this reflector, velocity-depth curves for the igneous crust fit within the envelope defined for the oceanic crust (*White et al.*, 1992) (Fig. 7b). Only few OBS sections show clear PmP arrivals (e.g. OBS 27 in Fig. 3 and Fig. 4a), whose travel-times inversion defines the Moho at 10±0.5 km (Fig. 4-5).

Although wide-angle reflection (PmP) from the Moho are sparse, weak near-vertical reflections appear from place to place, between 6.8 to 7.0 stwt, along MCS profile Spi02 (Fig. 8), and a clear reflective band appears along MCS profile P4, an industrial profile located near profile Spi02, between 6.5 and 7.0 stwt (Fig. 9). These differences are likely frequency dependent: the reflections are weak along Spi02 (pick frequency of 20 Hz) whereas they are stronger along profile P4 (pick frequency of 40 Hz) (Fig. 8-9). At wide-angle, the Moho may be poorly reflective because the pick frequency is as low as 8 Hz for the wide-angle seismic data. Nevertheless, the near vertical reflections observed on MCS lines correlate perfectly with the Moho inferred from the wide-angle reflections identified on OBS40 and OBS27 record sections (Fig. 3-4a and 8) and likely represent reflections from the oceanic Moho. To the south, PmP phases recorded by OBS located on the margin (Fig. 3) constrain the Moho depth to ~10 km at km-40 (Fig. 4a) which is consistent laterally with our interpretation.

As first arrival Pn travel-times are observed only on land stations and on OBS1 record sections (Fig. 3), the velocity in the upper mantle cannot be determined accurately. The lack of Pn phases whereas reflections from the Moho are observed at near vertical and at wide-angle incidence could be related to the structure of the crust to mantle transition. Indeed, the highest amplitude reflectors do not necessarily correspond to the highest amplitude refractors

(*Brocher et al.*, 1985). For example, synthetic seismograms that model near vertical-incidence seismic reflection from the oceanic Moho show that the largest amplitude normal-incidence reflections are from thin low-velocity layers that actually produce no refractions (*Brocher et al.*, 1985).

These observations support a Moho depth of 9 to 10 km beneath the oceanic basin, which leads to a thickness of the igneous crust as low as 3 to 4 km. Oceanic layer 2, with velocities from 5.0 to 6.5 km/s, is ~2 km thick, whereas Layer 3 with velocities from 6.5 to 6.8 km/s is 1 to 2 km thick (Fig. 7b).

5.4.2 The continental margin domain

In this domain, the thickness of the sedimentary cover ranges from ~0 (at 60 km near the outer edge of the continental slope) to 3 km thick with seismic velocities reaching 4.0 km/s at its base which likely corresponds to recent detritic sediments (*Domzig et al.*, 2006) (Fig 8).

From OBS-16 (km-50, fig. 4b) to the end of the model on-land, the velocity model exhibits a low vertical velocity gradient (0.25 km/s/km in average) that fits well within the range of thinned continental crust velocities (Fig. 7d) (*Christensen and Mooney*, 1995). Continental crust extends beneath the continental slope and plateau. The Moho discontinuity, inverted as a reflector from PmP arrivals (Fig. 4 and 5), dips rapidly toward the south from ~15 km depth beneath OBS-16 (km-50) to more than 20 km toward the continent.

5.4.3 The transition zone

The ocean-continent transition (OCT) is located between OBSs 16 to 20 (km-50 to 42). This area is characterized by a ~4 km thick sedimentary sequence with seismic velocities of 4.5 km/s at its base (Fig. 7a-8).

This zone is characterized by 1D velocity-depth curves which range between oceanic and continental velocities (Fig. 7c) (*White et al.*, 1992; *Christensen and Mooney*, 1995). The

width of this region is less than 10 km. It is characterized by a strong vertical velocity gradient in the upper crust (0.6 km/s/km) and velocities in the range of continental velocities in the lower crust (Fig. 7d). In this area, OBSs recorded PmP reflections, allowing constraining the Moho discontinuity depth, which increases rapidly from 11 km to 14 km with a dip of ~27°. To the south, beneath the continental margin, the dip of the Moho has a value as high as ~45° (Fig. 4a and 7a). The uncertainty on the Moho depth inferred from the Monte Carlo simulation is ±0.45 km which leads to an uncertainty lower than ±3° on the Moho dip.

6 Interpretation of seismic reflection lines

The study area is covered by several seismic surveys conducted by Sonatrach or in the framework of the scientific Algerian-French cooperation like the Maradja project (e.g. *Domzig et al.*, 2006) or the SPIRAL project (*Leprêtre et al.*, 2013; *Medaouri et al.*, 2014). Two sections Spi02 and Spi04 are chosen to illustrate the Mostaganem general structure framework (Fig. 10 and 11). Only large-scale features will be discussed here, concerning the oceanic-continent transition, the sedimentary cover of the deep basin and the major tectonic faults.

6.1 Oceanic domain

Based on the correlation between seismic profiles and various wells (*Medaouri et al.*, 2012), it is possible to assign an age to the major sedimentary series observed throughout the area. These series correspond to the succession classically observed in Western Mediterranean and previously described by several authors (*Mauffret et al.*, 2004; *Domzig et al.*, 2006). Along Spi02, Miocene sedimentary deposits lie directly on top of the oceanic basement (Fig. 10). The thickness of the evaporitic series associated to the Messinian salinity crisis, namely the mobile unit (MU) and the upper unit (UU) varies laterally as these layers are strongly affected by diapiric deformation (*Lofi et al.*, 2011). Messinian diapirs crosscut the overburden

Pliocene sedimentary series which are then discontinuous. These series are also affected by folds and faults related to the salt tectonics, in particular by small-offset faults at the top of diapirs. These deformations are sealed by the upper Quaternary deposits, supporting a diapiric tectonic phase ranging from Pliocene to mid-Quaternary, except for the southern diapirs, such as the one observed at km-43 on Spi02, which rises up to the surface (Fig. 10).

The southern limit of the oceanic domain identified from the tomographic model (km-42) coincides with the southernmost large diapir observed along line Spi02 (Fig. 8-10). A similar large diapir is observed at km-72 along profile Spi04 (Fig. 11). This salt feature, named Ameur diapir, crosscuts the whole upper sedimentary deposits (Messinian upper evaporites, Pliocene and Quaternary series) and creates an escarpment on the seafloor which is visible as an almost continuous linear relief on the bathymetric map (Fig. 12). At depth under the salt ridge, the base of MU and the top of the basement are shifted of 0.1 to 0.5 stwt (km-43, Fig. 10 and km-73 Fig. 11), which can only be explained by crustal-scale faulting. It is known experimentally that viscous diapirs are observed to form above basement faults (e.g. *Koyi et al.*, 1993). Consequently, we assume that this major salt ridge, which is observed on all the deep seismic lines, outlines a major crustal fault located at the boundary between the oceanic crust and the continental crust (Fig. 10-11). The fault and/or the Ameur salt ridge affect the seafloor and have likely been active until recently.

6.2 Continental margin and transition zone

Along line Spi02, a narrow (10 km wide) sedimentary basin developed on top of the OCT (labelled G, km 42-52, Fig. 10). Its northern flank is the major fault described before and marked by the Ameur salt ridge (Fig. 8, 10). This basin is filled with Miocene deposits, including the Messinian units MU and UU, and with a Plio-Quaternary sedimentary wedge which thickens toward the salt ridge. To the east, along line Spi04, a comparable basin is

located in a similar position south of the oceanic domain (Fig. 11). Along this line, the basin is slightly wider (~16 km wide) and limited by two conjugate steep crustal faults along which the downward offset of the deep reflectors (base of MU and top of basement) is more important than westward. The sedimentary thickness is maximum in the basin (2.5 stwt), and the depocentre is located to its southern flank, with a Plio-Quaternary wedge thickened along the southern bounding fault. This indicates that the fault has been active until recently (Fig. 11).

This basin is observed on all the deep seismic lines, and forms a continuous narrow asymmetric basin (Fig. 12), which is most probably, as on line SPI02, located along the OCT of the margin. It is bounded by two steep conjugate crustal faults, the north one being outlined by the Ameur salt ridge (Fig. 12). This basin, which geometry evokes a negative flower structure, is likely associated to a strike-slip to transtensional deformation active from the Miocene to the Plio-Quaternary.

South of this basin, the continental crust of the margin appears tectonised, but the geometry of faulting is difficult to assess due to low resolution of the data and problematic seismic imagery under the steep slope. Along line Spi02, the rough topography of the top of the basement is in favour of a set of steep faults at mid-slope and probably higher under the margin, where an angular discordance exists in the basin perched on the upper slope (Fig.10). This discordance corresponds to the Messinian erosional surface well-known on Mediterranean margins (Lofi et al., 2011), indicating that deformation mainly occurred before the Plio-Quaternary. No recent deformation affects the foot of the slope, where the horizontal Plio-Quaternary layering on-laps the top of the acoustic basement. Northward, the OCT, which is very close to the margin, is characterized by the basin previously interpreted as associated to strike-slip deformation. This interpretation suggests that strike-slip to

transtensive deformation occurred both under the continental slope and at the OCT during Miocene, and that it likely went on during Plio-Quaternary at the OCT.

Along line Spi04, clear transtensional deformation occurs in the OCT basin which is farther north, limiting a ± 20 km wide area zone of supposed thin continental crust at the foot of the margin (Fig. 11). South of the OCT, the visible deformation is dominated by salt tectonics and Plio-Quaternary tectonic inversion at the foot of the margin. The area of thinned continental crust is characterised by a plio-quaternary roll-over basin typical of salt tectonics (e.g. *Brun and Fort*, 2011), with listric normal faults rooted in the MU acting as a decollement level. The lack of clear vertical offset of the base of MU suggests that only salt tectonics occurred in this area since Messinian. On the other hand, the sedimentary cover at the foot of the margin is marked by an upward curvature of the Miocene to Plio-Quaternary series against the northern flank of a deep antiform (Fig. 11). This peculiar geometry, which reveals an uplift of the slope relative to the deep basin, is most probably associated to the Plio-Quaternary tectonic inversion of the margin, as described eastward along the margin (*Déverchère et al., 2005; Beslier et al., 2013; Leprêtre et al., 2013*). Inversion-related structures are clearly expressed on the seismic lines at both ends of the study area, offshore Tenes and Oran, and not in-between in the Mostaganem area (Fig. 2). Tectonic inversion may then also explain that deformation affects the Plio-Quaternary series on line Spi04, possibly by reactivating structures inherited from the complex evolution of the margin. This compressive overprinting, together with numerous multiple-related parasite diffractions under the slope, prevents the identification of earlier structures. However, the steep and narrow slope, comparable to the one on line Spi02, suggests that transtensive deformation may also have controlled the morphostructure of the margin in this area.

As a whole, the morphostructure of the margin and OCT basin on line Spi02 evokes a negative flower structure (Fig. 10), and suggests that strike-slip to transtensive deformation

prevailed during the formation of the margin and at the OCT in Miocene, and possibly persisted during the Plio-Quaternary at the OCT. On Spi04 (Fig. 11), a transtensive deformation regime has also prevailed in the OCT basin and likely on the margin.

7 Discussion

7.1 Oceanic crust of the Algerian basin

According to *Grevemeyer and Ranero* (2011), the thickness of the oceanic crust that formed next to the Balearic promontory (Fig. 1) is up to 10 km thick, thinning to 5-6 km further offshore. To the south, along our seismic line, the crust is even thinner, decreasing from 4 km at the northwestern termination of the profile to ~3 km near the transition zone (Fig. 4a and 7a).

Offshore Tipaza (west of Algiers at longitude 2.5°, fig. 1), east of our study area, the Algerian basin exhibits a 5.5 km thick oceanic crust with a typical Layer 2 / layer 3 thickness ratio (~1.5 km / ~4.0 km) (*Leprêtre et al.*, 2013) suggesting that in this area the oceanic crust was emplaced in normal conditions (*White et al.*, 1992).

Despite the lack of continuous wide-angle reflection from the Moho, the velocity structure of the oceanic crust offshore Mostaganem is similar to standard oceanic crust. It does not resemble the velocity structure observed in the Iberian abyssal plain, to the foot of the continental slope, characterized by a very high vertical velocity gradient in the upper layer and high seismic velocities in the lower layer (e.g. *Sallarès et al.*, 2013b), which is interpreted as serpentinized upper mantle outcropping beneath the sedimentary cover (*Boillot et al.*, 1989). Although we cannot preclude the presence of serpentines in the oceanic crust it unlikely consists of exhumed upper mantle only.

The average thickness of the oceanic crust in large oceans is 7 km but it is increasing with an increasing mantle temperature or with an increasing opening rate. For instance, the ultra-slow spreading ridges along Mohns Ridge or the South West Indian Ridge lead to thinner or discontinuous magmatic crust (*Klingelhoefer et al.*, 2000; *Muller et al.*, 2000; *Minshull et al.*, 2006).

The emplacement of the Algerian Basin is poorly constrained because of the lack of a clear magnetic pattern (*Schettino and Turco*, 2006; *Medaouri et al.*, 2014). Following the authors, it is partly related to the north to northwest dipping subduction of the Tethyan Ocean and to the westward migration of the Alborán domain (*Mauffret et al.*, 2004; *Schettino and Turco*, 2006; *Medaouri et al.*, 2014). Nevertheless, in a simplistic one-step EW opening of the Algerian Basin, the 350-km westward migration of the Alborán domain from ~16 to 5 Ma is consistent with an opening rate of a few cm/yr (*Medaouri et al.*, 2014). At one extreme, if the 560-km long strip of oceanic crust of the Algerian basin was generated between 16 Ma and 8 Ma, this lead to an average rate of 7 cm/yr (*Mauffret et al.*, 2004). The average rate of accretion of the Algerian basin is largely unknown but it probably ranges from slow to medium rate which is also consistent with the average crustal thickness found elsewhere in the basin (*Grevemeyer and Ranero*, 2011; *Leprêtre et al.*, 2013).

In back-arc basins, the structure of the oceanic crust is highly variable but often thinner than in large oceanic basins. It is usually interpreted as resulting from slow spreading rate axis and a low temperature upper mantle due to the subduction of the cold slab which cools down the upper mantle (e.g. Philippine sea and Parece Vela basins; (*Sclater et al.*, 1976; *Louden*, 1980)**.** In the Ligurian Basin, a back-arc basin emplaced in the same context as the Algerian basin between the Gulf of Lion and the Sardinia margins the oceanic crust is 5 km thick (*Pascal et al.*, 1993; *Contrucci et al.*, 2001; *Gailler et al.*, 2009). In this case, the authors also suggest

that this anomalous thickness is related to low mantle temperature beneath the accretion axis during the emplacement of this back-arc basin.

In the vicinity of fracture zones and magma-poor continental margins, the oceanic crustal thickness can be as low as 3.0 to 4.0 km (*White et al.*, 1992). Near fracture zones, the crust is characterized by the absence of a normal seismic layer 3 which is otherwise extremely consistent throughout the world's oceans (*White et al.*, 1992; *Detrick et al.*, 1993). The lack of a normal thickness Layer 3 indicates that magmatic accretion is focused at segment centres and melt is delivered to segment ends mostly by lateral migration of magma (*Minshull et al.*, 2006). Similarly, the oceanic crust emplaced in the vicinity of transform margins is usually thinner than the average. For instance, offshore the Ghana-Ivory Coast transform margin, the oceanic crust is 3-4 km thick (*Sage et al.*, 2000), whereas the conjugate margin (namely, the French Guiana-Northeast Brazil margin) depicts a 3.3-5.7 km oceanic crustal thickness (*Greenroyd et al.*, 2008). The thin oceanic crust emplaced near transform margins is tentatively related to (1) the cold edge effect of the adjacent continental lithosphere on the oceanic spreading centre, (2) the accretion at the end of a ridge segment away from the maximum magma supply (located at the centre of the ridge segment), and/or (3) an efficient cooling of the oceanic lithosphere favoured by hydrothermal circulation in the highly fractured OCT (*Sage et al.*, 2000).

The crust of the Algerian basin varies from normal oceanic crust (*Grevemeyer and Ranero*, 2011) south of Balearic Islands to thin crust with a thin layer 3 offshore Mostaganem (Fig. 7a). This suggests that the crust of the southern edge of the Algerian basin was emplaced in a cold environment (with less partial melting) possibly away from the source of magma (i.e. the centre of the spreading axis segment) and/or nearby the cold continental lithosphere of the Algerian margin.

7.2 Tectonic origin of the continental margin of western Algeria

7.2.1 Variations along the Algerian margin

The western Algerian margin is trending N65-N70°E west of the longitude of 1° (near Tenes) and then N85° eastward. West of Tenes, it is characterized by a narrow continental shelf (<10 km wide) and a steep continental slope (Fig. 2). The bathymetry increases from 700 m depth upslope to 2700 m in the abyssal plain over a distance of 8 km, leading to a slope up to 25 % (~14°) (Fig. 2) (*Domzig et al.*, 2006).

Further east, offshore Tipaza, the OCT occurs across a less than 10 km transition zone comparable to that modelled in this paper (Fig. 7) (*Leprêtre et al.*, 2011, 2013). Nevertheless, the Moho deepening is 8 fold steeper in the Mostaganem area (~45° dip) than offshore Tipaza (~6°) (*Leprêtre et al.*, 2011, 2013). The Moho reaches ~25 km at ~20 km offshore from the coastline along our profile (Fig. 4) whereas at a similar position relative to the coastline it is only at ~17 km depth offshore Tipaza (*Leprêtre et al.*, 2013).

Along line Spi02, the transition zone between the continental and the oceanic crust coincides with a narrow graben (labelled G in Fig 10-11) which is observed along all the seismic profiles shot across the margin between Mostaganem and Tenes (Fig. 12).

The Algerian margin off Tipaza exhibits evidence for an early stage of rifting and crustal thinning (*Leprêtre et al.*, 2013) which is missing offshore Mostaganem, where the thin oceanic crust, the narrow OCT, the lack of thinned continental crust beneath the margin (i.e. the sharp Moho transition), and the flower structure described earlier support a transform-type margin.

7.2.2 Comparison with transform margins

Most transform margins, like the Ghana-Ivory Coast transform margin and its conjugate margin of the French Guiana-Northeast Brazil margin, exhibit a narrow ocean-continent

transition zone (*Edwards et al.*, 1997; *Sage et al.*, 1997, 2000) or even no transition zone at all (*Greenroyd et al.*, 2008). Based on seismic velocities, the transition zone is defined as the zone where seismic velocities can have values between those observed in the continental and the oceanic crust. The seismic velocities could be related either to continental crust intruded by oceanic material during the early emplacement of the oceanic crust or to a tectonic mélange of oceanic and continental rocks during the strike-slip movement along this major fault (*Eberhart-Phillips et al.*, 1995).

This zone is also characterized by a sharp thinning of the continental crust (i.e., a very steep Moho and continental slope). Many transform margins share other characteristics, such as high marginal ridges, 1-3 km over the seafloor, developed along the continental side of the margin and possibly related to the heating by the accretion ridge (*Bird*, 2001) or to erosion of the basement (*Basile and Allemand*, 2002). Such a ridge is not observed along the Algerian margin, possibly because the continental margin was not affected by the thermal effect of the oceanic spreading center. The Alborán domain (and maybe a little part of the Algerian basin) was likely translated southwestward relative to the continent. Accordingly, the oceanic crust adjacent to the Mostaganem segment of the margin likely formed further east (*Mauffret et al.*, 2004).

Currently, the western Algerian margin coincides with the trail of the southern edge of the Gibraltar subduction (see dotted line in Fig. 1) previously interpreted as a Subduction-Transform Edge Propagator, or STEP fault system (*Lonergan and White*, 1997; *Faccenna et al.*, 2001; *Govers and Wortel*, 2005). Major STEP faults are known, for example at the southern end of the Lesser Antilles subduction zone, across the boundary between the South American and Caribbean plates (*Govers and Wortel*, 2005). There, a 33-km-wide, near-vertical strike-slip system, crosscuts the whole lithosphere and coincides with a steep, 16 km high transition in Moho depth (*Clark et al.*, 2008a, 2008b). Another example is the south-

western boundary of the Tyrrhenian–Calabrian subduction system marked by a major vertical fault, with strike-slip movement that accommodates in the upper plate the rollback of the Calabrian subduction zone and separates oceanic and thinned continental crust (*Gallais et al.*, 2013). Those two examples show that the STEP fault propagates through the inherited potential weakness zones, such as the OCT of the Ionian Basin, East of Sicily (*Frizon de Lamotte et al.*, 2011; *Gallais et al.*, 2011), or the transition between a remnant island arc and continental South America in the case of the South American - Caribbean STEP fault (*Clark et al.*, 2008a).

The continental margin of western Algeria presents many similarities with STEP fault margins. The strike-slip motion occurred partly along the narrow basin located above the ocean-continent transition zone and observed all along the margin. West of Tenes, the morphostructure of the margin under the continental slope evokes a negative flower-structure (labelled FS, fig. 10) comparable to the ones described across major strike-slip faults like the Yusuf fault (*Alvarez-Marrón*, 1999; *Medaouri et al.*, 2014), the French Guiana transform margin (*Greenroyd et al.*, 2008) or across the North Anatolian fault (*Beyhan et al.*, 2010). This strike-slip fault system is most likely part of the STEP fault system, together with the OCT basin.

East of Tenes, the basin trending N88° is still parallel to the margin, but it is located 20 km north of the outer edge of the continental slope, supporting the presence of thinned continental crust between the continental slope and the basin. Evidence of compressional reactivation clearly exists at least at the foot of the continental slope. These features are common with the segment located eastward, offshore Tipaza (*Leprêtre et al.*, 2013), where a complex multiphased tectonic history is suspected: (1) an early stage of rifting and thinning of the continental crust, (2) the accretion of the fore-arc domain (the so-called AlKaPeCa domain) to the African margin, (3) the westward migration of the Alborán domain along the STEP fault,

and (4) a recent Plio-Quaternary compressional reactivation of the margin. The morphostructure of the margin on line Spi04 suggests that this segment extends up to the change in direction of the margin at the longitude of 1° (Fig. 12). The transtensional deformation evidenced in the OCT basin may be the trace of the STEP system offshore Tenes. The continuity of the steep slope may suggest that the margin is also part of it in this area, but further studies are needed to discuss this hypothesis and the relationships with the segment of the margin east of Tenes.

A striking feature of the Algerian margin in the study area is the presence and the continuity of the strike-slip basin at the ocean-continent transition of the margin, in spite of a segmentation of the continental domain revealed by (1) a narrow transform-type structure westward of Tenes that widen eastward with the presence of continental crust at the foot of the margin, and (2) the occurrence of recent tectonic inversion offshore Oran and Tenes but not in the Mostaganem area. This basin developed at the OCT is likely the trace of the STEP fault located at the southern edge of the Gibraltar subduction which crosscut the continental crust during the Early Miocene-to-Lower Tortonian westward migration of the Alborán block (*Medaouri et al.*, 2012). To the north, the tearing of the lithospheric slab originally attached to the south Iberian margin of Spain is also invoked to explain the uplift of the Gibraltar arc (*Garcia-Castellanos and Villaseñor*, 2011; *Vergés and Fernàndez*, 2012).

8 Conclusions

The final tomographic model, as well as available seismic reflection lines, reveals striking features in the deep structure of the margin west of Tenes, from north to south:

- The 4-km thick oceanic crust, with velocities ranging from 4.8 to 6.8 km/s, was likely emplaced in a cold environment, at least partly due to the cooling effect of the

continent at the transform margin. The basin is filled with a 3.3 km thick sedimentary pile characterized by an intense diapiric activity of the Messinian salt layer.

- The sharp ocean-continent transition, less than 10 km wide, coincides with a narrow, elongated, almost continuous basin imaged by multichannel seismic data. No evidence of exhumed serpentinized upper mantle as described along many extensional magma-poor continental margins is observed along this segment of the margin.
- The slightly thinned continental crust coincident with a extremely rapid variation of the Moho depth imaged from 12 to ~20 km with a dip up to 45°. The seafloor bathymetry is showing a steep continental slope (~14°). Suspected faults along deep MCS lines do not depict any large vertical displacements but rather appear as a flower structure primarily related to strike-slip motion.

These results support the hypothesis that the margin offshore Mostaganem is not an extensional margin but rather a transform-type margin born as a response to the rollback and lateral tear of the narrow slab of the Gibraltar Subduction. The Subduction-Transform Edge Propagator (STEP) created a major shear zone located at the continental-ocean transition but possibly also affecting the edge of the continent.

9 Acknowledgements

This work is part of the Algerian-French SPIRAL program (Sismique Profonde et Investigation Régionale du Nord de l'Algérie) to study the deep structure of the Algerian Margin using wide-angle and multichannel seismic data. It is a cooperation between SONATRACH, the "Direction Générale de la Recherche Scientifique et du Développement Technologique" (DGRSDT), the "Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique" (CRAAG), the Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), the Institut de Recherche pour le Développement (IRD), the Centre National de

la Recherche Scientifique (CNRS), the Université Nice Sophia Antipolis (UNS), and the Université de Bretagne Occidentale (UBO).

We thank the captain and the crew of the R/V L'Atalante and the technical team who operated the IFREMER and UBO OBS at sea. We are also indebted to the scientific team of the SPIRAL project for helpful discussions and comments on early version of the manuscript. Reviews by Valenti Sallarès, Timothy Hentsock and Marc-André Gutscher were greatly appreciated. We also benefit from fruitful discussions with M.J.R. Wortel about the structure of STEP faults. The GMT (*Wessel and Smith*, 1998) and Seismic Unix software package (*Stockwell*, 1999) were used in the preparation of this paper.

10 Figure captions

Figure 1: Tectonic sketch of the western Mediterranean after (*Comas and Platt*, 1999) showing Neogene extensional basins and major tectonic units. The major thrust and the Gibraltar subduction are from (*Gutscher et al.*, 2012; *Vergés and Fernàndez*, 2012). GK= Great Kabylia, LK= Lesser Kabylia. AlKaPeCa D= internal zones domain. The red rectangle delimits the study area located in northwestern Algeria. The insets show a summary of the reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene (*Rosenbaum et al.*, 2002).

Figure 2: Bathymetric and topographic map of the western Algerian margin.

Seafloor bathymetry (50 m digital elevation model) derived from satellite altimetry and from swath bathymetric data collected during the MARADJA cruise (*Domzig et al.*, 2006). Red lines mark multichannel seismic profiles and black dots location of the seafloor seismometers (OBS) and of the land station (LS). Large yellow dots indicate the positions of seismometers shown in fig 3. Black line A-B marks the bathymetric profile shown in inset which highlights

the continental slope to be more than 25%. ARZ-1 is a commercial well drill located in Arzew bay.

Figure 3: Examples of recorded wide-angle seismic sections. Each section was processed including a debias filter, a minimum phase spectral deconvolution, a 4-15 Hz Butterworth band-pass filter and a 2 s window length automatic gain control (AGC). The section are presented with a 7 km/s velocity reduction. For each section (LS3: land station 3, and OBS-01, 18 and 27 from top to bottom) travel-times calculated in the final model (Fig. 4 and 7) are superimposed. Green: Psed refracted in the sedimentary cover, red : Pg refracted in the crust, orange: Pn refracted in the upper mantle, violet : Prb reflected from the top of the basement and blue : PmP reflected from the Moho.

Figure 4: Result of the inversion of the wide-angle seismic travel-times based on a layer strategy (*Sallarès et al.*, 2011, 2013a). The model was obtained by the inversion of the Ps, Prb, Pg, PmP and Pn phases with the joint refraction, reflection travel-time tomography tomo2d code (*Korenaga et al.*, 2000). (a) Final velocity model of the crust and upper mantle. The geometry of the top of the basement and the Moho are indicated respectively in white dashed line and in black. Rays reflected from the Moho are indicated in grey. (b) The derivative weight sum (DWS) which indicates the ray density clearly shows that the upper mantle is poorly sampled because only OBS 1 and land-stations 2 and 3 recorded Pn phase. Therefore the velocity in the upper mantle is not properly constrained.

Red circles display the location of the OBSs, OBHs and land stations used in this work. Numbers in blue refer to seismometers.

Figure 5: Result of the Monte Carlo simulation. (a) Mean velocity model and mean location of the Moho (thick black line) obtained by averaging the 100 final models resulting from the Monte Carlo simulation. (b) Final standard deviation values for the P seismic velocity and the

Moho geometry (pink band), as a result of the statistical uncertainty analysis. (c) Derivative weight sum (DWS) values of the above tomographic model.

Red circles display the location of the OBSs, OBHs and land stations used in this work. Numbers in blue refer to seismometers. The white dashed line indicates the location of the top of the acoustic basement. The mantle is not included in this simulation.

Figure 6: Resolution of the first arrival tomographic model.

Eight types of checkerboard models were calculated for each velocity anomaly size (3*3 km^2, 6*6 km^2, 10*10 km^2, 15*15 km^2, 20*20 km^2), with the pattern being spatially shifted and rotated by 45° and the polarity of anomalies reversed. The semblance between the exact and recovered checkerboard is then calculated (*Zelt*, 1998) for each checkerboard model and an average semblance for each anomaly size is derived. Part of the model with semblance higher than 0.7 are considered well-resolved. Finally an interpolation is made to estimate at each node of the model, the anomaly size that will give a semblance higher or equal to 0.7.

Figure 7: Interpretation of the velocity model. (a): Final velocity-depth model resulting from the travel-time inversion (same as in Fig. 4a) with no vertical exaggeration. OBS and land station LS locations are indicated by red circles, isovelocity contours are represented every 0.5 km/s and labelled every 1 km/s. Thick grey lines represent the top of the acoustic basement, and the Moho discontinuity. OCT= ocean-continent transition. The 1-D velocity/depth profiles below the top of the basement were extracted at 1 km interval along the velocity model at distances of (b) 30 to 41 km (c) 42 to 48 km and (d) 49 to 65 km.

The yellow area represents a velocity compilation for extended continental crust extracted from (*Christensen and Mooney*, 1995), and the light green area represents a velocity compilation for Atlantic oceanic crust from (*White et al.*, 1992).

Figure 8: Time migrated section Spi02 superimposed on the final velocity model (Fig. 4a) converted in two way time. OBS locations are indicated by red circles. The yellow line indicates the top of the acoustic basement reflector interpreted on the MCS data. The light white lines are velocity contours 3.0, 4.0, 5.0, 6.0 and 7.0 km/s. The sharp velocity contrast at the base of the crust coincides with the weak reflections (highlighted by white dots) recorded at ≈ 6.8 to 7 stwt which are interpreted as the Moho discontinuity.

Figure 9: Time migrated seismic section P4 (see Fig. 2 for location). This line located in the vicinity of profile Spi02 clearly shows a reflective band between 6.5 and 7.0 seconds two-way travel-time (indicated by brackets) which likely indicates the oceanic Moho at a time similar to that of the Moho reflections observed on profile Spi02 (Fig. 8).

Figure 10: Time migrated MCS profile Spi02 (see location in Fig. 2). (a) Uninterpreted section. (b) Interpreted section showing major stratigraphic and structural units of the Algerian margin offshore Mostaganem. The limits of the oceanic crust, the continental crust and the OCT are from the tomographic inversion of coincident wide-angle seismic line. G : narrow asymmetric graben developed at the OCT. It is limited by two major vertical crustal faults, the northern one being underlined by a prominent salt structure (Ameur Diapir). FS : faults organized in a negative flower structure. The red line marked the top of the acoustic basement.

Figure 11: Same as Fig. 10. for MCS profile Spi04

Figure 12: (a) Bathymetric and topographic map of the western Algerian margin (same as Fig. 2). The location of the graben identified on the MCS lines is outlined by the Ameur salt ridge (yellow dots) located above the northern bounding fault and the interpolated trace of the two major faults (red lines). Black squares indicate the basin depocentre. The SPIRAL and

industrial MCS lines used to draw this sketch are indicated with thin black lines. The dash rectangle indicates the location of the enlargement in Fig. 12b.

(b) Map showing the trace of the Ameur salt ridge in the bathymetry. It is straight and trending NE-SW parallel to the margin west of 0°18' and it is trending E-W east of this latitude.

Supplementary material

Figure S1: Correlation of the P-waves reflected from the top of the acoustic basement at near vertical incidence along MCS profile Spi02 and at wide-angle on OBS 14 and 9. The wide-angle reflection travel-times were used during the tomographic inversion.

Figure S2: Monte Carlo ensemble used as starting model for the simulation. To the left an ensemble of 100 initial Moho is derived randomly from the initial model obtained by forward modeling (red line) with a maximal variation of ±1 km. To the right, the initial 1-D model (red line) is used to derive 100 random initial models with a maximal variation de ±0.5 km/s.

Table 1: parameters used during the inversion. Several values of the inversion parameters were tested and this table summarize the values providing the best final model.

11 References

Acosta, J., A. Muñoz, and P. Herranz 2001. Geodynamics of the Emile Baudot escarpment and the Balearic Promontory, western Mediterranean, *Mar. Pet. Geol.*, *18*(3), 349–369.

Alvarez-Marrón, J. 1999. Pliocene to Holocene structure of the eastern Alboran Sea (western Mediterranean), in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 161, edited by R. Zahn, M. C. Comas, and A. Klaus, pp. 345–355.

Auffret, Y., P. Pelleau, F. Klingelhoefer, and L. Geli 2004. MicrOBS: A new generation of ocean bottom seismometer, *first Break*, *22*(7), doi:10.3997/1365-2397.2004012.

Avedik, F., V. Renard, J. Allenou, and B. Morvan 1993. "Single bubble" air-gun array for deep exploration, *Geophysics*, *58*(3), 366–382, doi:10.1190/1.1443420.

Basile, C., and P. Allemand 2002. Erosion and flexural uplift along transform faults, *Geophys. J. Int.*, *151*(2), 646–653, doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01805.x.

Berkhout, A. J., and D. Verschuur 1997. Estimation of multiple scattering by iterative inversion, Part I: Theoretical considerations, *Geophysics*, *62*(5), 1586–1595, doi:10.1190/1.1444261.

Beslier, M. et al. 2013. Tectonic Inversion of the Algerian Continental Margin off Great Kabylia (North Algeria) - Insights from new MCS data (SPIRAL cruise), in *Fall Meeting*, p. T21A–2529, San Francisco.

Beyhan, G., H. H. Selim, and B. Özçiçek 2010. Tectonics related to the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara: evidence from seismic reflection data, *Mar. Geophys. Res.*, *30*(4), 237–250, doi:10.1007/s11001-010-9083-z.

Bird, D. 2001. Shear margins: Continent-ocean transform and fracture zone boundaries, *Lead. Edge*, *20*(2), 150–159, doi:10.1190/1.1438894.

Boillot, G., G. Féraud, M. Recq, and J. Girardeau 1989. Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins, *Nature*, *341*(6242), 523–525, doi:10.1038/341523a0.

Booth-Rea, G., C. R. Ranero, J. M. Martínez-Martínez, and I. Grevemeyer 2007. Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, *8*(10), n/a–n/a, doi:10.1029/2007GC001639.

Bouillin, J.-P. 1986. Le "bassin maghrébin": une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, *Bull. la Société Géologique Fr.*, *8*(4), 547–558, doi:10.2113/gssgfbull.II.4.547.

Bracène, R., and D. Frizon de Lamotte 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion, *Tectonophysics*, *357*, 207–226.

Brocher, T., J. Karson, and J. Collins 1985. Seismic stratigraphy of the oceanic Moho based on ophiolite models, *Geology*, *13*(January), 62–65.

Brun, J.-P., and X. Fort 2011. Salt tectonics at passive margins: geology vs. models. *Marine Petrol. Geol, 28*, 1123-1145, doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.03.004.

Camerlenghi, A., D. Accettella, S. Costa, G. Lastras, J. Acosta, M. Canals, and N. Wardell 2008. Morphogenesis of the SW Balearic continental slope and adjacent abyssal plain, Western Mediterranean Sea, *Int. J. Earth Sci.*, *98*(4), 735–750, doi:10.1007/s00531-008-0354-8.

Chalouan, A., and A. Michard 2004. The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a Subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction, *Pure Appl. Geophys.*, *161*(3), 489–519, doi:10.1007/s00024-003-2460-7.

Christensen, N. I., and W. D. Mooney 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, *100*(B6), 9761, doi:10.1029/95JB00259.

Clark, S. A., C. A. Zelt, M. B. Magnani, and A. Levander 2008a. Characterizing the Caribbean–South American plate boundary at 64°W using wide-angle seismic data, *J. Geophys. Res.*, *113*(B7), B07401, doi:10.1029/2007JB005329.

Clark, S. A., M. Sobiesiak, C. A. Zelt, M. B. Magnani, M. S. Miller, M. J. Bezada, and A. Levander 2008b. Identification and tectonic implications of a tear in the South American plate at the southern end of the Lesser Antilles, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, *9*(11), n/a–n/a, doi:10.1029/2008GC002084.

Comas, M. C., and J. P. Platt 1999. 44. The origin and Tectonic History of the Alboran Basin: Insights from Leg 161 Results, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 161, pp. 555–580.

Comas, M. C., V. García-Dueñas, and M. J. Jurado 1992. Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data, *Geo-Marine Lett.*, *12*(2-3), 157–164, doi:10.1007/BF02084927.

Contrucci, I., A. Nercessian, N. Béthoux, A. Mauffret, and G. Pascal 2001. A Ligurian (Western Mediterranean Sea) geophysical transect revisited, *Geophys. J. Int.*, *146*(1), 74–97, doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01418.x.

Cope, M. 2003. Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier, *First Break*, *21*(July), 35–40.

Detrick, R. S., A. Harding, G. Kent, and J. Orcutt 1993. Seismic structure of the southern East Pacific Rise, *Science (80-.).*, *259*(5094), 499–503, doi:10.1126/science.259.5094.499.

Déverchère, J., K. Yelles, A. Domzig, B. Mercier de Lépinay, J.-P. Bouillin, V. Gaullier, R. Bracène, E. Calais, B. Savoye, A. Kherroubi, P. Le Roy, H. Pauc and G. Dan, 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett., 32*, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.

Domzig, A. et al. 2006. Searching for the Africa–Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), *Comptes Rendus Geosci.*, *338*(1-2), 80–91, doi:10.1016/j.crte.2005.11.009.

Duggen, S., K. Hoernle, P. van den Bogaard, and C. Harris 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *218*(1-2), 91–108, doi:10.1016/S0012-821X(03)00632-0.

Durand-Delga, M., and J. Fontboté 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, *Mem. BRGM*, *11*, 65–85.

Eberhart-Phillips, D., W. D. Stanley, B. D. Rodriguez, and W. J. Lutter 1995. Surface seismic and electrical methods to detect fluids related to faulting, *J. Geophys. Res.*, *100*(B7), 12919, doi:10.1029/94JB03256.

Edwards, R. A., R. B. Whitmarsh, and R. A. Scrutton 1997. The crustal structure across the transform continental margin off Ghana, eastern equatorial Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *102*(B1), 747, doi:10.1029/96JB02098.

Faccenna, C., T. W. Becker, F. P. Lucente, L. Jolivet, and F. Rossetti 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean, *Geophys. J. Int.*, *145*(3), 809–820, doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x.

Frizon de Lamotte, D., B. Saint Bezar, R. Bracène, and E. Mercier 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, *19*(4), 740–761, doi:10.1029/2000TC900003.

Frizon de Lamotte, D., C. Raulin, N. Mouchot, J.-C. Wrobel-Daveau, C. Blanpied, and J.-C. Ringenbach 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes, *Tectonics*, *30*(3), n/a–n/a, doi:10.1029/2010TC002691.

Gailler, A., F. Klingelhoefer, J.-L. Olivet, and D. Aslanian 2009. Crustal structure of a young margin pair: New results across the Liguro–Provencal Basin from wide-angle seismic tomography, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *286*(1-2), 333–345, doi:10.1016/j.epsl.2009.07.001.

Gallais, F., M.-A. Gutscher, D. Graindorge, N. Chamot-Rooke, and D. Klaeschen 2011. A Miocene tectonic inversion in the Ionian Sea (central Mediterranean): Evidence from multichannel seismic data, *J. Geophys. Res.*, *116*(B12), B12108, doi:10.1029/2011JB008505.

Gallais, F., D. Graindorge, M.-A. Gutscher, and D. Klaeschen 2013. Propagation of a lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of the Calabrian accretionary wedge offshore eastern Sicily (Southern Italy), *Tectonophysics*, *602*, 141–152, doi:10.1016/j.tecto.2012.12.026.

Garcia-Castellanos, D., and A. Villaseñor 2011. Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc., *Nature*, *480*(7377), 359–63, doi:10.1038/nature10651.

Govers, R., and R. Wortel 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *236*, 505–523, doi:10.1016/j.epsl.2005.03.022.

Govers, R. M. A., and N. Nijholt 2014. On the evolution of Subduction-Transform Edge Propagators (STEPs): consequences for the Calabrian arc, in *AGU Fall Meeting*, San Francisco.

Greenroyd, C. J., C. Peirce, M. Rodger, A. B. Watts, and R. W. Hobbs 2008. Demerara Plateau - the structure and evolution of a transform passive margin, *Geophys. J. Int.*, *172*(2), 549–564, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03662.x.

Grevemeyer, I., and C. R. Ranero 2011. Seismic constraints on the nature of crust in the Algerian-Balearic Basin-implications for lithospheric construction at back-arc spreading centres, *AGU Fall Meet.*, *-1*, 04.

Gutscher, M.-A. et al. 2012. The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data, *Tectonophysics*, *574-575*, 72–91, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.038.

Jolivet, L., and C. Faccenna 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*.

Klingelhoefer, F., L. Geli, L. Matias, N. Steinsland, and J. Mohr 2000. Crustal structure of a super-slow spreading centre:a seismic refraction study of Mohns Ridge, 72o N, *Geophys. J. Int.*, *141*(2), 509–526, doi:10.1046/j.1365-246x.2000.00098.x.

Korenaga, J., W. S. Holbrook, G. M. Kent, P. B. Kelemen, R. S. Detrick, H.-C. Larsen, J. R. Hopper, and T. Dahl-Jensen 2000. Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, *105*(B9), 21591, doi:10.1029/2000JB900188.

Koyi, H., M. K. Jenyon, and K. Petersen 1993. The effect of basement faulting on diapirism, *J. Pet. Geol.*, *16*(3), 285–312, doi:10.1111/j.1747-5457.1993.tb00339.x.

Leprêtre, A., D. Graindorge, F. Klingelhoefer, P. Schnurle, and R. Bracène 2011. How atypical is the Algerian passive margin ? First results from structures imaged by seismic data off Tipaza , central Algerian margin, in *Geophysical Research Abstract*, vol. 13, p. 2011.

Leprêtre, A., F. Klingelhoefer, D. Graindorge, P. Schnurle, M.-O. O. Beslier, K. Yelles, J. Déverchère, and R. Bracène 2013. Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *118*(8), 3899–3916, doi:10.1002/jgrb.50318.

Lofi, J., F. Sage, J. Déverchère, L. Loncke, A. Maillard, V. Gaullier, I. Thinon, H. Gillet, P. Guennoc, and C. Gorini 2011. Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis, *Bull. la Soc. Geol. Fr.*, *182*(2), 163–180, doi:10.2113/gssgfbull.182.2.163.

Lonergan, L., and N. White 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, *16*(3), 504–522.

Louden, K. 1980. The crustal and lithospheric thicknesses of the Philippine Sea as compared to the Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *50*(1), 275–288.

Mauffret, A., D. Frizon de Lamotte, S. Lallemant, C. Gorini, and A. Maillard 2004. E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), *Terra Nov.*, *16*(5), 257–264, doi:10.1111/j.1365-3121.2004.00559.x.

Mauffret, A., A. Ammar, C. Gorini, and H. Jabour 2007. The Alboran Sea (Western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan Margin, *Terra Nov.*, *19*(3), 195–203, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00734.x.

Medaouri, M., R. Bracène, J. Deverchere, D. Graindorge, A. Ouabadi, and A. Yelles-Chaouche 2012. Structural styles and Neogene petroleum system around the Yusuf-Habibas Ridge (Alboran Basin, Mediterranean Sea), *Lead. Edge*, *31*(7), 776–785, doi:10.1190/tle31070776.1.

Medaouri, M., J. Déverchère, D. Graindorge, R. Bracène, R. Badji, A. Ouabadi, K. Yelles-Chaouche, and F. Bendiab 2014. The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system, *J. Geodyn.*, *in press*, doi:10.1016/j.jog.2014.01.003.

Meghraoui, M., A. Cisternas, and H. Philip 1986. Seismotectonics of the lower Cheliff basin: structural background of the El Asnam (Algeria) earthquake, *Tectonics*, *5*(6), 809, doi:10.1029/TC005i006p00809.

Meghraoui, M., J. Morel, J. Andrieux, and M. Dahmani 1996. Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent, *Bull. la Société Géologique Fr.*, *167*(1), 141–157.

Michard, A., A. Chalouan, H. Feinberg, B. Goffé, and R. Montigny 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco ?, *Bull. la Société Géologique Fr.*, *173*(1), 3–15, doi:10.2113/173.1.3.

Minshull, T. A., M. R. Muller, and R. S. White 2006. Crustal structure of the Southwest Indian Ridge at 66°E: seismic constraints, *Geophys. J. Int.*, *166*(1), 135–147, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03001.x.

Muller, M. R., T. a. Minshull, and R. S. White 2000. Crustal structure of the Southwest Indian Ridge, , *105*.

Pascal, G. P., A. Mauffret, and P. Patriat 1993. The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling, *Geophys. J. Int.*, *113*(3), 701–726, doi:10.1111/j.1365-246X.1993.tb04662.x.

Perrodon, A. 1957. *Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale*, edited by Priester frères, Bulletin n° 12 du Service de la carte géologique de l'Algérie.

Platt, J., and G. Houseman 2003. Evidence for active subduction beneath Gibraltar: Comment and Reply COMMENT, *Geology*, *comment*, 1999–2000.

Platt, J., R. Anczkiewicz, and J. I. Soto 2006. Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean, *Geology*, *34*(11), 981–984, doi:10.1130/G22801A.1.

Platt, J. P., J. I. Soto, M. J. Whitehouse, A. J. Hurford, and S. P. Kelley 1998. Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean, *Tectonics*, *17*(5), 671–689, doi:10.1029/98TC02204.

Polvêche, J. 1959. *Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais*, Service de la carte géologique de l'Algérie.

Réhault, J.-P., G. Boillot, and A. Mauffret 1984. The western Mediterranean basin geological evolution, *Mar. Geol.*, *55*(3), 447–477.

Rosenbaum, G., G. S. Lister, and C. Duclos 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene, in *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. Journal of the Virtual Explorer*, vol. 8, edited by G. Rosenbaum and G. S. Lister, pp. 107–126.

Sage, F., B. Pontoise, J. Mascle, C. Basile, and L. Arnould 1997. Crustal structure and ocean – continent transition at marginal ridge : the Co ˆ te d ' Ivoire – Ghana marginal ridge, , 40–48.

Sage, F., C. Basile, J. Mascle, B. Pontoise, and R. B. Whitmarsh 2000. Crustal structure of the continent-ocean transition off the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin: implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary, *Geophys. J. Int.*, *143*(3), 662–678, doi:10.1046/j.1365-246X.2000.00276.x.

Sallarès, V., P. Charvis, E. R. Flueh, and J. Bialas 2003. Seismic structure of Malpelo and Cocos Volcanic Ridges and implications for hotspot-ridge interaction, *J. Geophys. Res.*, *108*(B12), 2564, doi:10.1029/2003JB002431, doi:2564 10.1029/2003jb002431.

Sallarès, V., A. Gailler, M.-A. Gutscher, D. Graindorge, R. Bartolomé, E. Gràcia, J. Díaz, J. J. Dañobeitia, and N. Zitellini 2011. Seismic evidence for the presence of Jurassic oceanic crust in the central Gulf of Cadiz (SW Iberian margin), *Earth Planet. Sci. Lett.*, *311*(1-2), 112–123, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.003.

Sallarès, V., A. Meléndez, M. Prada, C. R. Ranero, K. McIntosh, and I. Grevemeyer 2013a. Overriding plate structure of the Nicaragua convergent margin: Relationship to the seismogenic zone of the 1992 tsunami earthquake, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, *14*(9), 3436–3461, doi:10.1002/ggge.20214.

Sallarès, V., S. Martínez-Loriente, M. Prada, E. Gràcia, C. Ranero, M.-A. Gutscher, R. Bartolome, A. Gailler, J. J. Dañobeitia, and N. Zitellini 2013b. Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Gorringe Bank and the adjacent Horseshoe and Tagus abyssal plains (SW Iberia), *Earth Planet. Sci. Lett.*, *365*, 120–131, doi:10.1016/j.epsl.2013.01.021.

Schettino, A., and E. Turco 2006. Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene, *Geophys. J. Int.*, *166*(3), 1398–1423, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02997.x.

Schettino, A., and E. Turco 2010. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *123*(1-2), 89–105, doi:10.1130/B30064.1.

Sclater, J. G., D. Karig, L. A. Lawver, and K. Louden 1976. Heat flow, depth, and crustal thickness of the marginal basins of the South Philippine Sea, *J. Geophys. Res.*, *81*(2), 309–318, doi:10.1029/JB081i002p00309.

Stich, D. 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.*, *108*(B3), 2148, doi:10.1029/2002JB002057.

Stockwell, J. W. 1999. The CWP/SU: Seismic Un(*)x package, *Comput. Geosci.*, *25*, 415–419, doi:10.1016/S0098-3004(98)00145-9.

Tarantola, A. 1987. Inverse problem theory: methods for data fitting and model parameter estimation., *Inverse Probl. theory methods data fitting Model Param. Estim.*

Thomas, G. 1985. Géodynamique d'un bassin intramontagneux: Le Bassin du Bas-Chelif occidental (Algérie) durant le mio-plio-quaternaire, 594 pp., Université de Pau.

Varela, C. L., A. L. R. Rosa, and T. J. Ulrych 1993. Modeling of attenuation and dispersion, *Geophysics*, *58*(8), 1167–1173, doi:10.1190/1.1443500.

Vergés, J., and M. Fernàndez 2012. Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system, *Tectonophysics*, *579*, 144–172, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.032.

Verschuur, D. J., and A. J. Berkhout 1997. Estimation of multiple scattering by iterative inversion, Part II: Practical aspects and examples, *GEOPHYSICS*, *62*(5), 1596–1611, doi:10.1190/1.1444262.

Wessel, P., and W. H. F. Smith 1998. New, improved version of generic mapping tools released, *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, *79*, 579–579, doi:10.1029/98EO00426.

White, R. S., D. McKenzie, and R. K. O'Nions 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions, *J. Geophys. Res.*, *97*(B13), 19683, doi:10.1029/92JB01749.

Yielding, G., M. Ouyed, G. C. P. King, and D. Hatzfeld 1989. Active tectonics of the Algerian Atlas Mountains-evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake, *Geophys. J. Int.*, *99*(3), 761–788, doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb02057.x.

Zelt, B. C., B. Taylor, J. R. Weiss, A. M. Goodliffe, M. Sachpazi, and A. Hirn 2004. Streamer tomography velocity models for the Gulf of Corinth and Gulf of Itea, Greece, *Geophys. J. Int.*, *159*(1), 333–346, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02388.x.

Zelt, C. A. 1998. Lateral velocity resolution from three-dimensional seismic refraction data, *Geophys. J. Int.*, *135*(3), 1101–1112, doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00695.x.

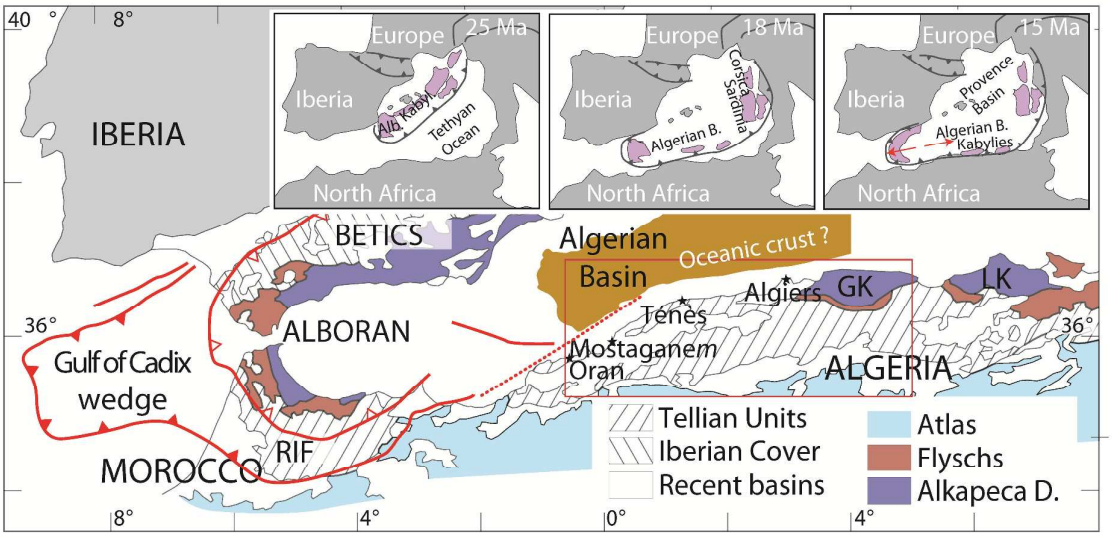


Figure 1: Tectonic sketch of the western Mediterranean after (*Comas and Platt*, 1999) showing Neogene extensional basins and major tectonic units. The major thrust and the Gibraltar subduction are from (*Gutscher et al.*, 2012; *Vergés and Fernàndez*, 2012). GK= Great Kabylia, LK= Lesser Kabylia. AlKaPeCa D= internal zones domain. The red rectangle delimits the study area located in northwestern Algeria. The insets show a summary of the reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene (*Rosenbaum et al.*, 2002).

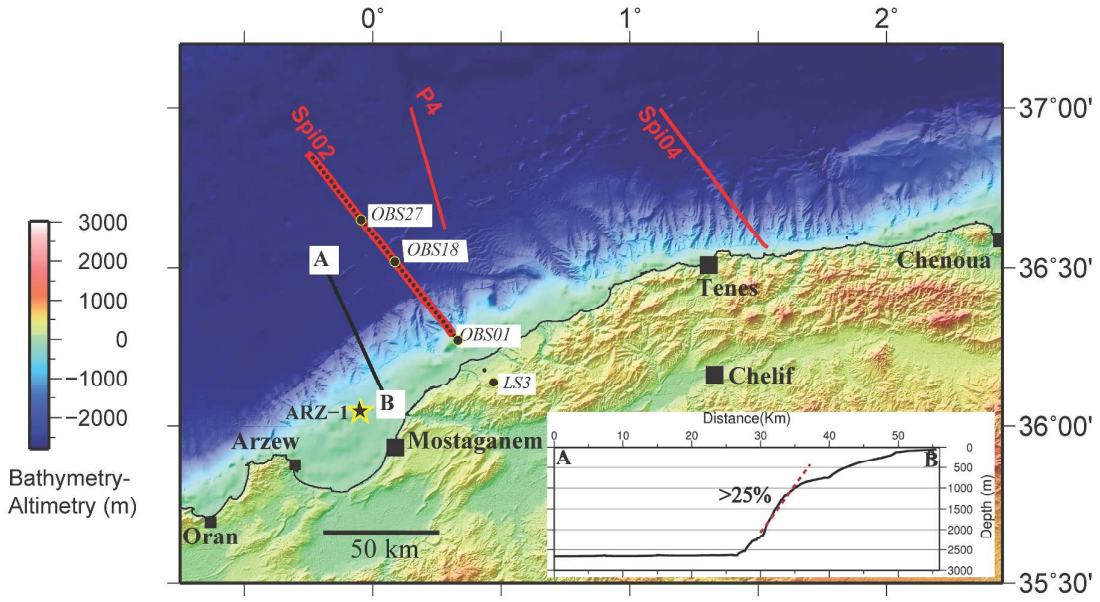


Figure 2: Bathymetric and topographic map of the western Algerian margin.

Seafloor bathymetry (50 m digital elevation model) derived from satellite altimetry and from swath bathymetric data collected during the MARADJA cruise (*Domzig et al.*, 2006). Red lines mark multichannel seismic profiles and black dots location of the seafloor seismometers (OBS) and of the land station (LS). Large yellow dots indicate the positions of seismometers shown in fig 3. Black line A-B marks the bathymetric profile shown in inset which highlights the continental slope to be more than 25%. ARZ-1 is a commercial well drill located in Arzew bay.

Figure 3: Examples of recorded wide-angle seismic sections. Each section was processed including a debias filter, a minimum phase spectral deconvolution, a 4-15 Hz Butterworth band-pass filter and a 2 s window length automatic gain control (AGC). The section are presented with a 7 km/s velocity reduction. For each section (LS3 : land station 3, and OBS-01, 18 and 27 from top to bottom) travel-times calculated in the final model (Fig. 4 and 7) are superimposed. Green: Psed refracted in the sedimentary cover, red : Pg refracted in the crust, orange: Pn refracted in the upper mantle, violet : Prb reflected from the top of the basement and blue : PmP reflected from the Moho.

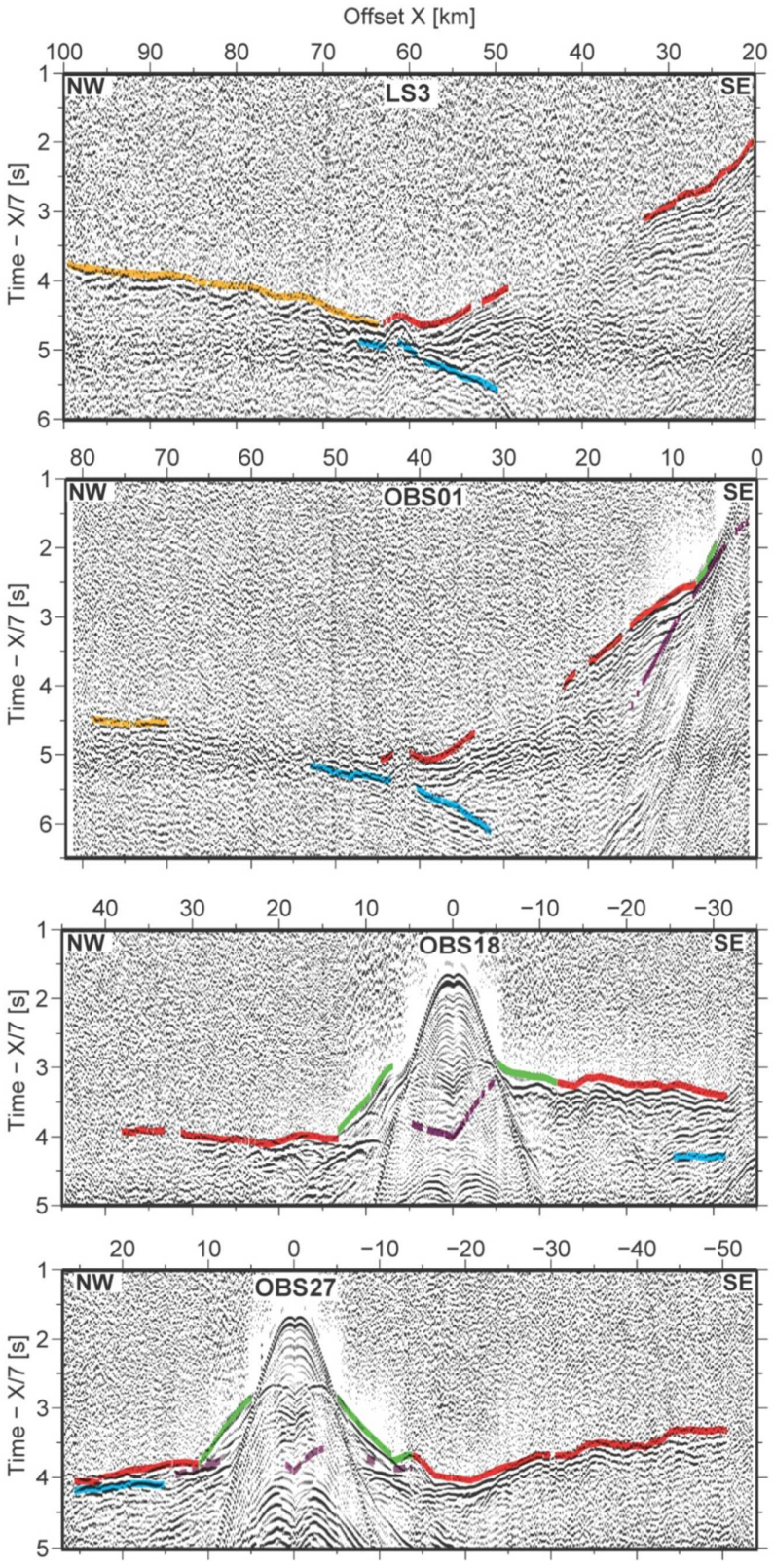

Offset X [km]
NW
LS3
SE
Time – X/7 [s]
NW
OBS01
SE
Time – X/7 [s]
NW
OBS18
SE
Time – X/7 [s]
NW
OBS27
SE
Time – X/7 [s]

Figure 3

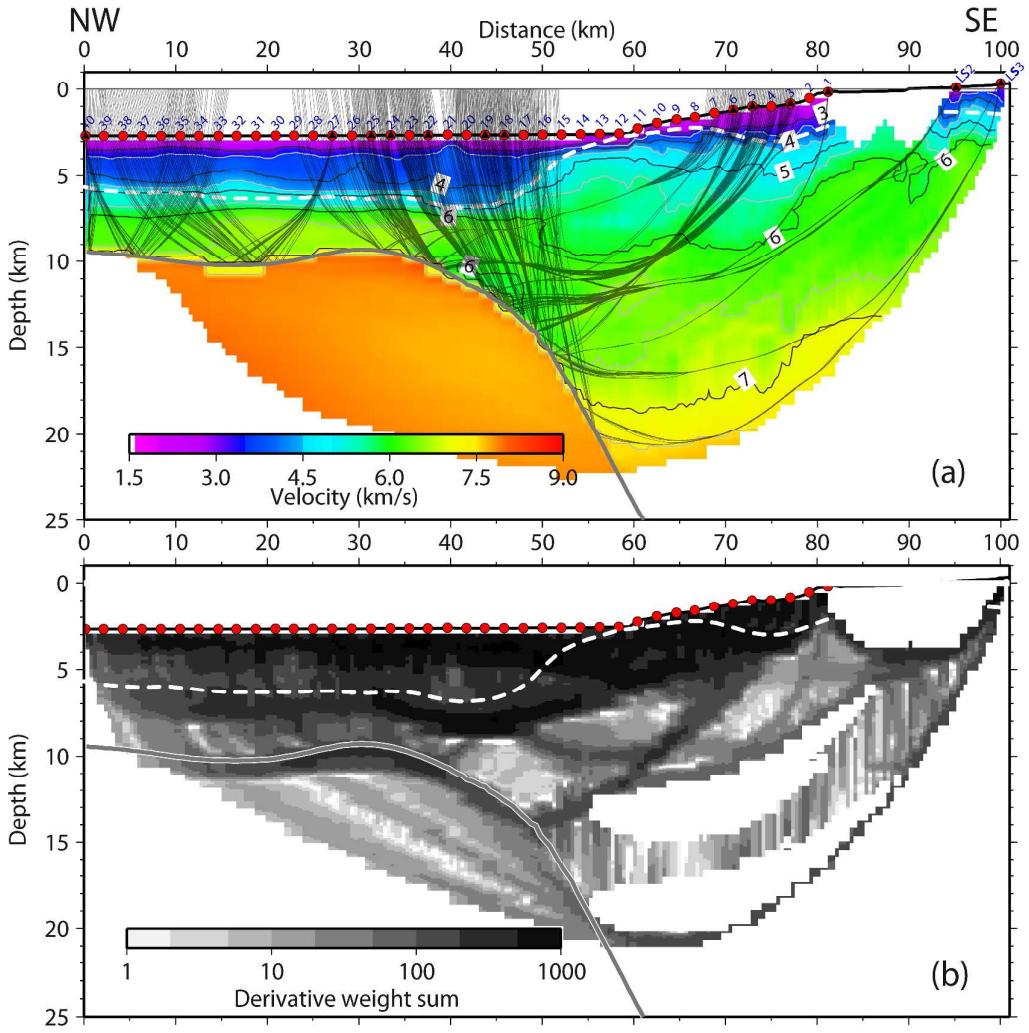


Figure 4: Result of the inversion of the wide-angle seismic travel-times based on a layer strategy (*Sallarès et al.*, 2011, 2013a). The model was obtained by the inversion of the Ps, Prb, Pg, PmP and Pn phases with the joint refraction, reflection travel-time tomography tomo2d code (*Korenaga et al.*, 2000). (a) Final velocity model of the crust and upper mantle. The geometry of the top of the basement and the Moho are indicated respectively in white dashed line and in black. Rays reflected from the Moho are indicated in grey. (b) The derivative weight sum (DWS) which indicates the ray density clearly shows that the upper mantle is poorly sampled because only OBS 1 and land-stations 2 and 3 recorded Pn phase. Therefore the velocity in the upper mantle is not properly constrained.

Red circles display the location of the OBSs, OBHs and land stations used in this work. Numbers in blue refer to seismometers.

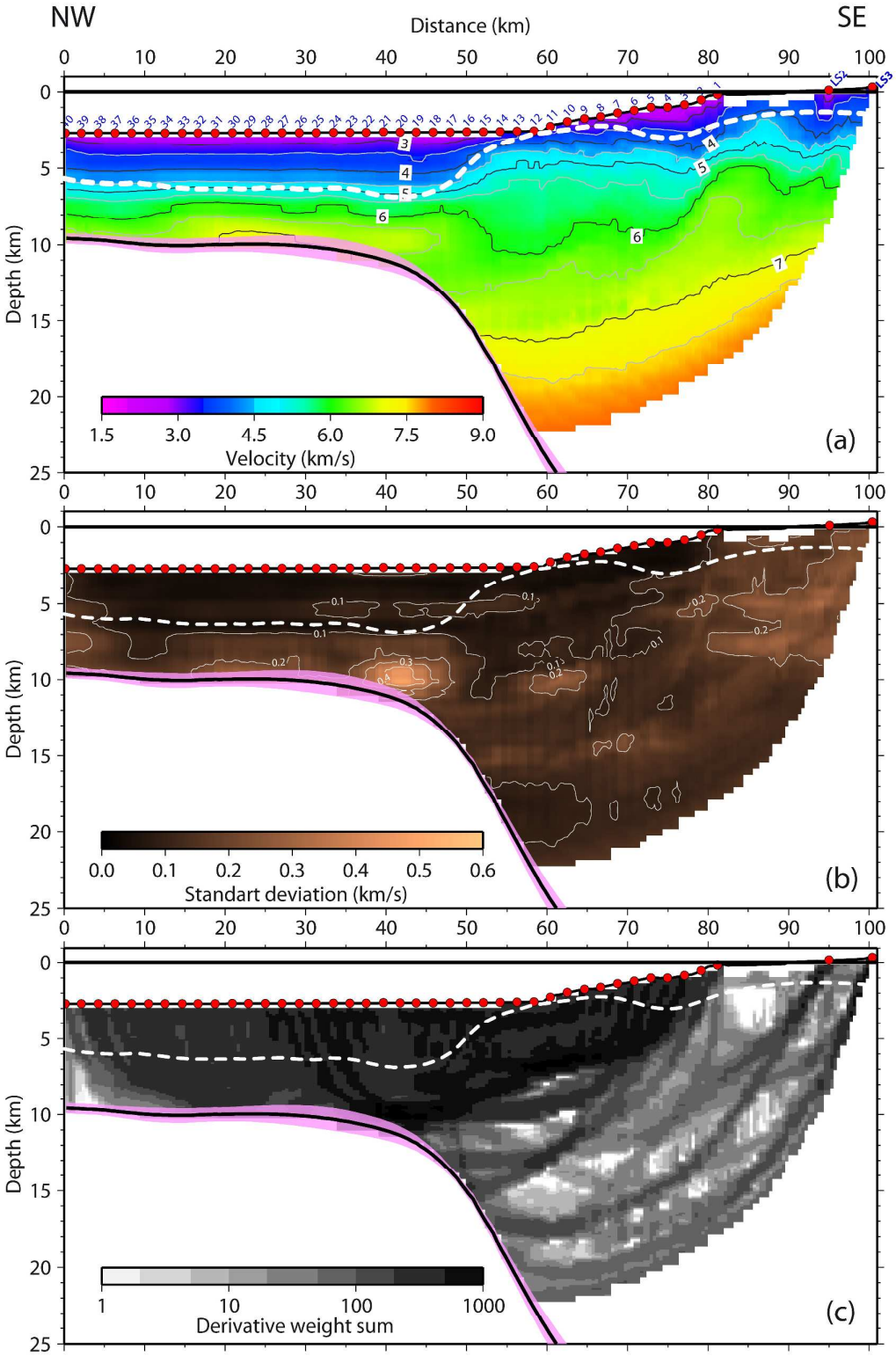

NW
SE
Distance (km)
Depth (km)
Velocity (km/s)
1.5 3.0 4.5 6.0 7.5 9.0
(a)
Standart deviation (km/s)
0.0 0.1 0.2 0.3 0.4 0.5 0.6
(b)
Derivative weight sum
1 10 100 1000
(c)

Figure 5:

Figure 5: Result of the Monte Carlo simulation. (a) Mean velocity model and mean location of the Moho (thick black line) obtained by averaging the 100 final models resulting from the Monte Carlo simulation. (b) Final standard deviation values for the P seismic velocity and the Moho geometry (pink band), as a result of the statistical uncertainty analysis. (c) Derivative weight sum (DWS) values of the above tomographic model.

Red circles display the location of the OBSs, OBHs and land stations used in this work. Numbers in blue refer to seismometers. The white dashed line indicates the location of the top of the acoustic basement. The mantle is not included in this simulation.

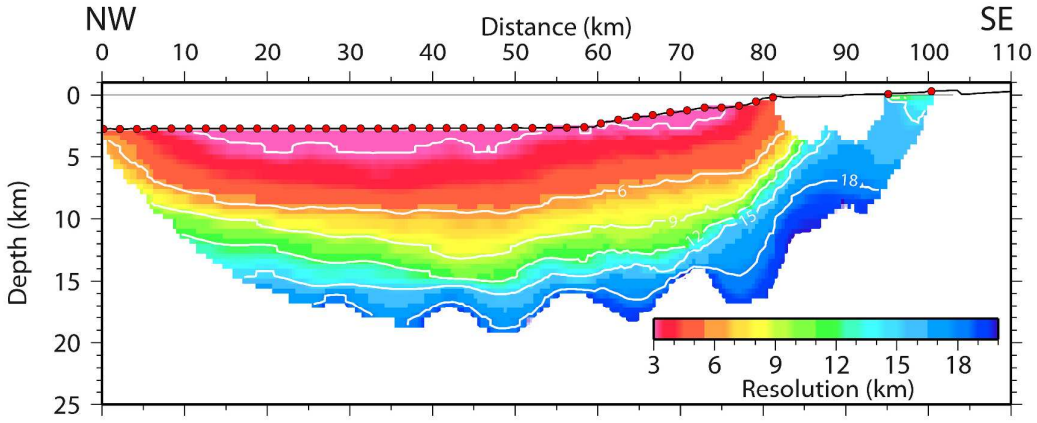


Figure 6: Resolution of the first arrival tomographic model.

Eight types of checkerboard models were calculated for each velocity anomaly size (3*3 km^2, 6*6 km^2, 10*10 km^2, 15*15 km^2, 20*20 km^2), with the pattern being spatially shifted and rotated by 45° and the polarity of anomalies reversed. The semblance between the exact and recovered checkerboard is then calculated (*Zelt*, 1998) for each checkerboard model and an average semblance for each anomaly size is derived. Part of the model with semblance higher than 0.7 are considered well-resolved. Finally an interpolation is made to estimate at each node of the model, the anomaly size that will give a semblance higher or equal to 0.7.

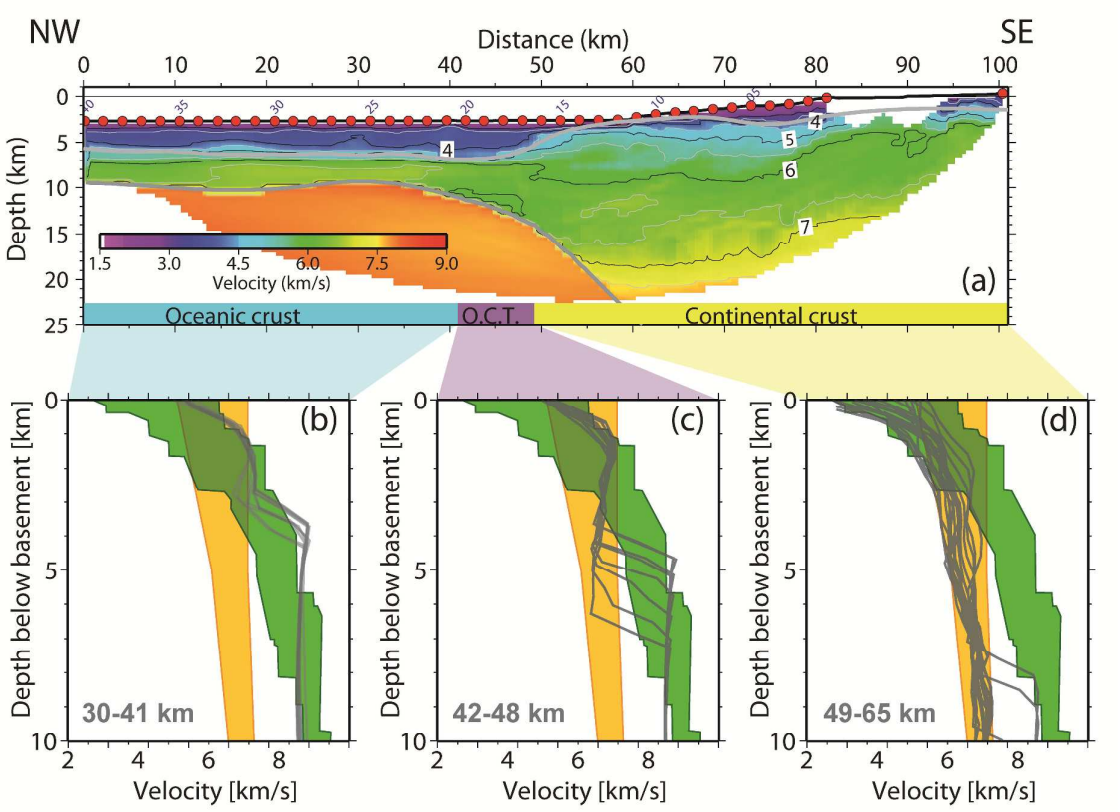


Figure 7: Interpretation of the velocity model. (a): Final velocity-depth model resulting from the travel-time inversion (same as in Fig. 4a) with no vertical exaggeration. OBS and land station LS locations are indicated by red circles, isovelocity contours are represented every 0.5 km/s and labelled every 1 km/s. Thick grey lines represent the top of the acoustic basement, and the Moho discontinuity. OCT= ocean-continent transition. The 1-D velocity/depth profiles below the top of the basement were extracted at 1 km interval along the velocity model at distances of (b) 30 to 41 km (c) 42 to 48 km and (d) 49 to 65 km.

The yellow area represents a velocity compilation for extended continental crust extracted from (*Christensen and Mooney*, 1995), and the light green area represents a velocity compilation for Atlantic oceanic crust from (*White et al.*, 1992).

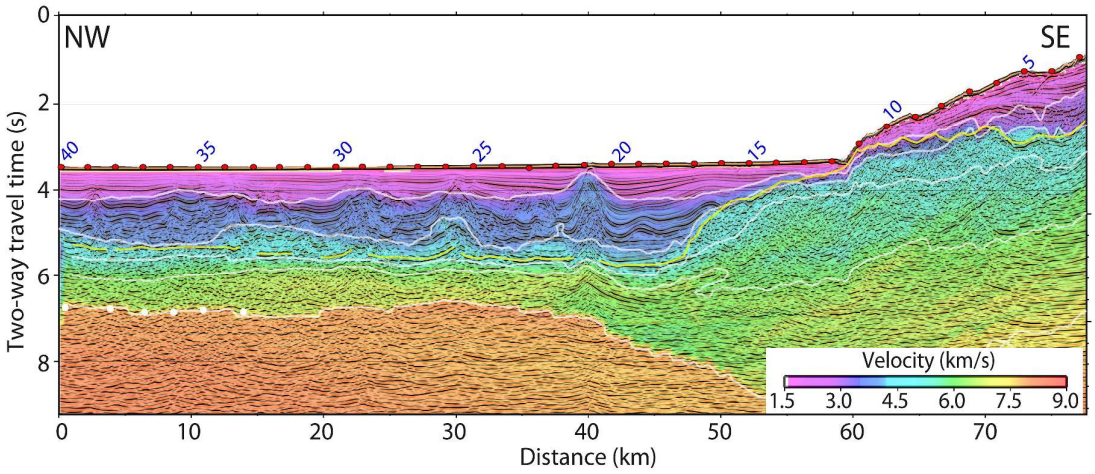


Figure 8: Time migrated section Spi02 superimposed on the final velocity model (Fig. 4a) converted in two way time. OBS locations are indicated by red circles. The yellow line indicates the top of the acoustic basement reflector interpreted on the MCS data. The light white lines are velocity contours 3.0, 4.0, 5.0, 6.0 and 7.0 km/s. The sharp velocity contrast at the base of the crust coincides with the weak reflections (highlighted by white dots) recorded at ≈ 6.8 to 7 stwt which are interpreted as the Moho discontinuity.

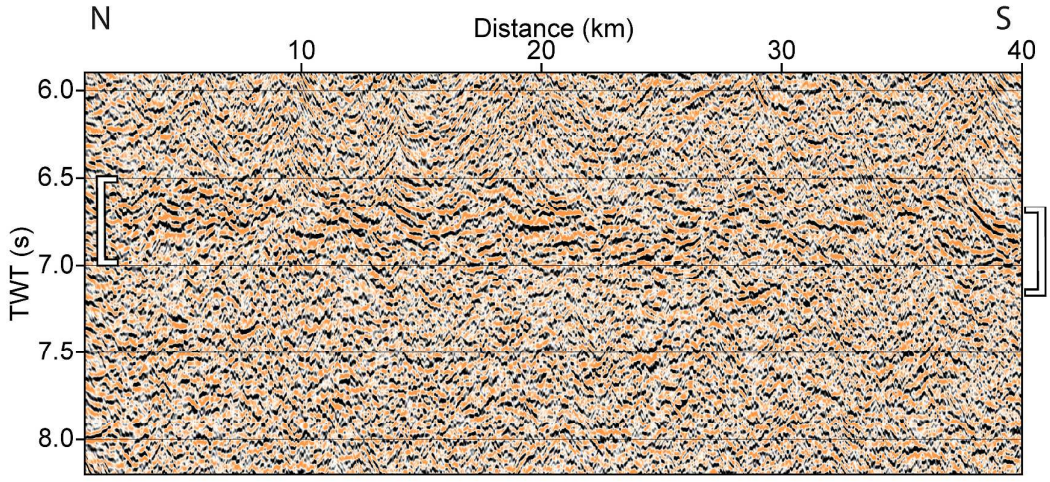


Figure 9: Time migrated seismic section P4 (see Fig. 2 for location). This line located in the vicinity of profile Spi02 clearly shows a reflective band between 6.5 and 7.0 seconds two-way travel-time (indicated by brackets) which likely indicates the oceanic Moho at a time similar to that of the Moho reflections observed on profile Spi02 (Fig. 8).

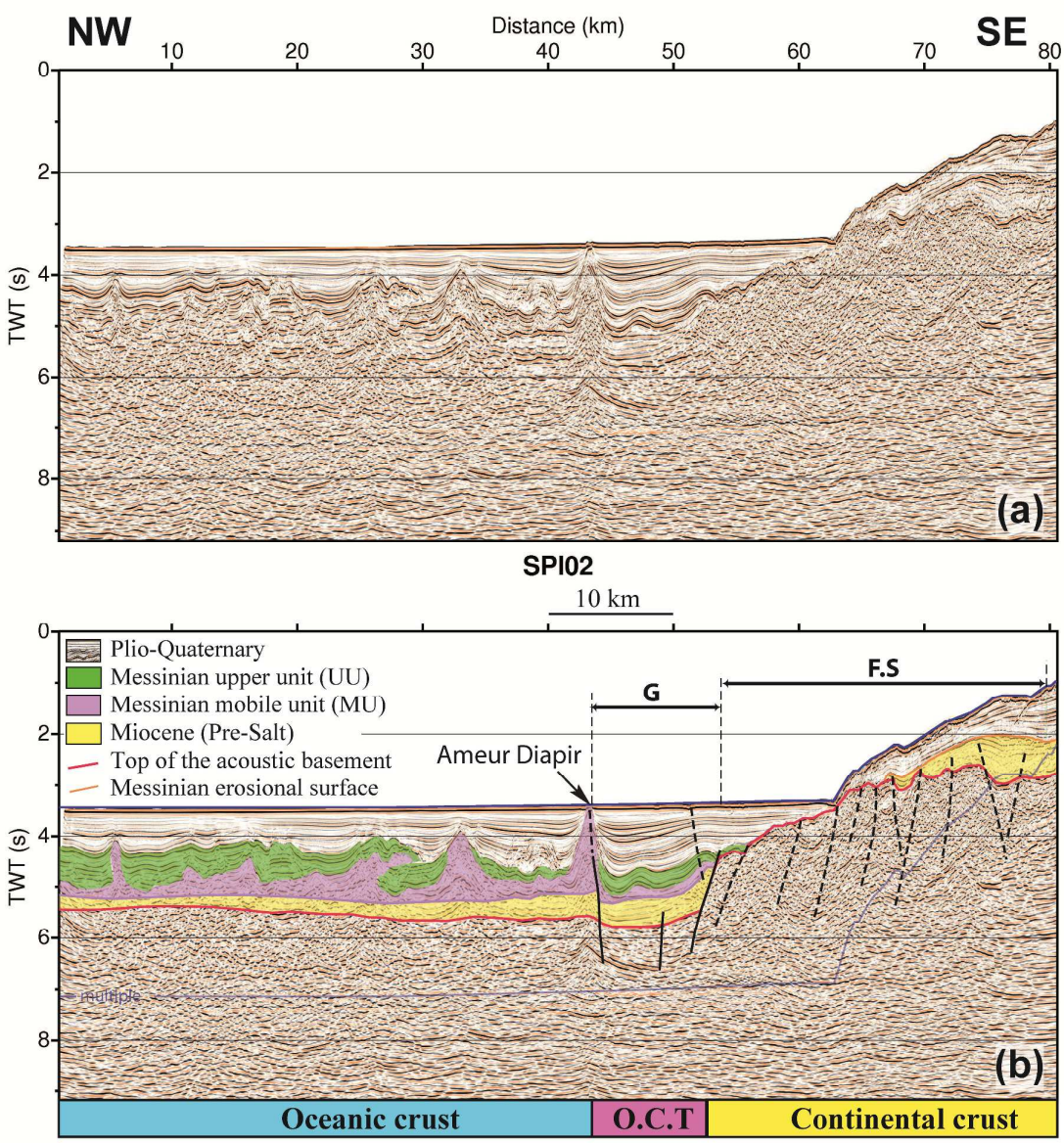


Figure 10: Time migrated MCS profile Spi02 (see location in Fig. 2). (a) Uninterpreted section. (b) Interpreted section showing major stratigraphic and structural units of the Algerian margin offshore Mostaganem. The limits of the oceanic crust, the continental crust and the OCT are from the tomographic inversion of coincident wide-angle seismic line. G : narrow asymmetric graben developed at the OCT. It is limited by two major vertical crustal faults, the northern one being underlined by a prominent salt structure (Ameur Diapir). FS : faults organized in a negative flower structure

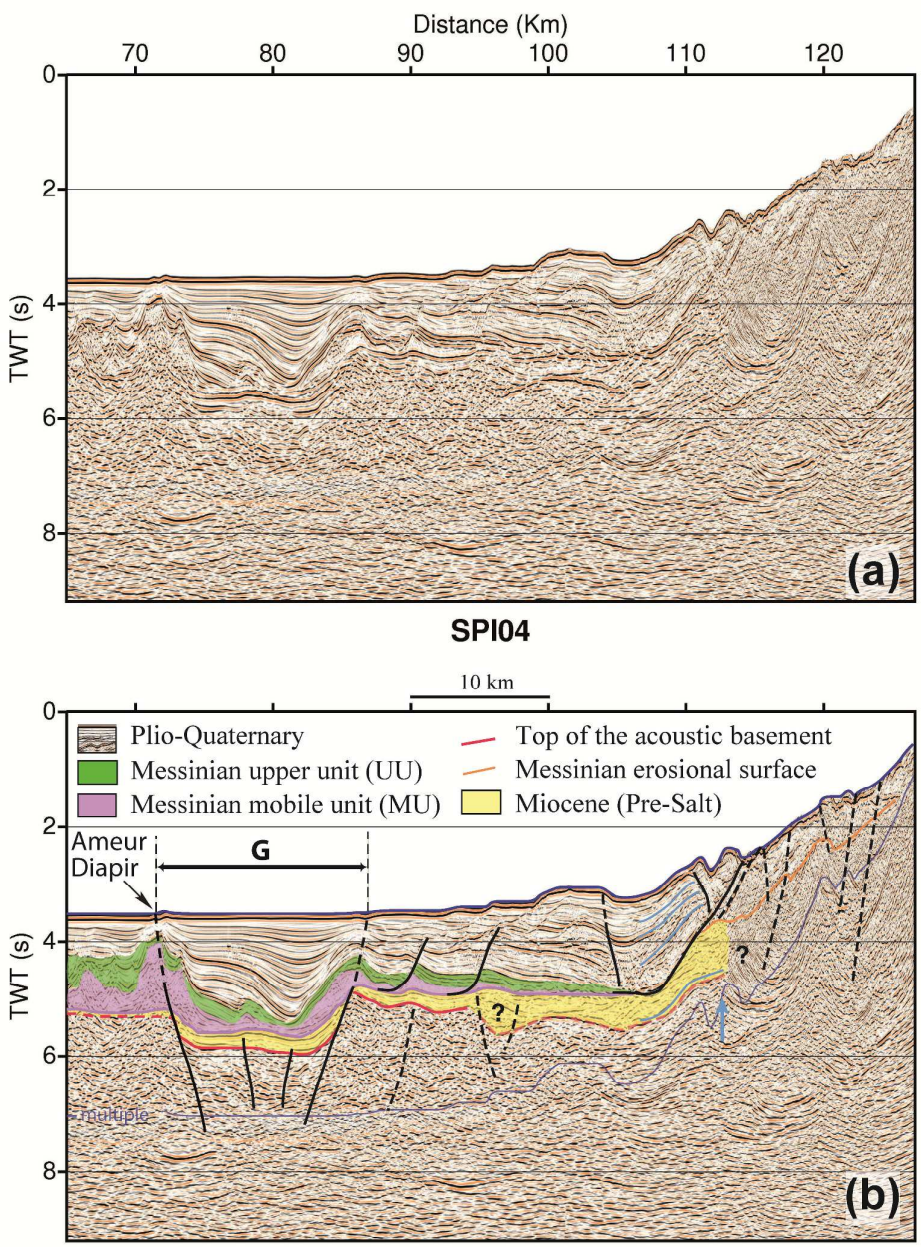


Figure 11: Same as Fig. 10. for MCS profile Spi04

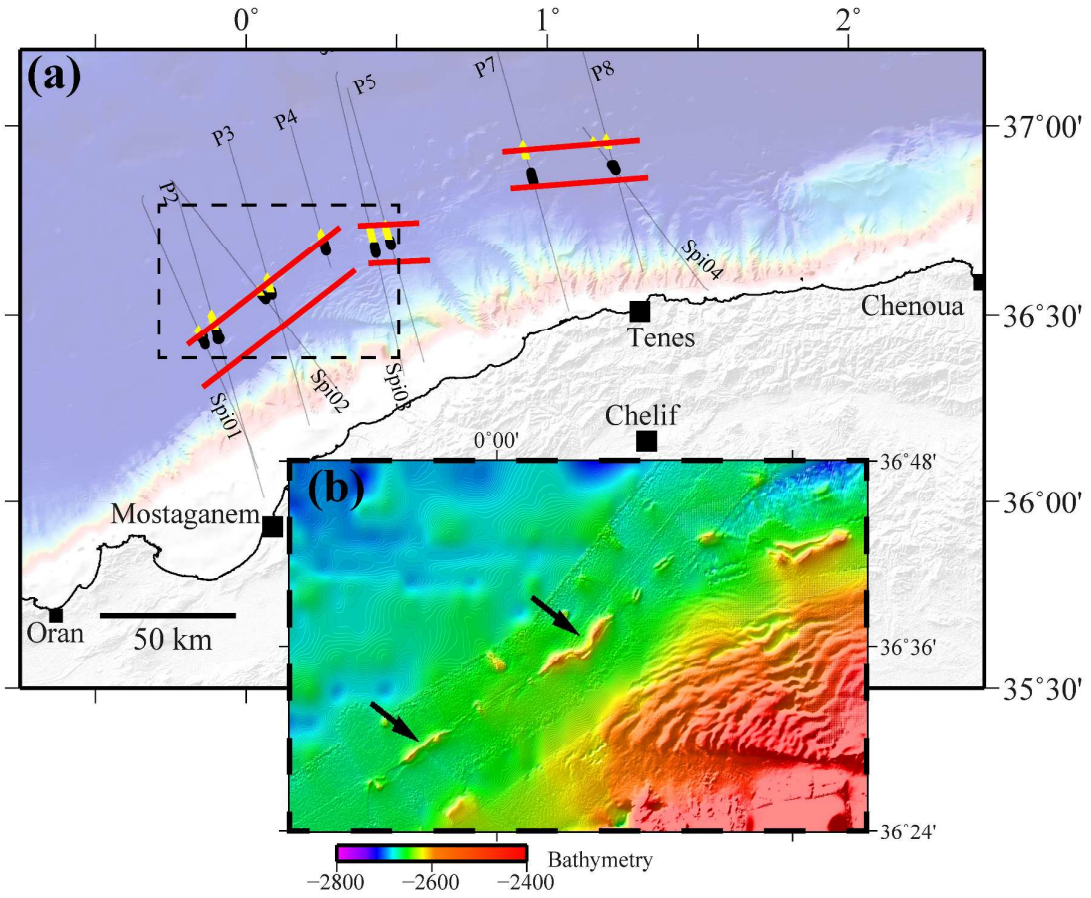


Figure 12: (a) Bathymetric and topographic map of the western Algerian margin (same as Fig. 2). The location of the graben identified on the MCS lines is outlined by the Ameur salt ridge (yellow dots) located above the northern bounding fault and the interpolated trace of the two major faults (red lines). Black squares indicate the basin depocentre. The SPIRAL and industrial MCS lines used to draw this sketch are indicated with thin black lines. The dash rectangle indicates the location of the enlargement in Fig. 12b.

(b) Map showing the trace of the Ameur salt ridge in the bathymetry. It is straight and trending NE-SW parallel to the margin west of 0°18' and it is trending E-W east of this latitude.

Supplementary material

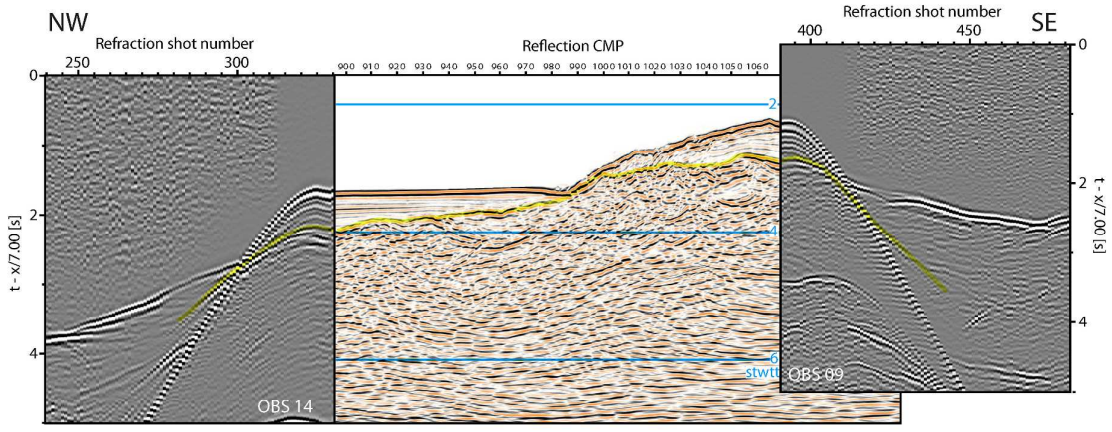


Figure S1: Correlation of the P-waves reflected from the top of the acoustic basement at near vertical incidence along MCS profile Spi02 and at wide-angle on OBS 14 and 9. The wide-angle reflection travel-times were used during the tomographic inversion.

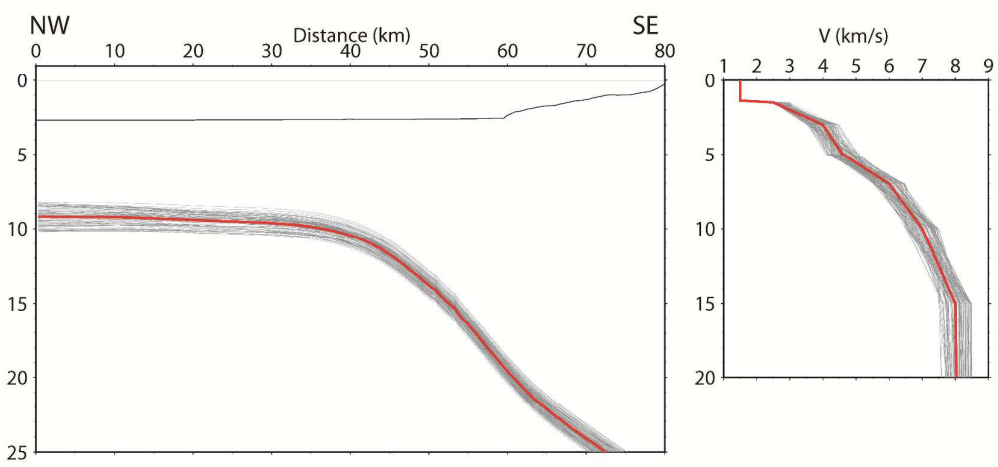


Figure S2: Monte Carlo ensemble used as starting model for the simulation. To the left an ensemble of 100 initial Moho is derived randomly from the initial model obtained by forward modeling (red line) with a maximal variation of ±1 km. To the right, the initial 1-D model (red line) is used to derive 100 random initial models with a maximal variation de ±0.5 km/s.

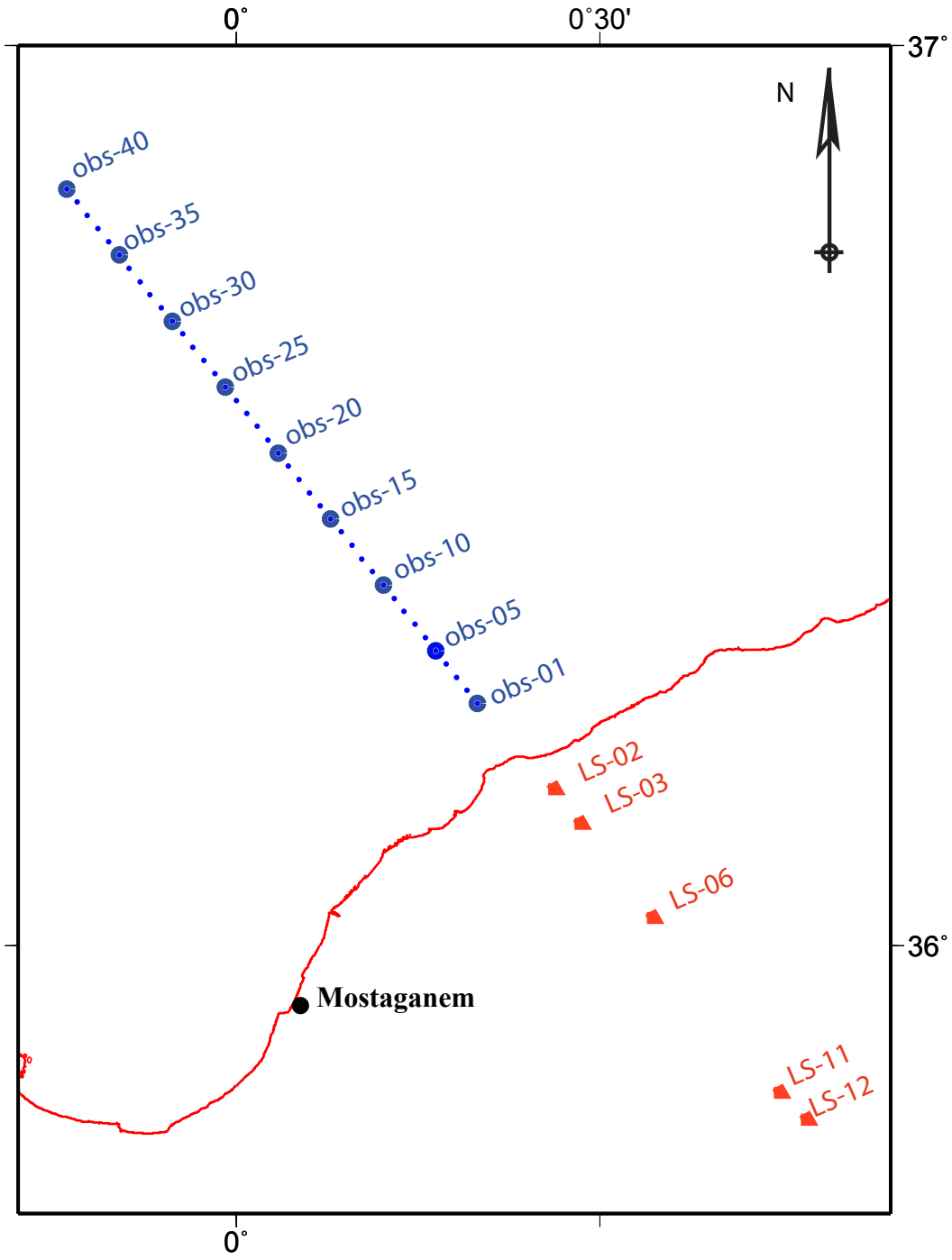
Model parameters						
Nb of instruments	Nb of picks		Model dimensions		Grid	
	Refracted first arrivals	PmP	X (km)	Z (km)	Horizontal nb of nodes	Vertical nb of nodes
42	10200	1200	110	40	221	40

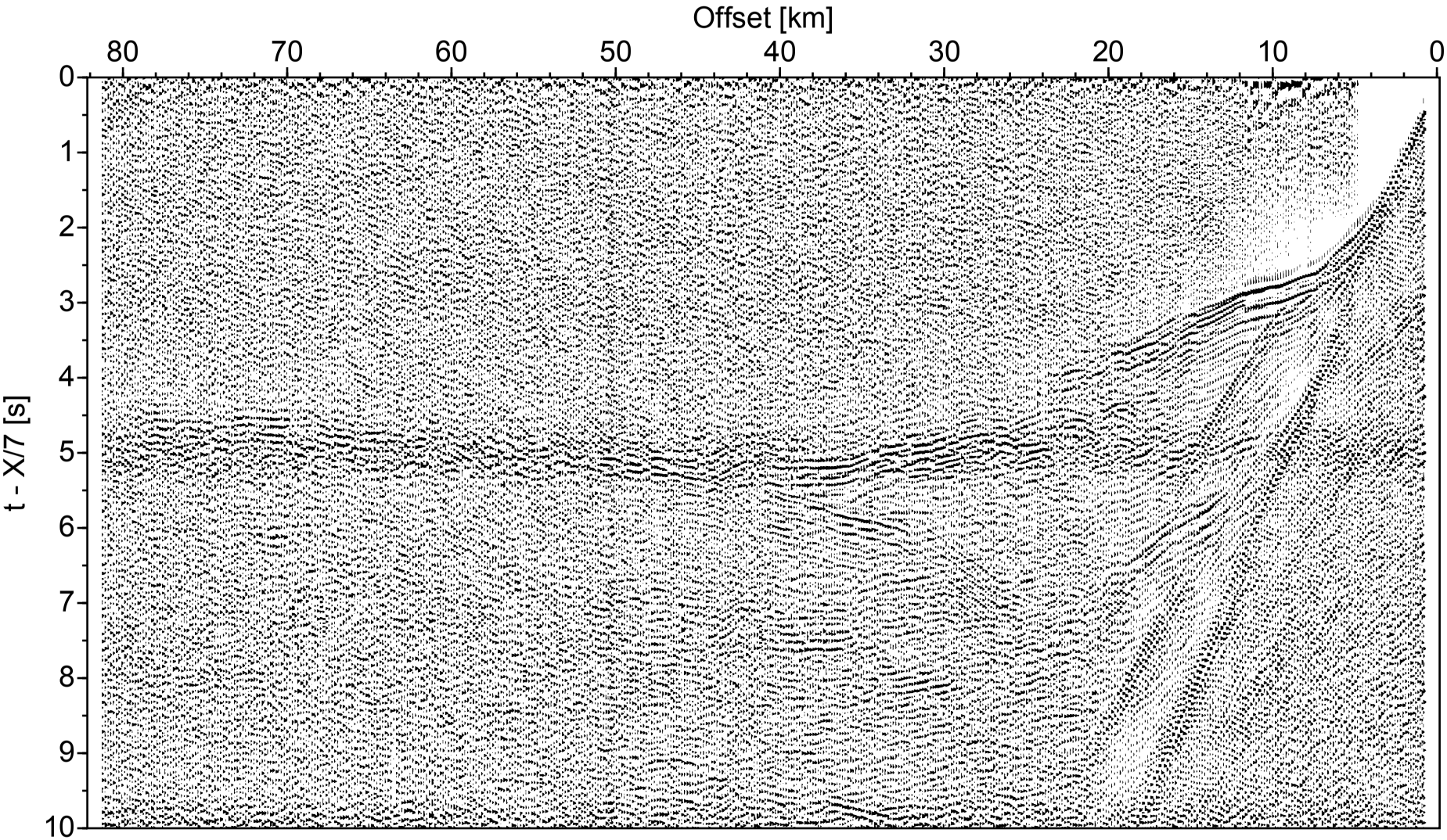
Inversion parameters									
	Nb iterations	Smoothing		Damping		Correlation length			
		in depth (%)	in velocity (%)	in depth (%)	in velocity (%)	Horizontal (top)	Horizontal (bottom)	Vertical (top)	Vertical (bottom)
Sediments	10	8	55	10	10	1.5	3.0	1.0	4.0
Crust and mantle	10	8	55	10	10	3.0	10.0	1.0	6.0

Results of the inversion			
	RMS of refracted phases (s)	RMS of reflected phases (s)	chi-square
Sediments	0.064	0.183	4.30
Crust and mantle	0.064	0.111	1.69

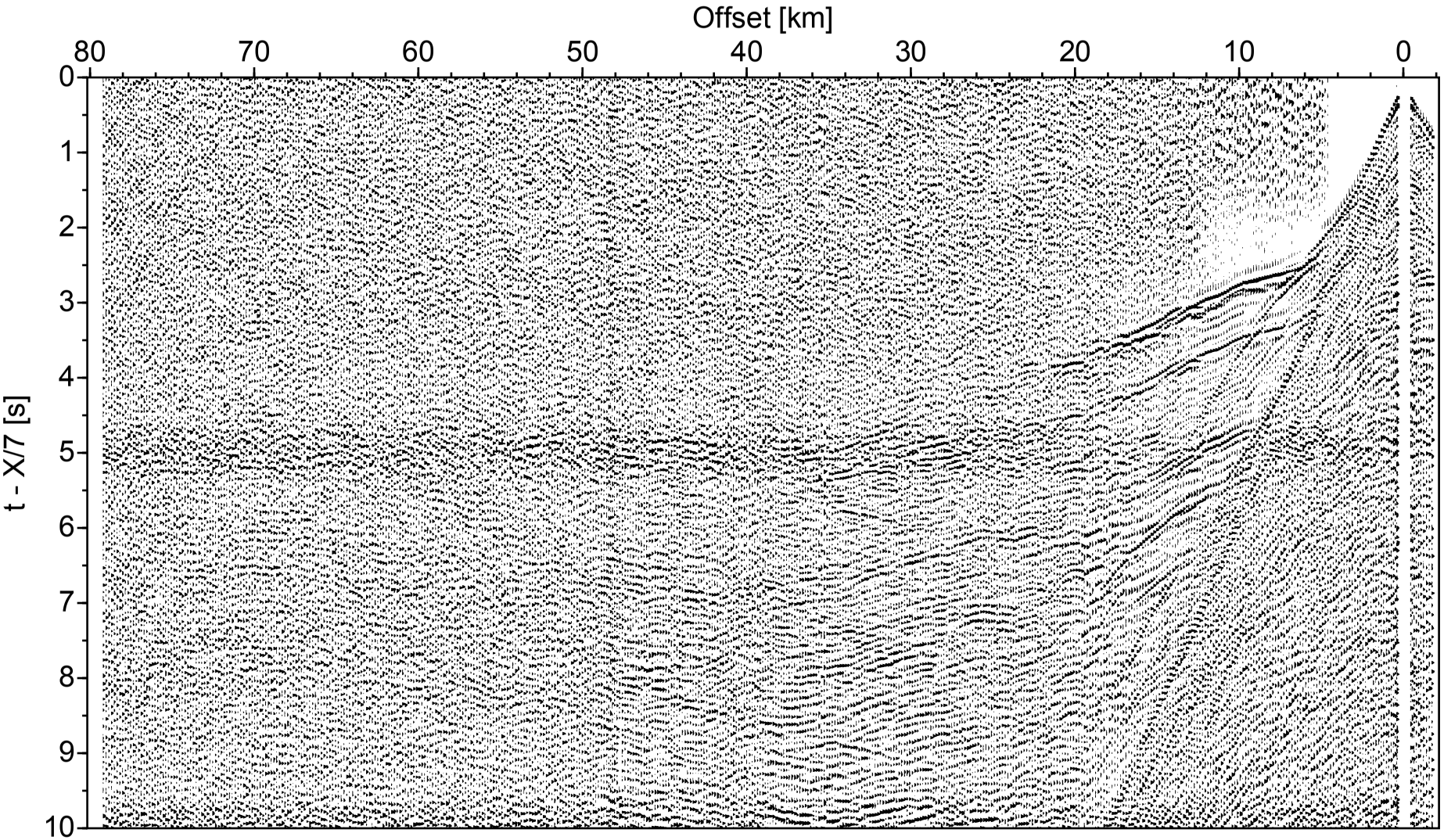
Table 1: parameters used during the inversion. Several values of the inversion parameters were tested and this table summarize the values providing the best final model.

Annexe 2 : Sections sismiques des OBS et des stations à terre

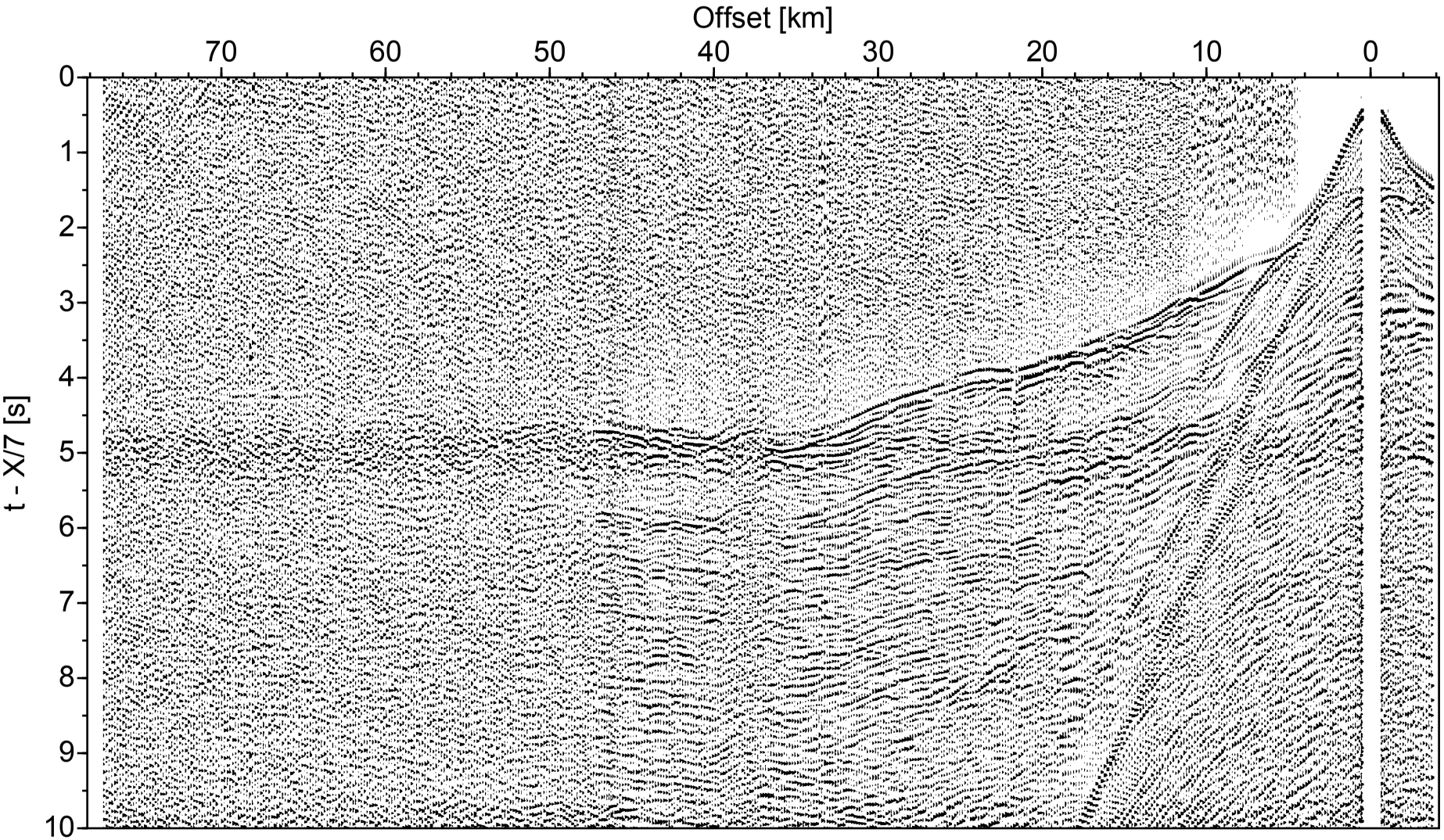

0°
0°30'
37°
36°
0°
N
obs-40
obs-35
obs-30
obs-25
obs-20
obs-15
obs-10
obs-05
obs-01
LS-02
LS-03
LS-06
LS-11
LS-12
Mostaganem



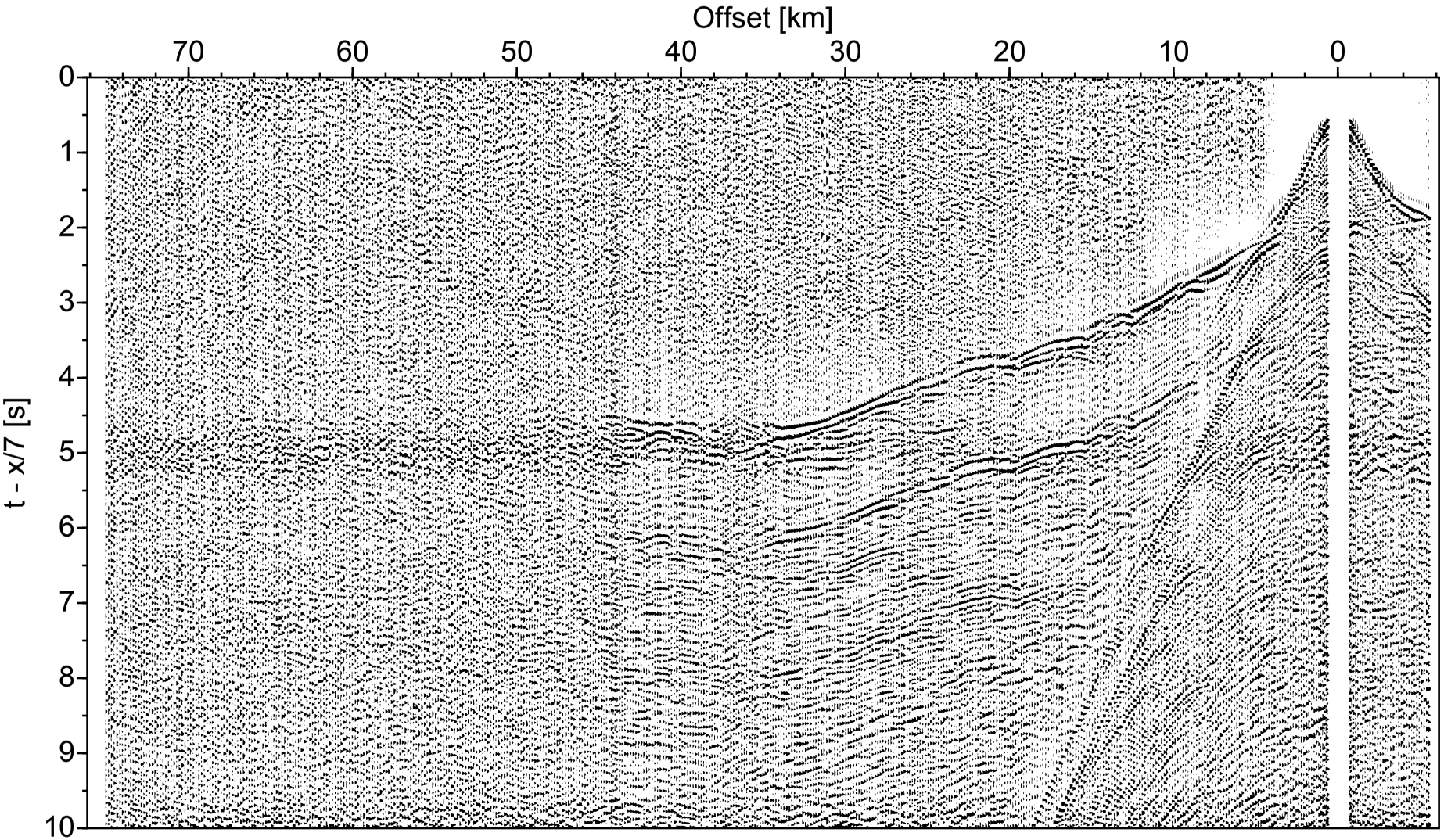
OBS-01 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



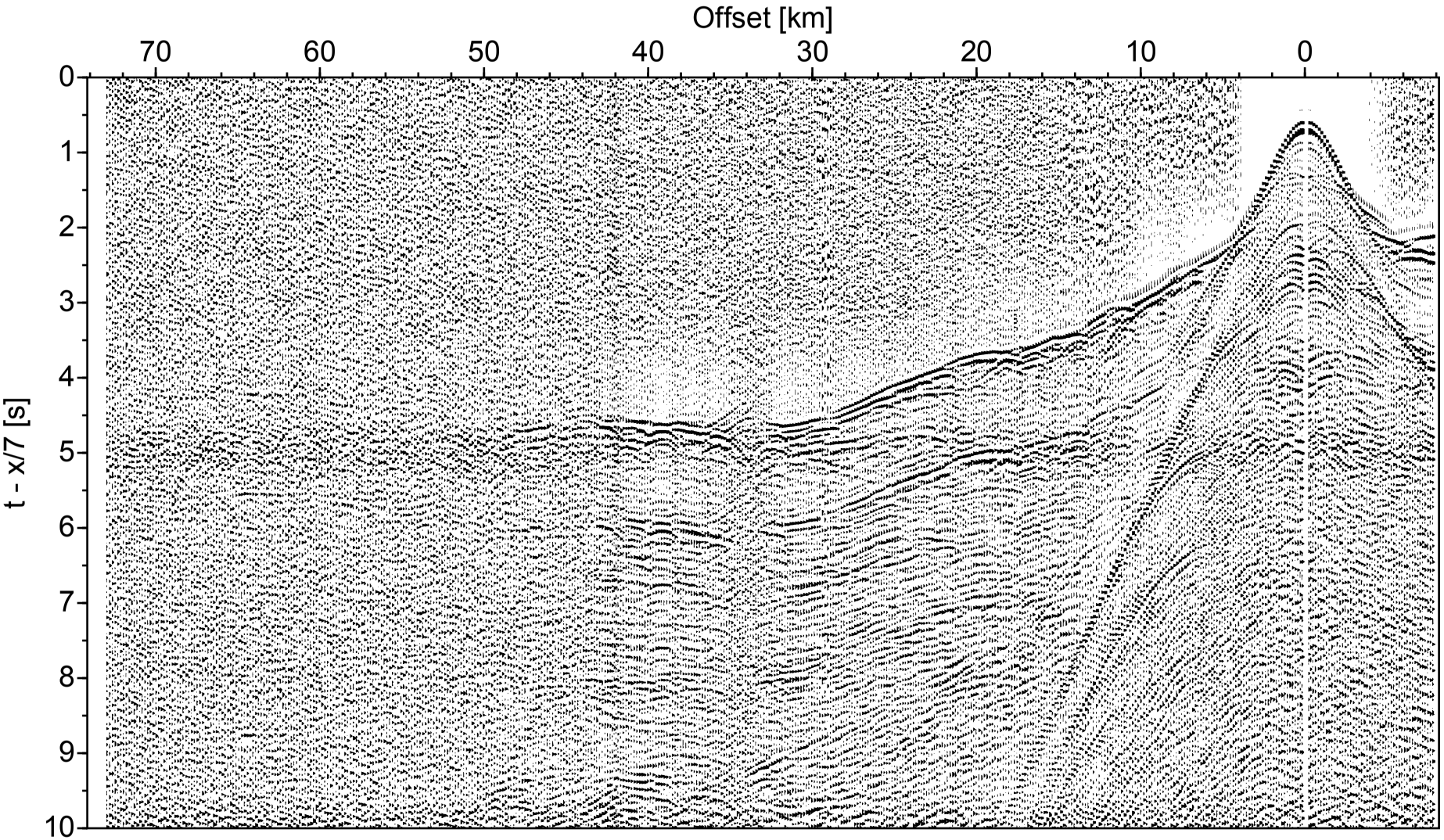
OBS-02 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



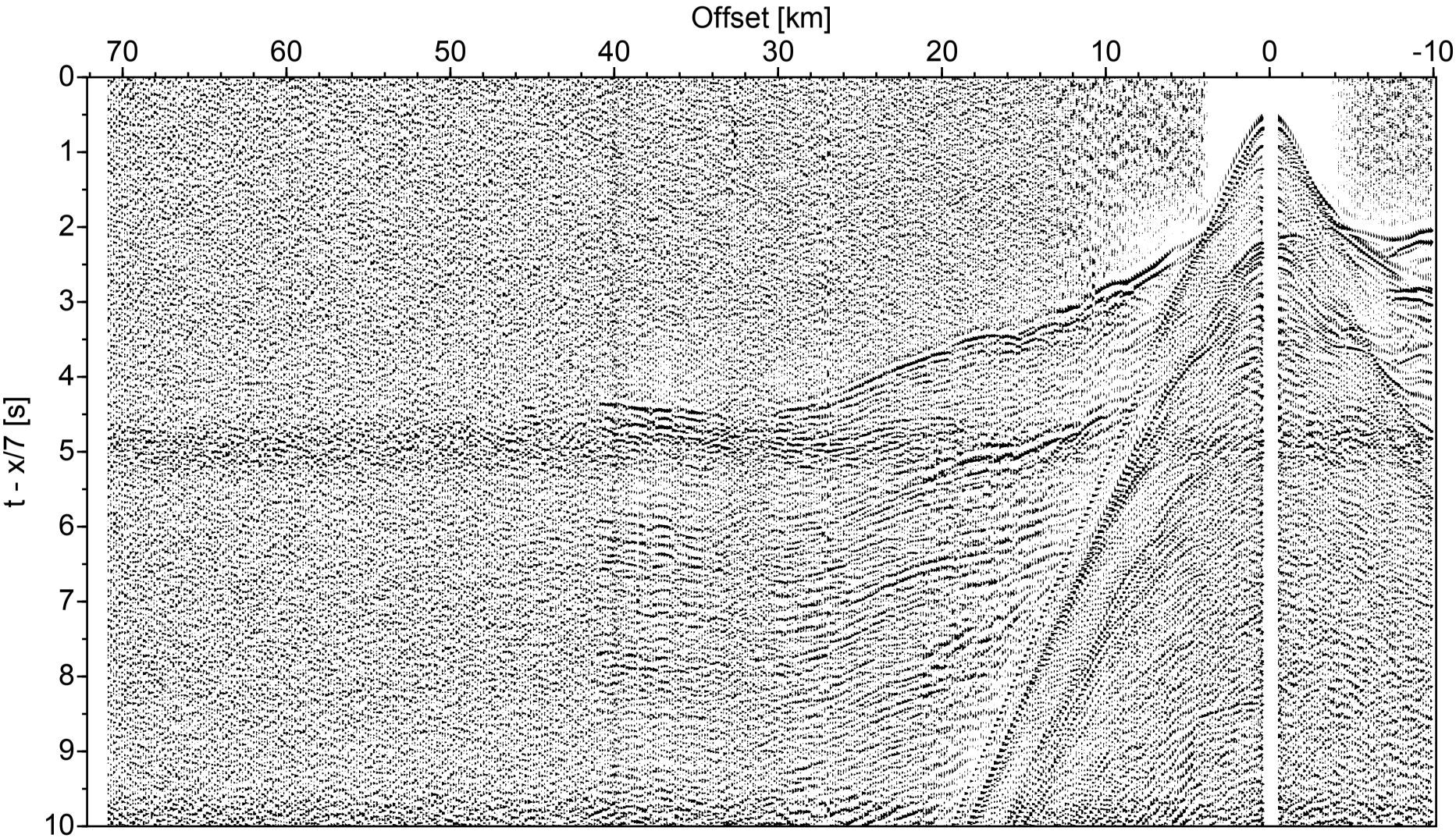
OBS-03 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



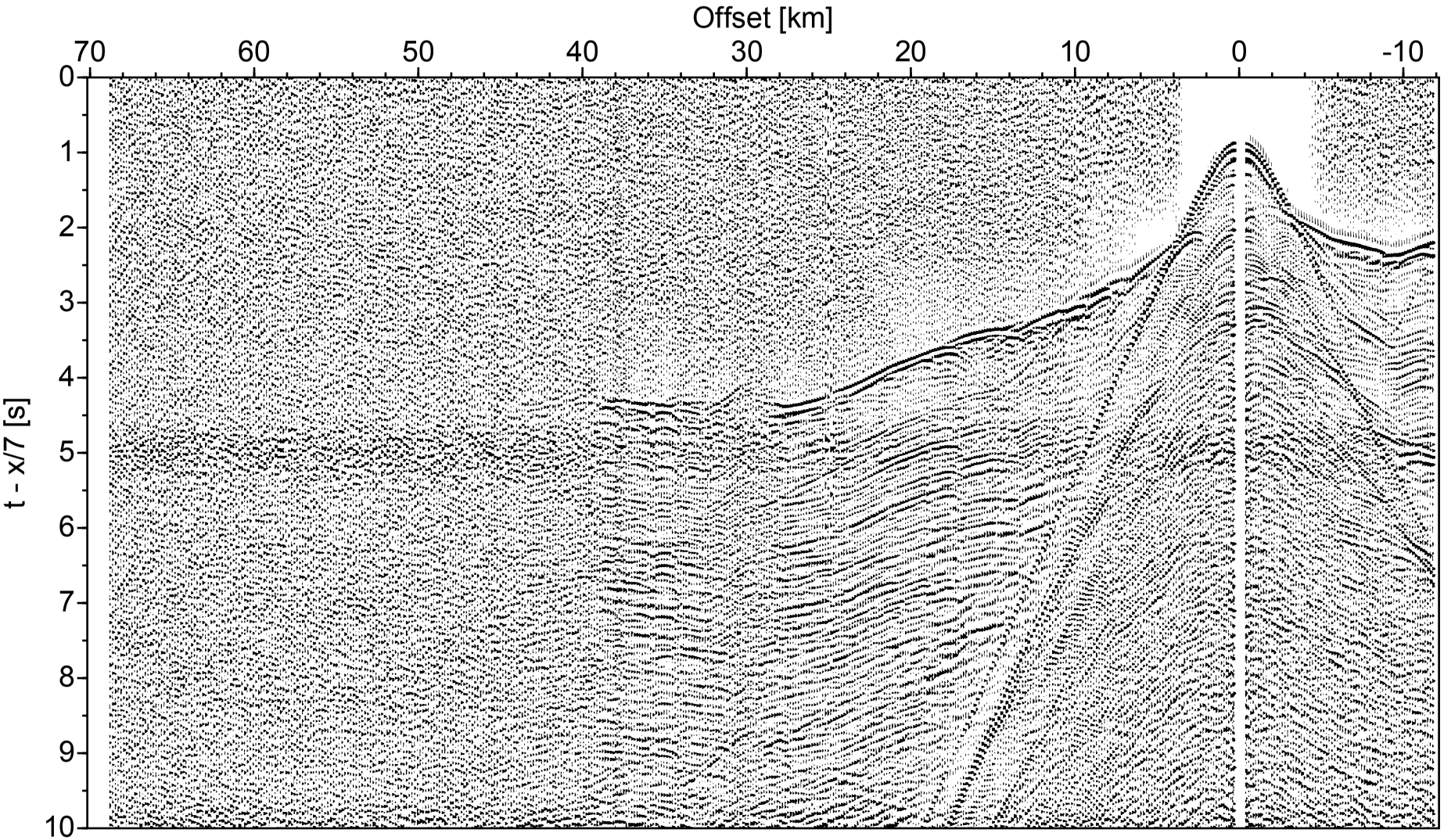
OBS-04 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



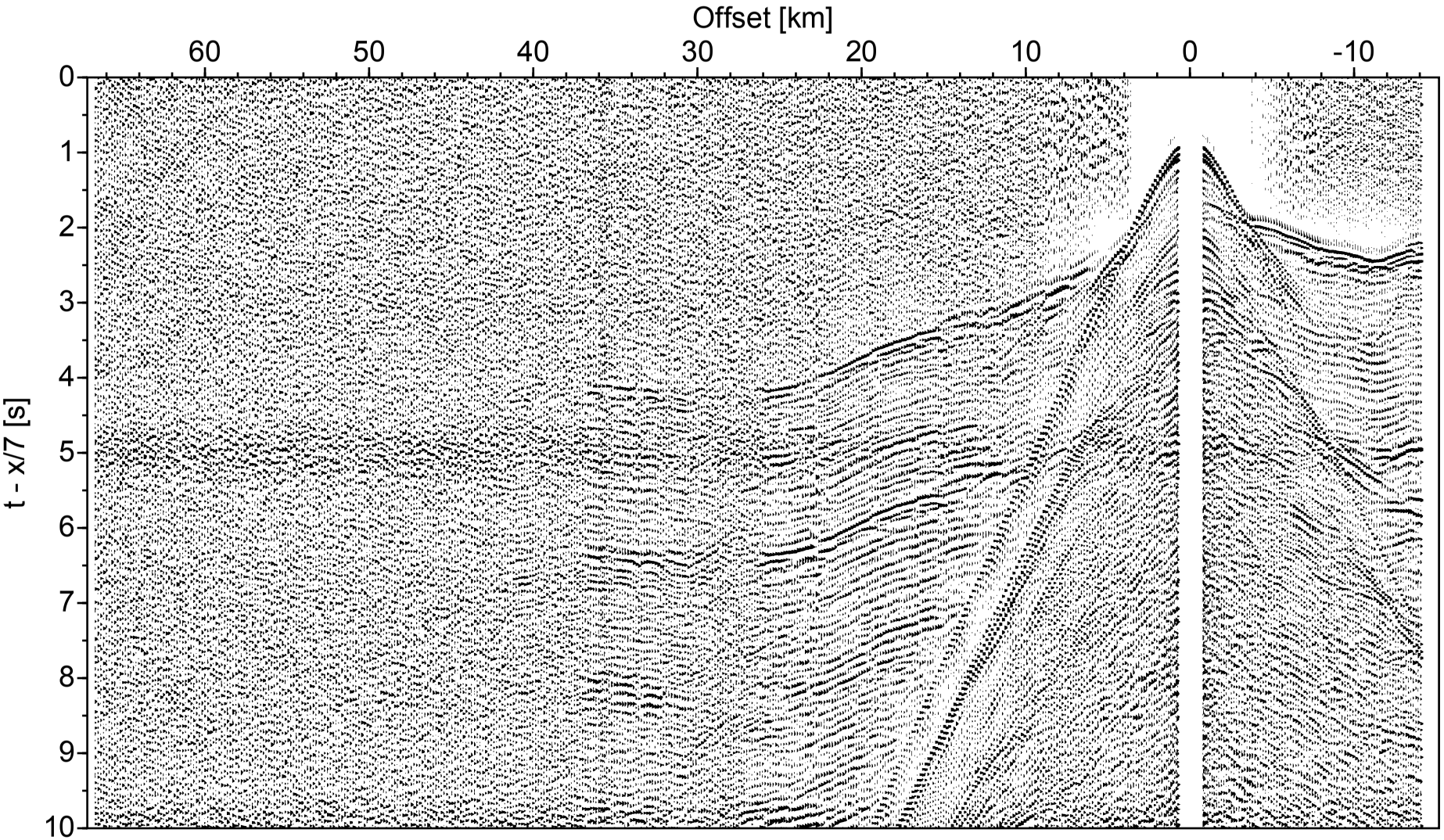
OBS-05 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



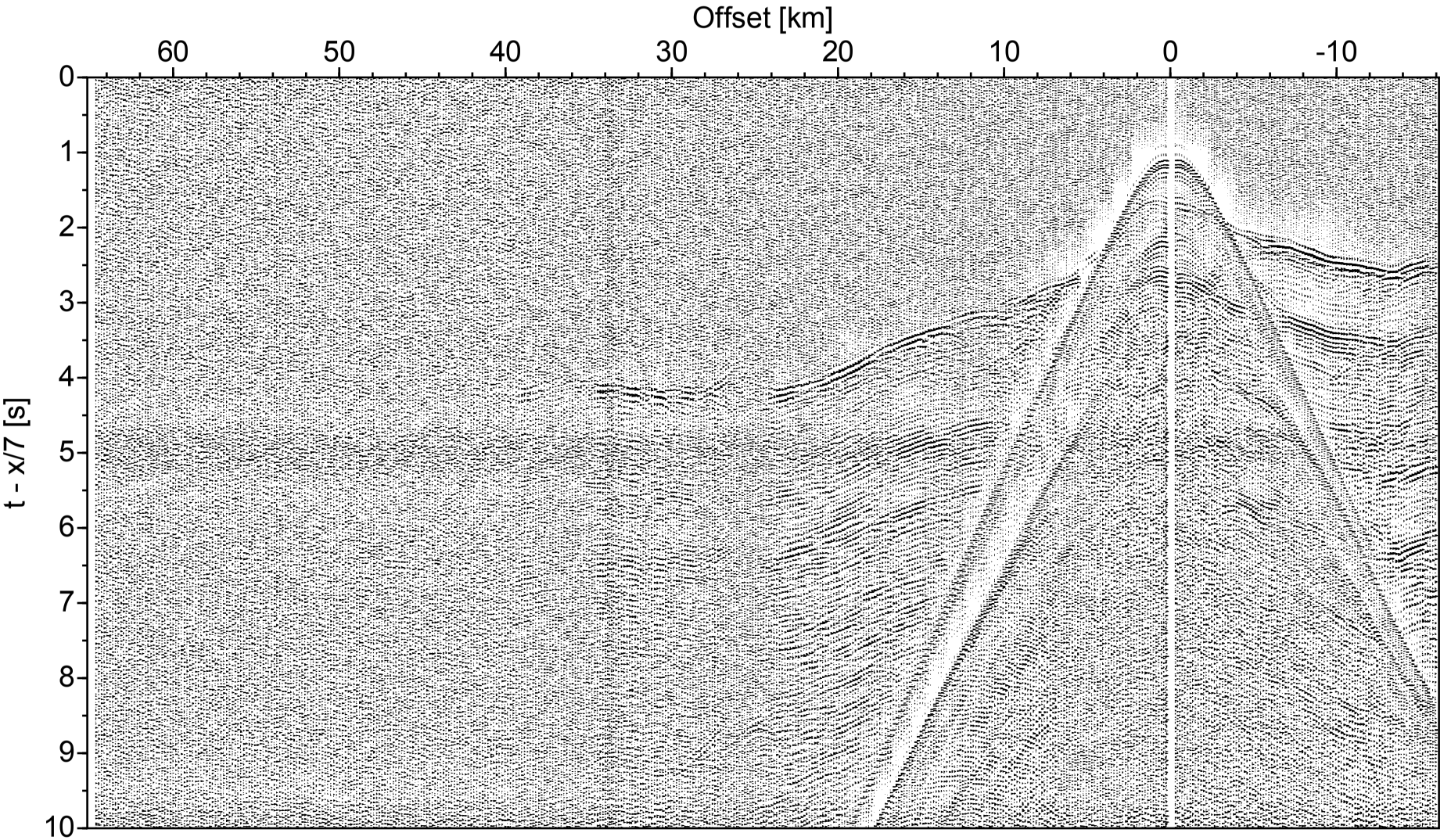
OBS-06 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



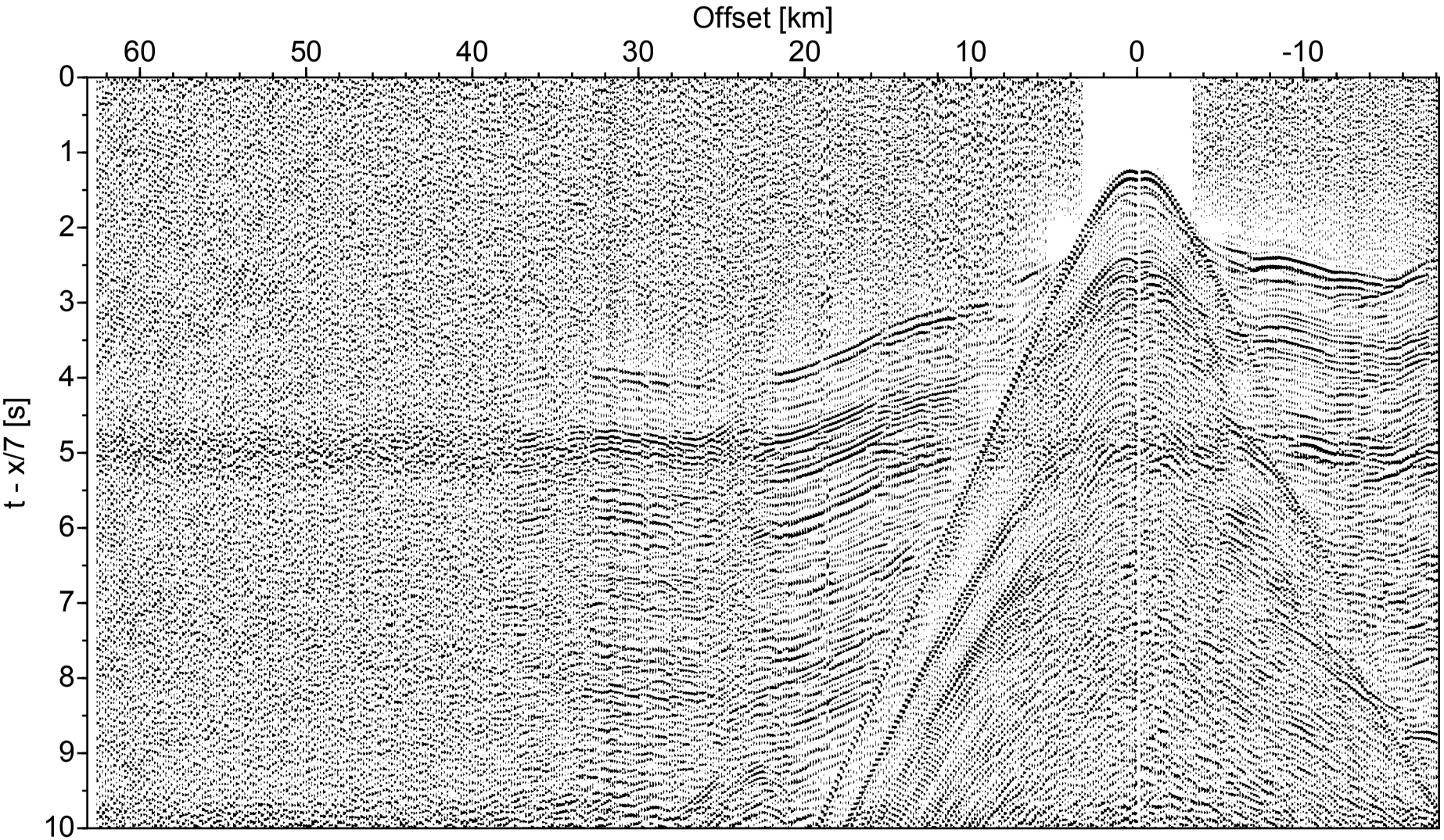
OBS-07 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



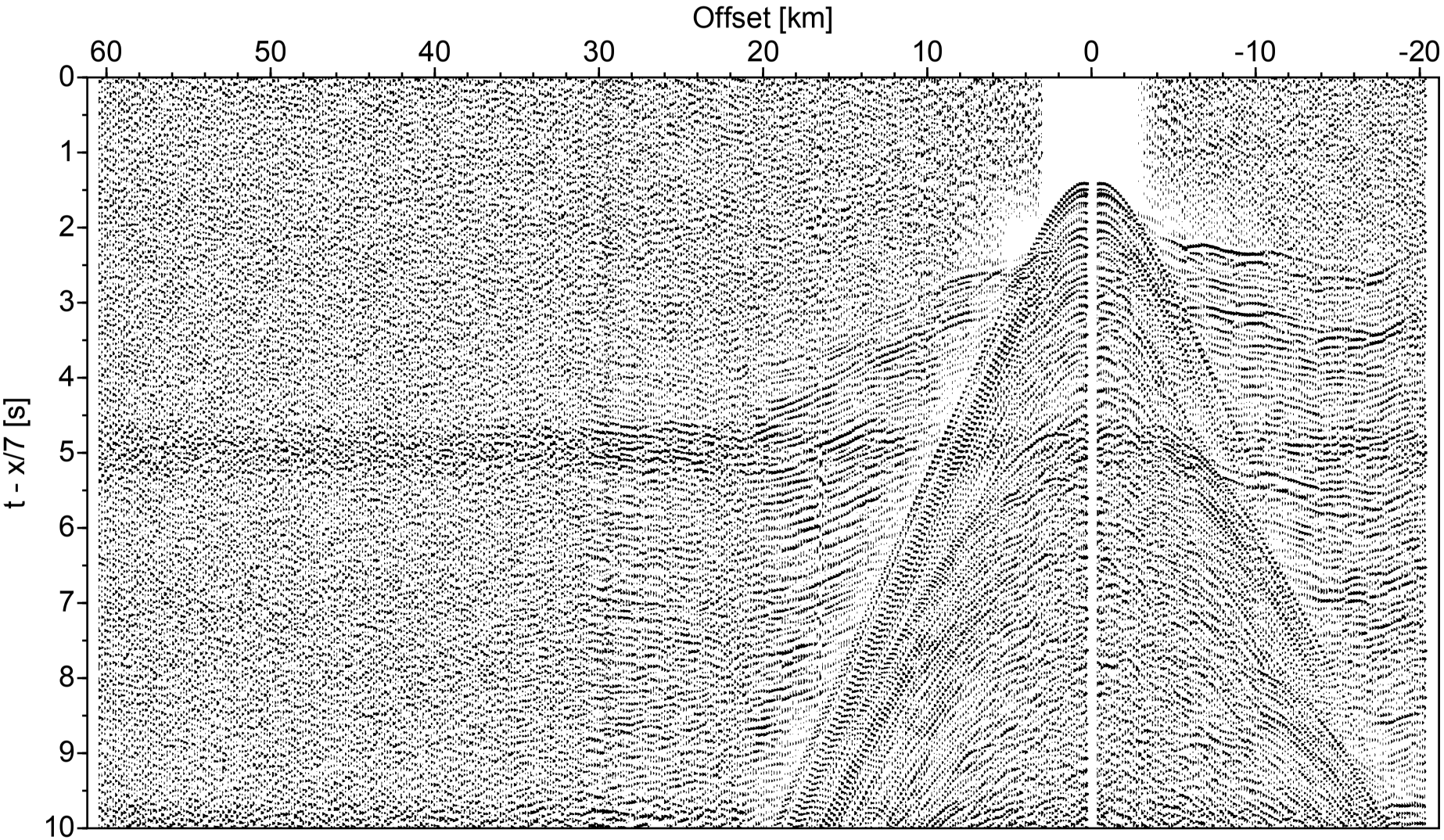
OBS-08 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



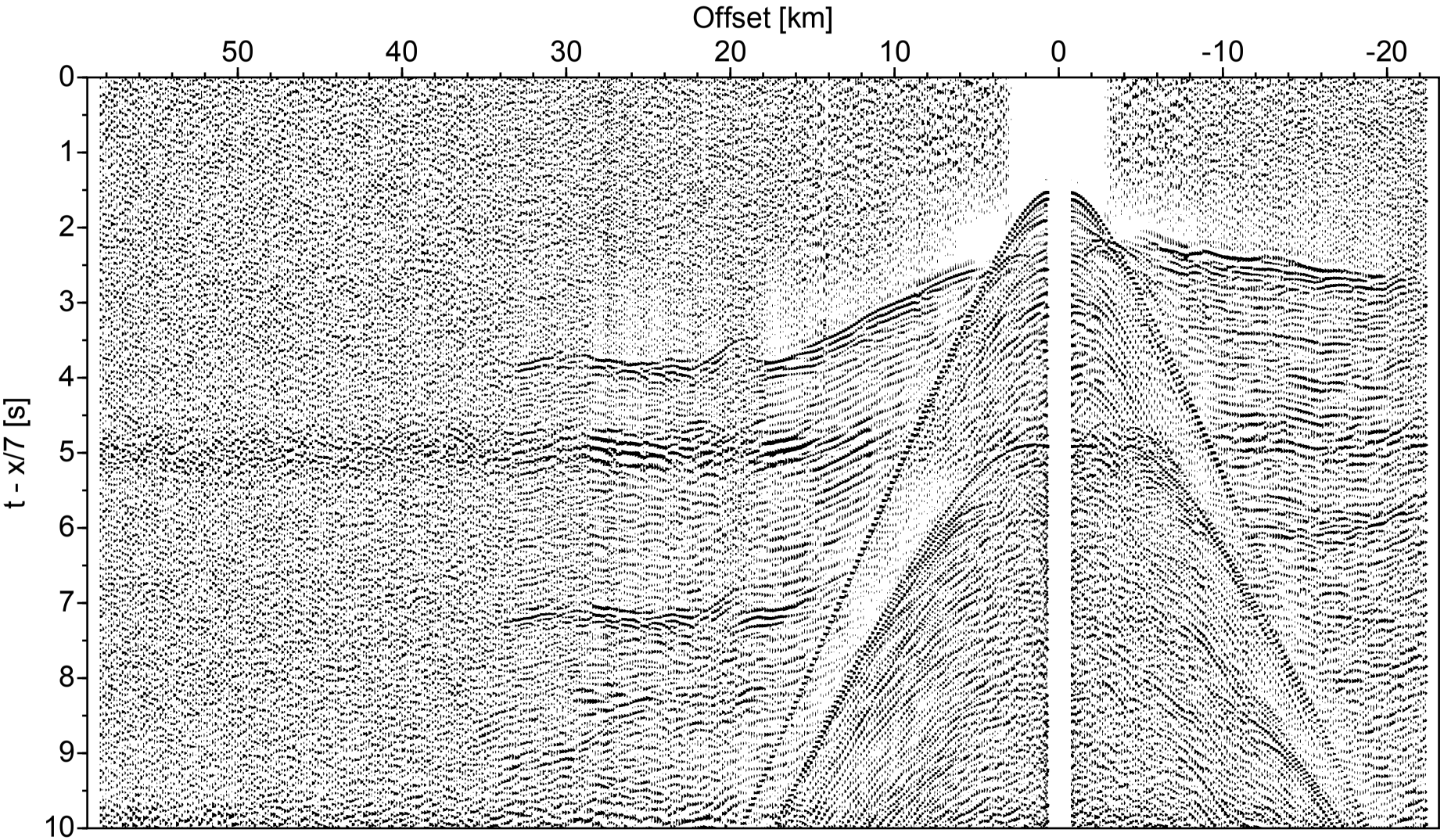
OBS-09 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



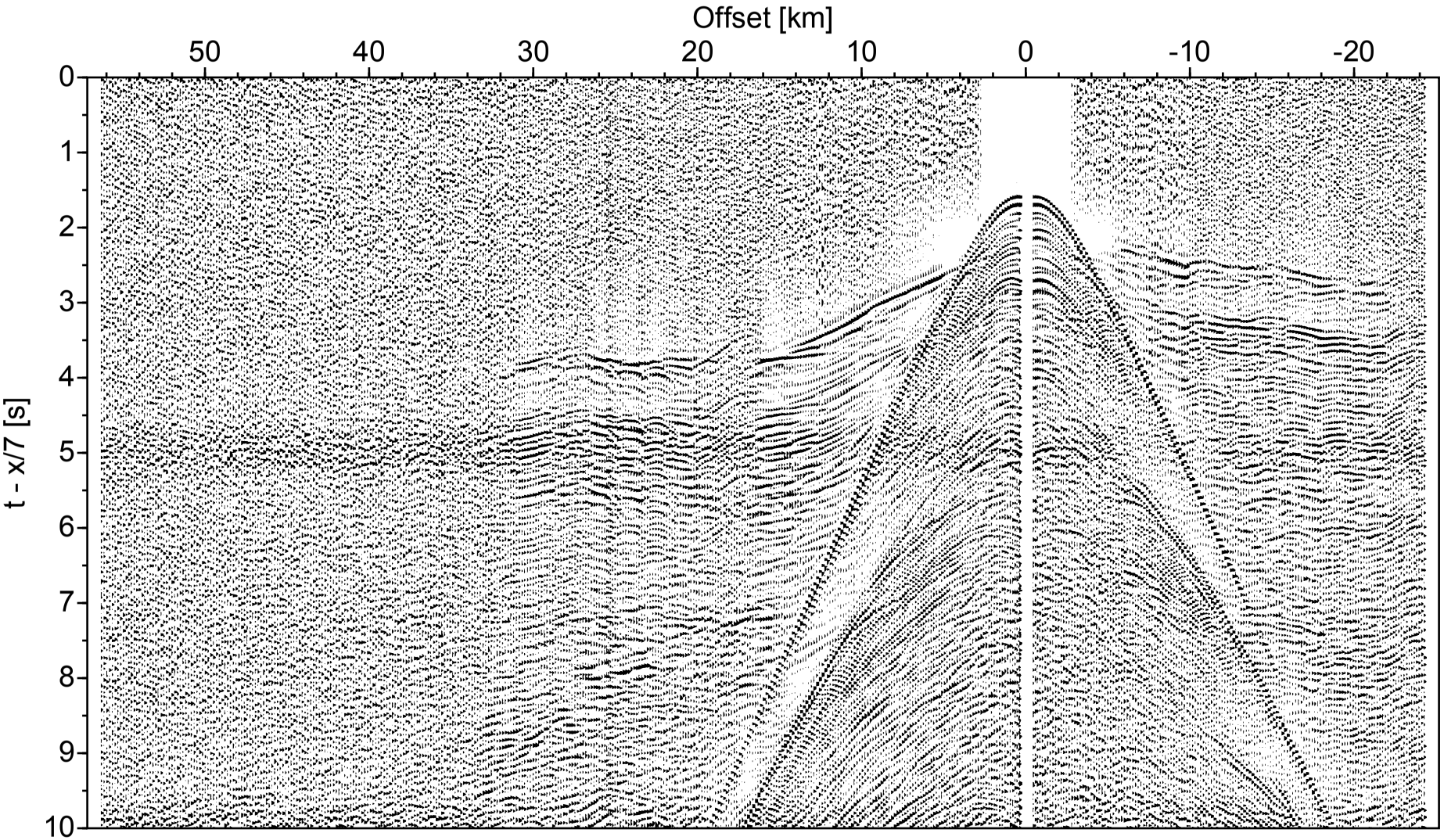
OBS-10 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



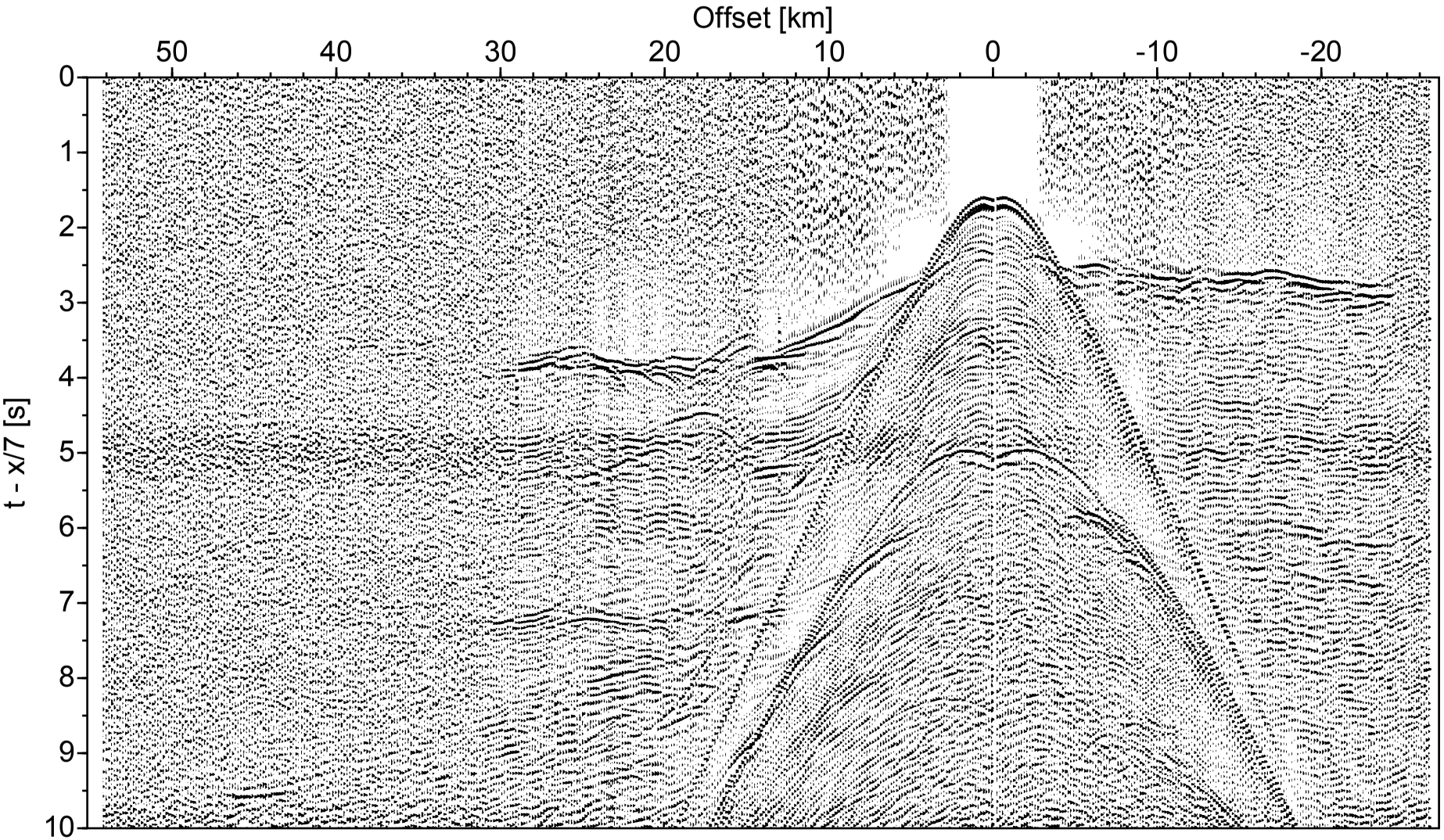
OBS-11 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



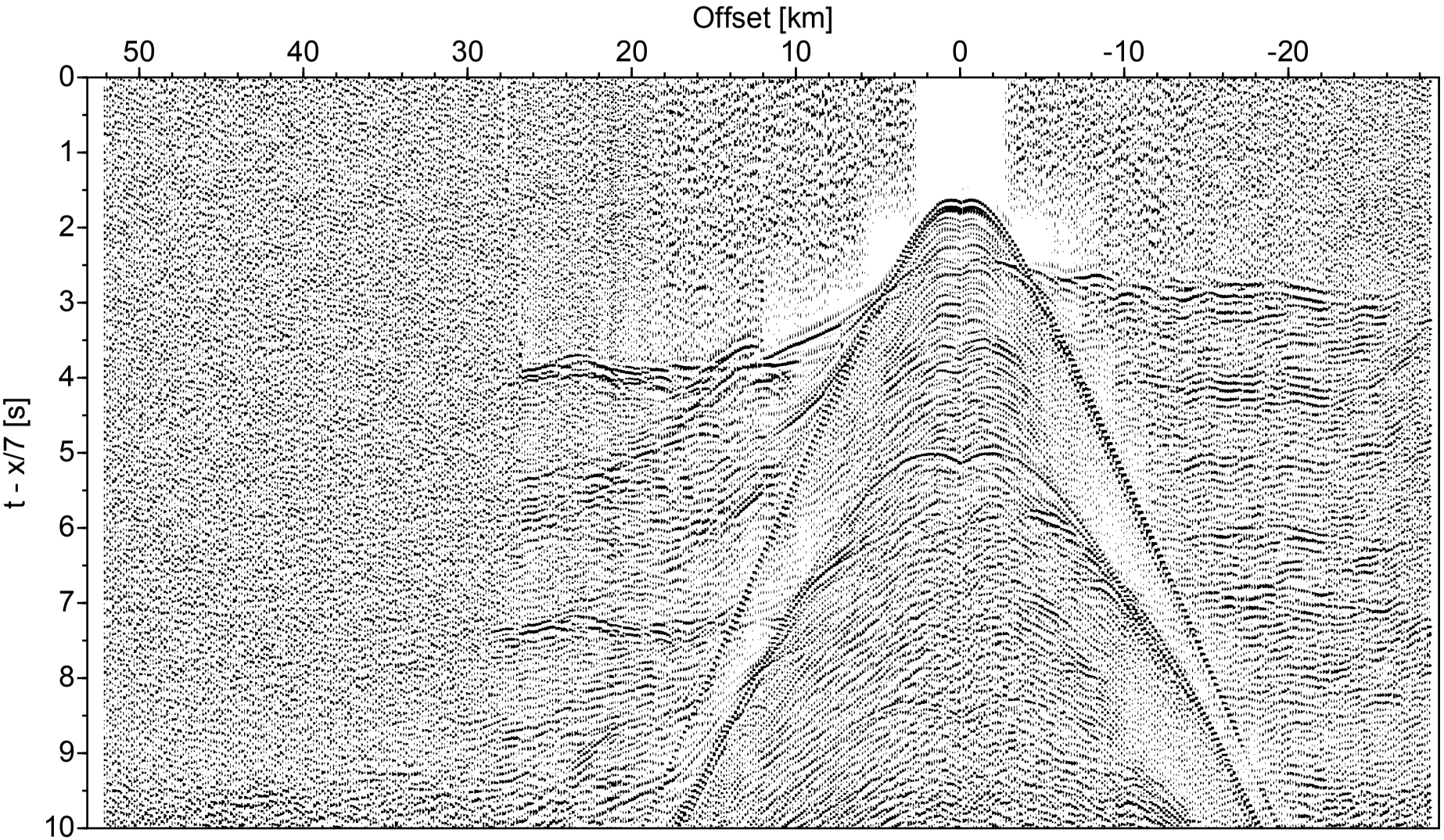
OBS-12 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



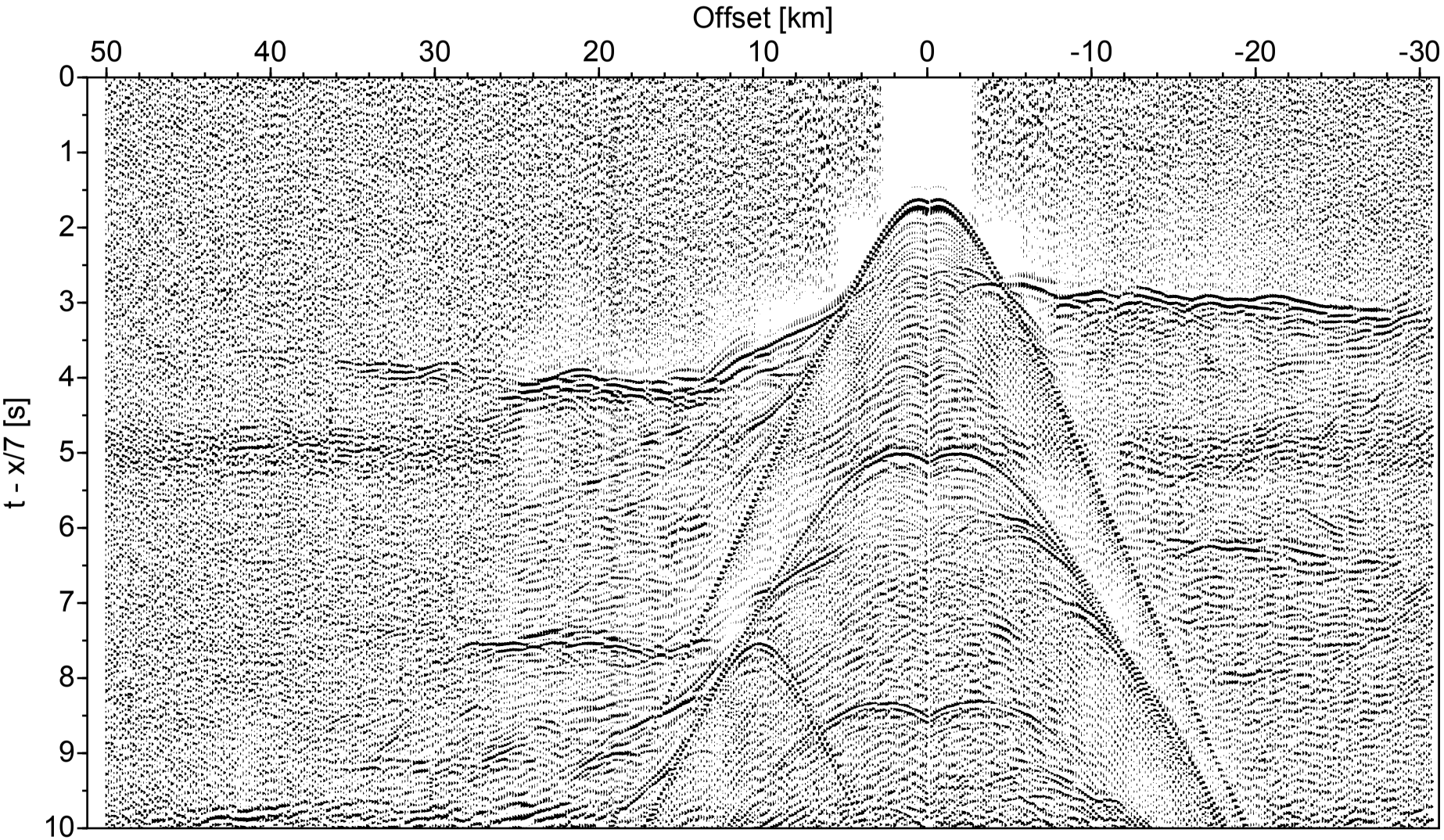
OBS-13 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



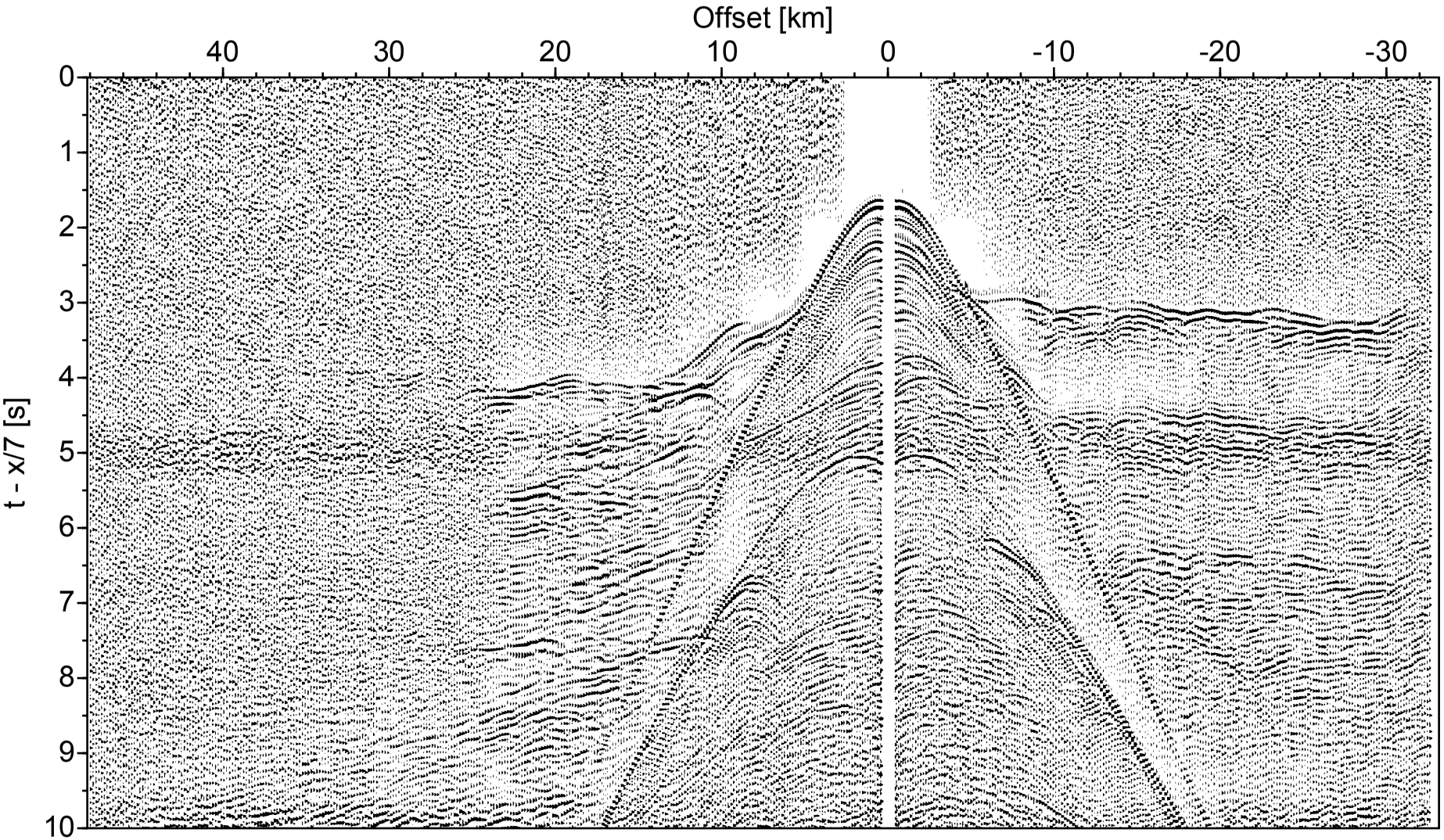
OBS-14 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



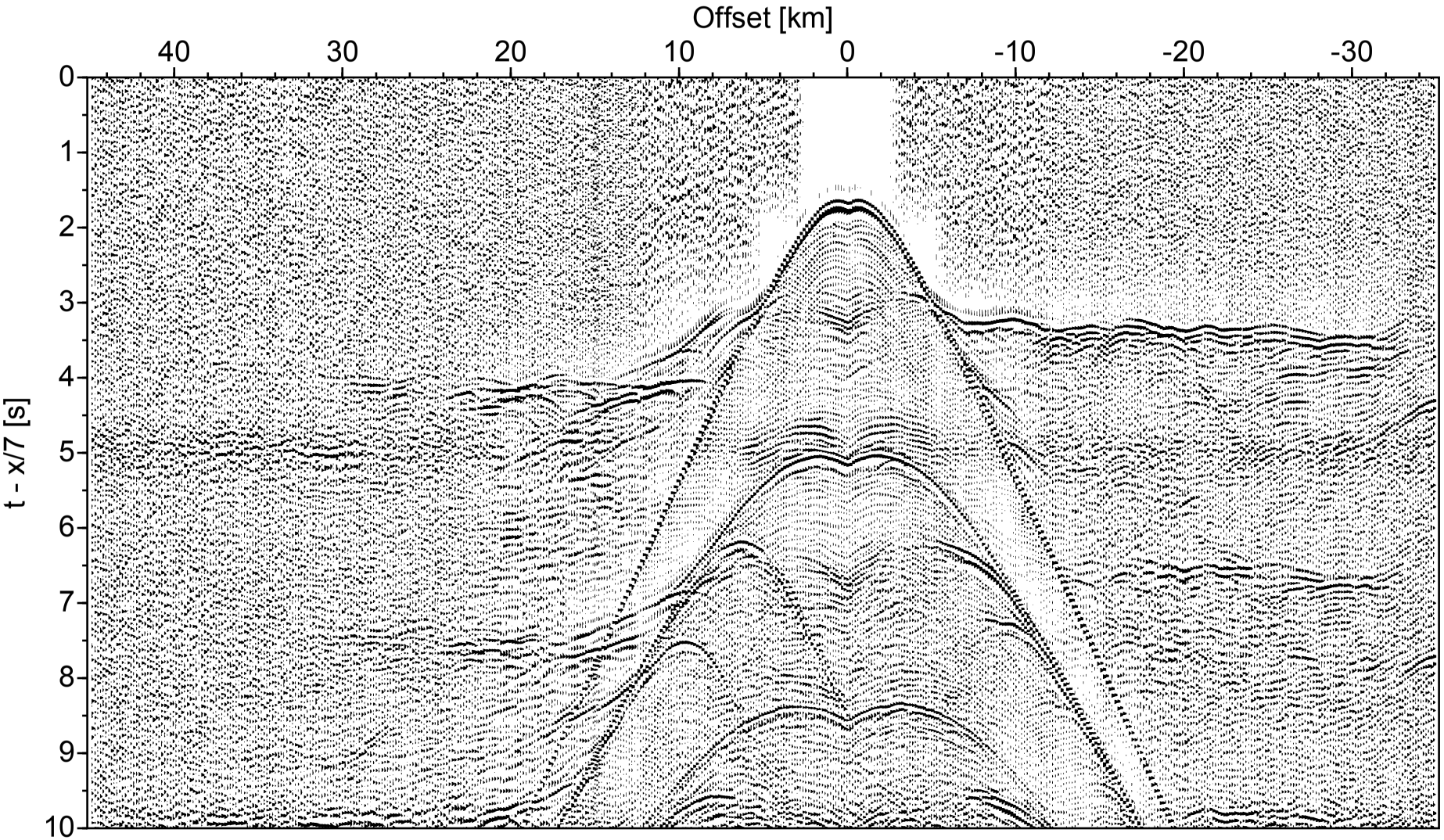
OBS-15 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



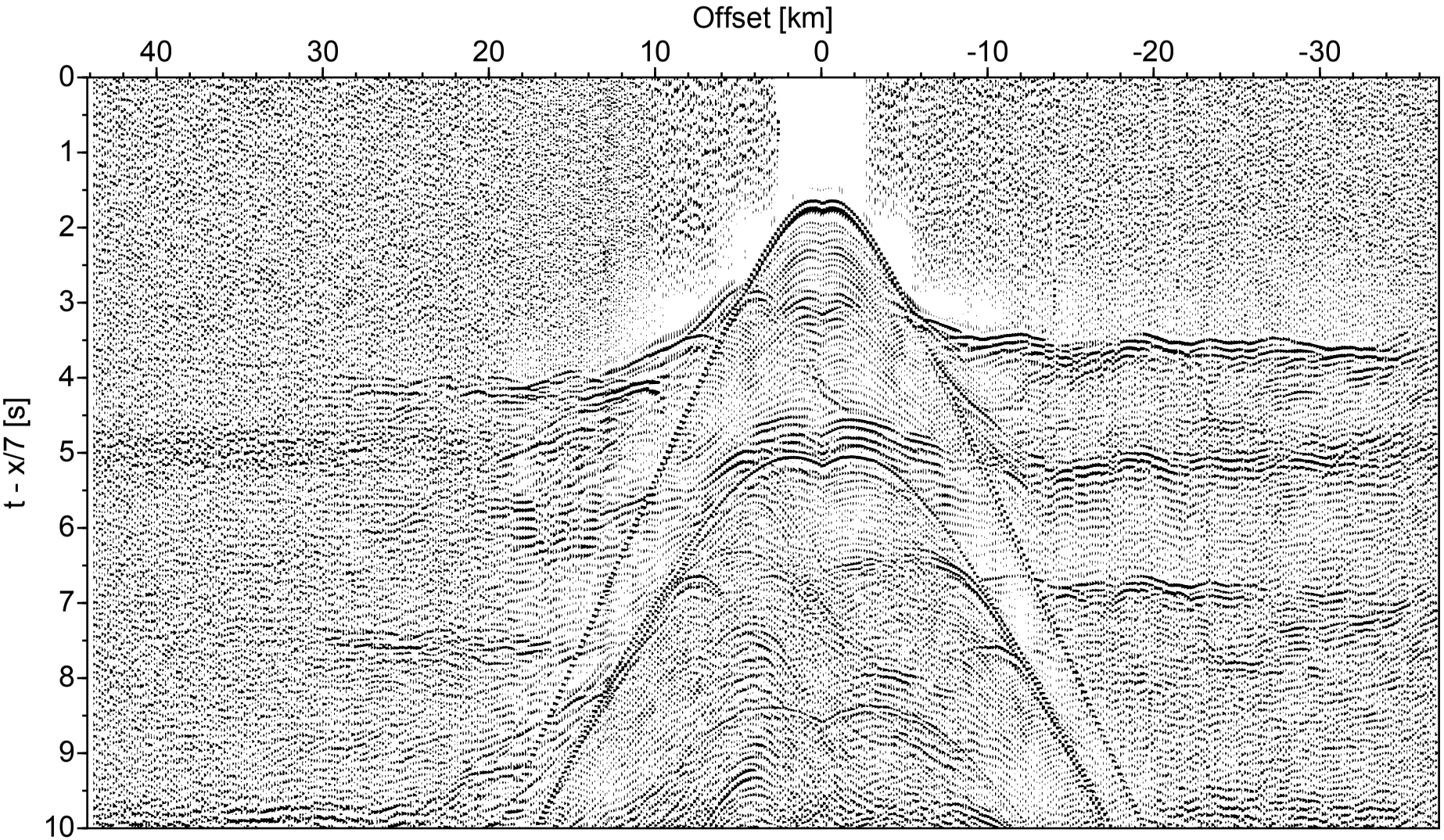
OBS-16 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



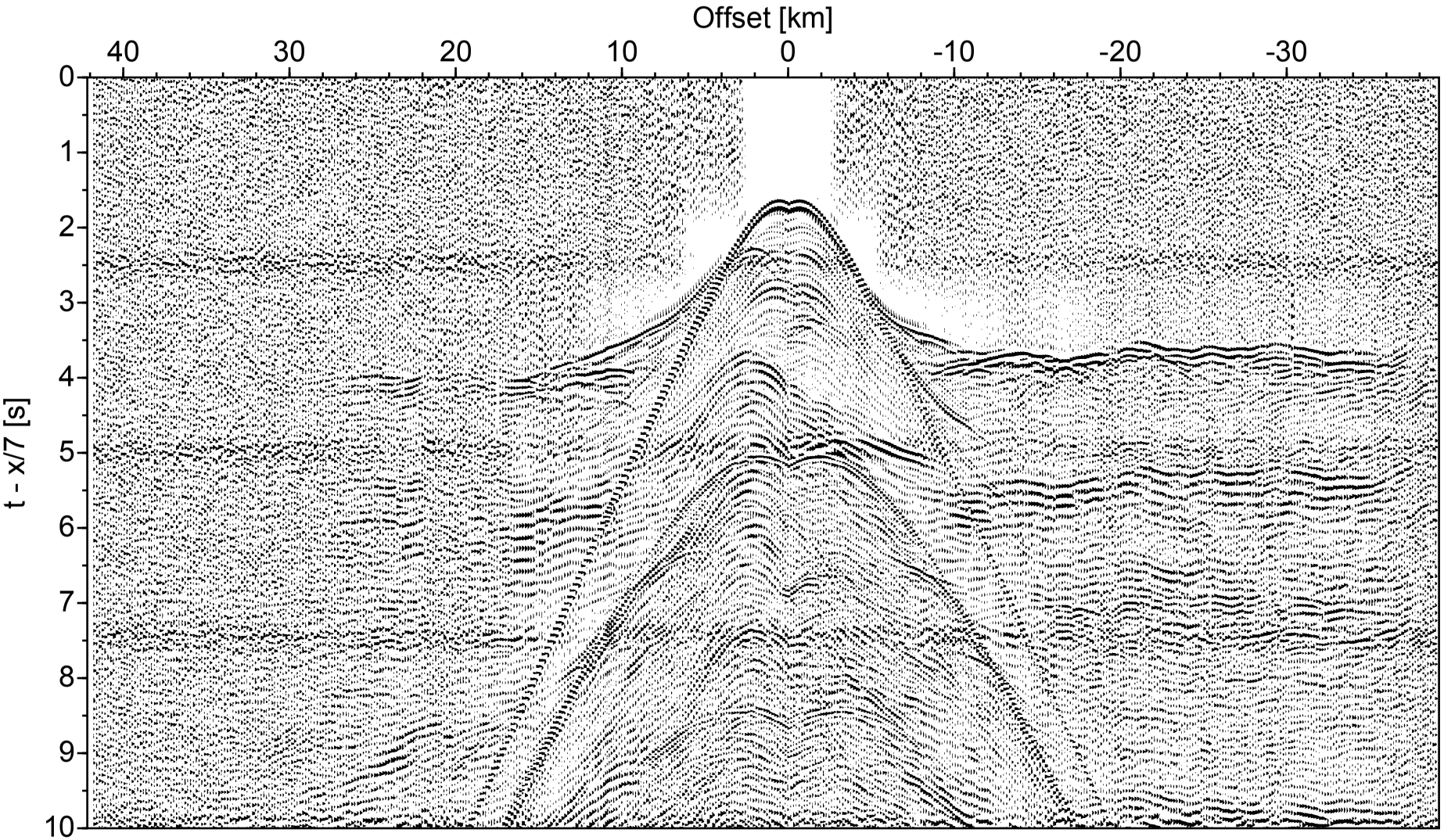
OBS-17 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



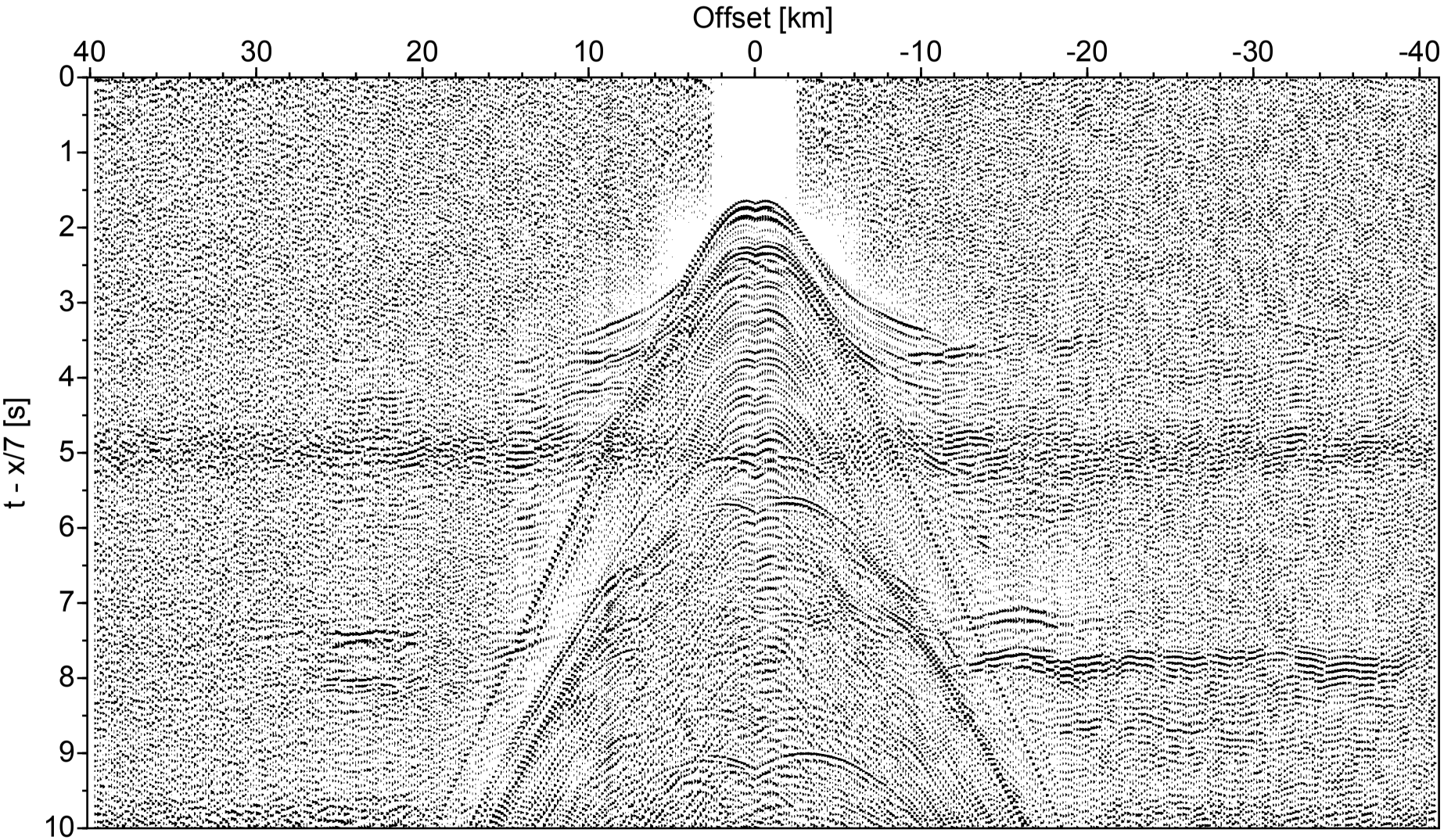
OBS-18 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



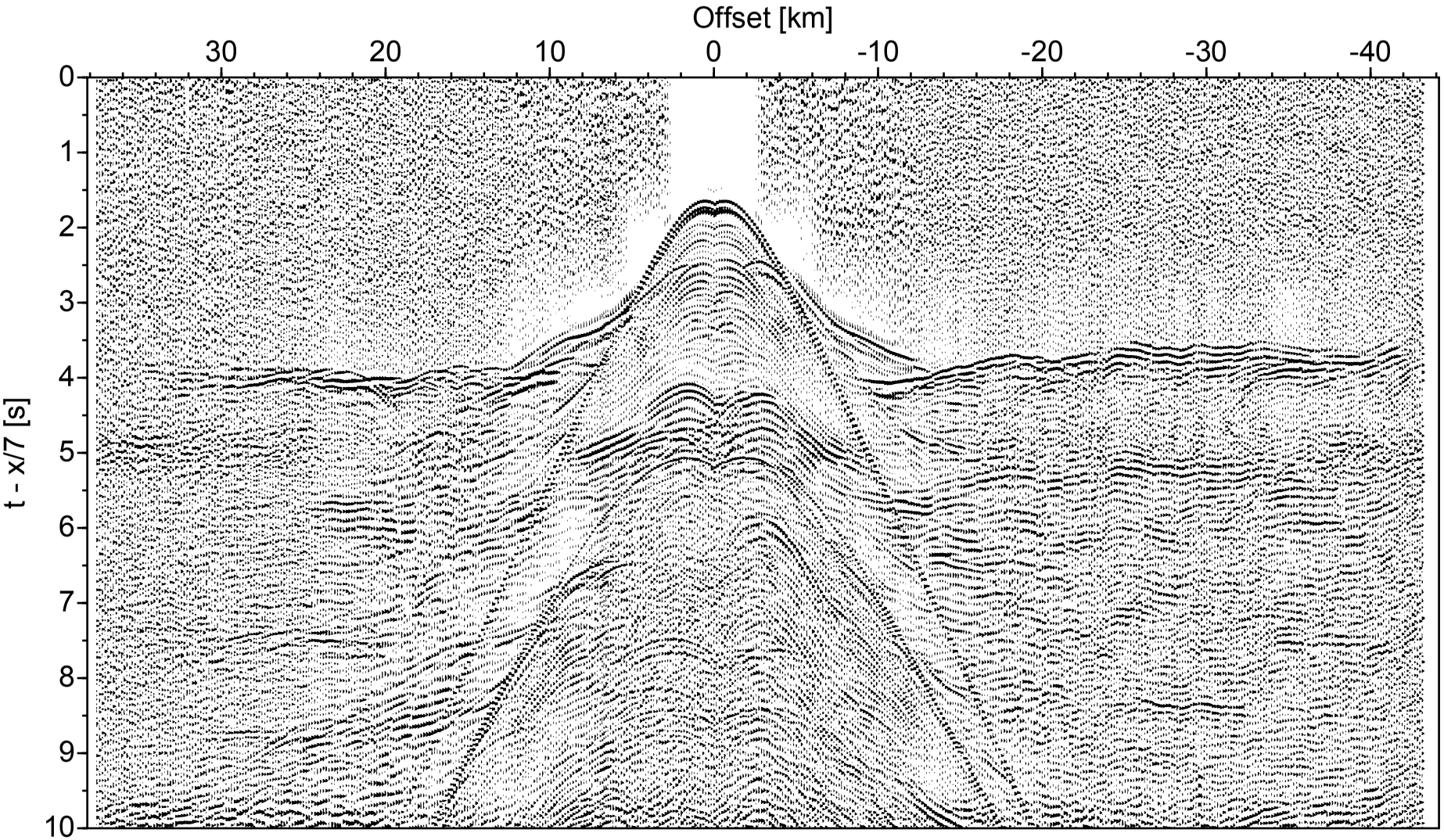
OBS-19 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



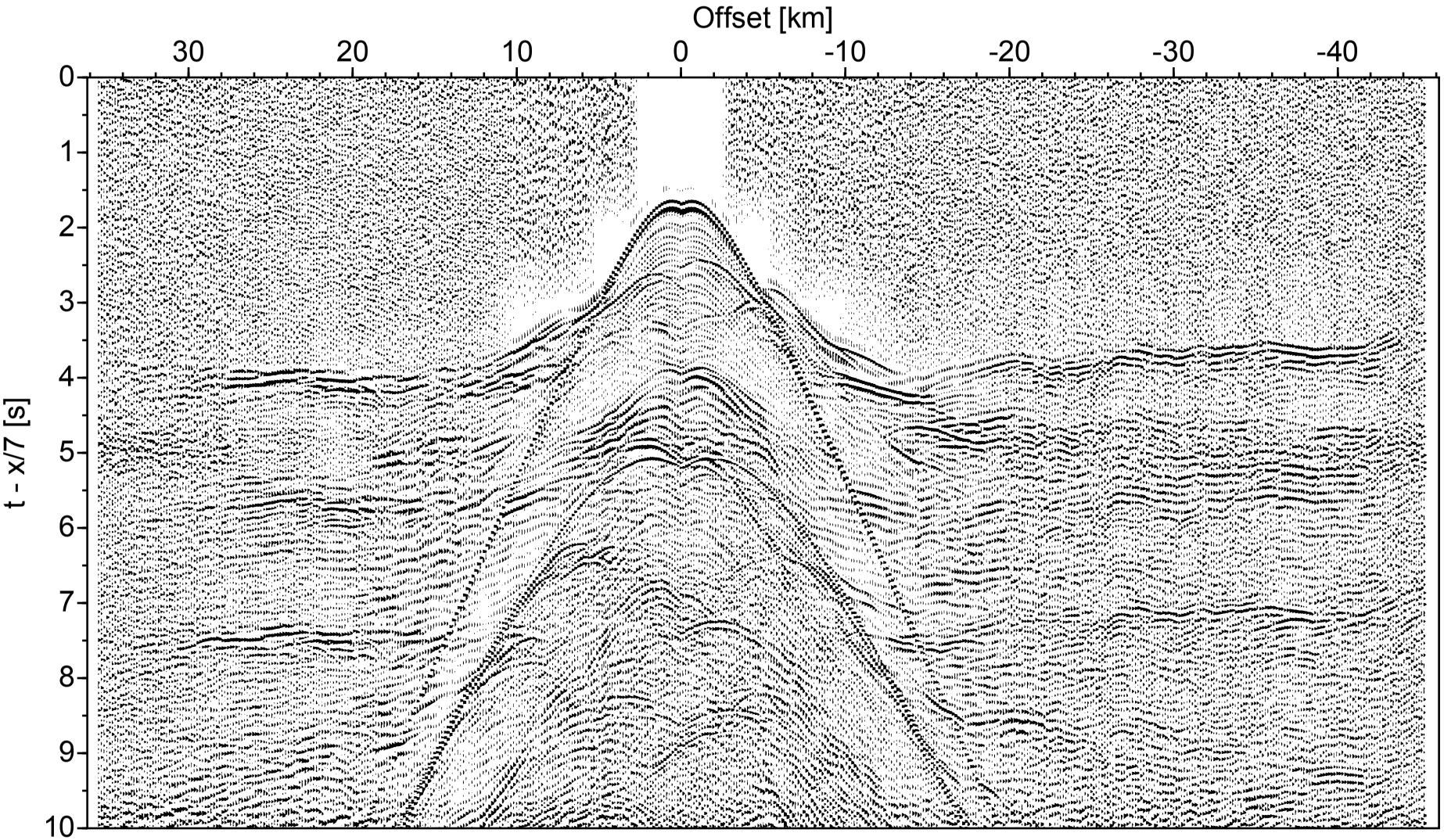
OBS-20 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



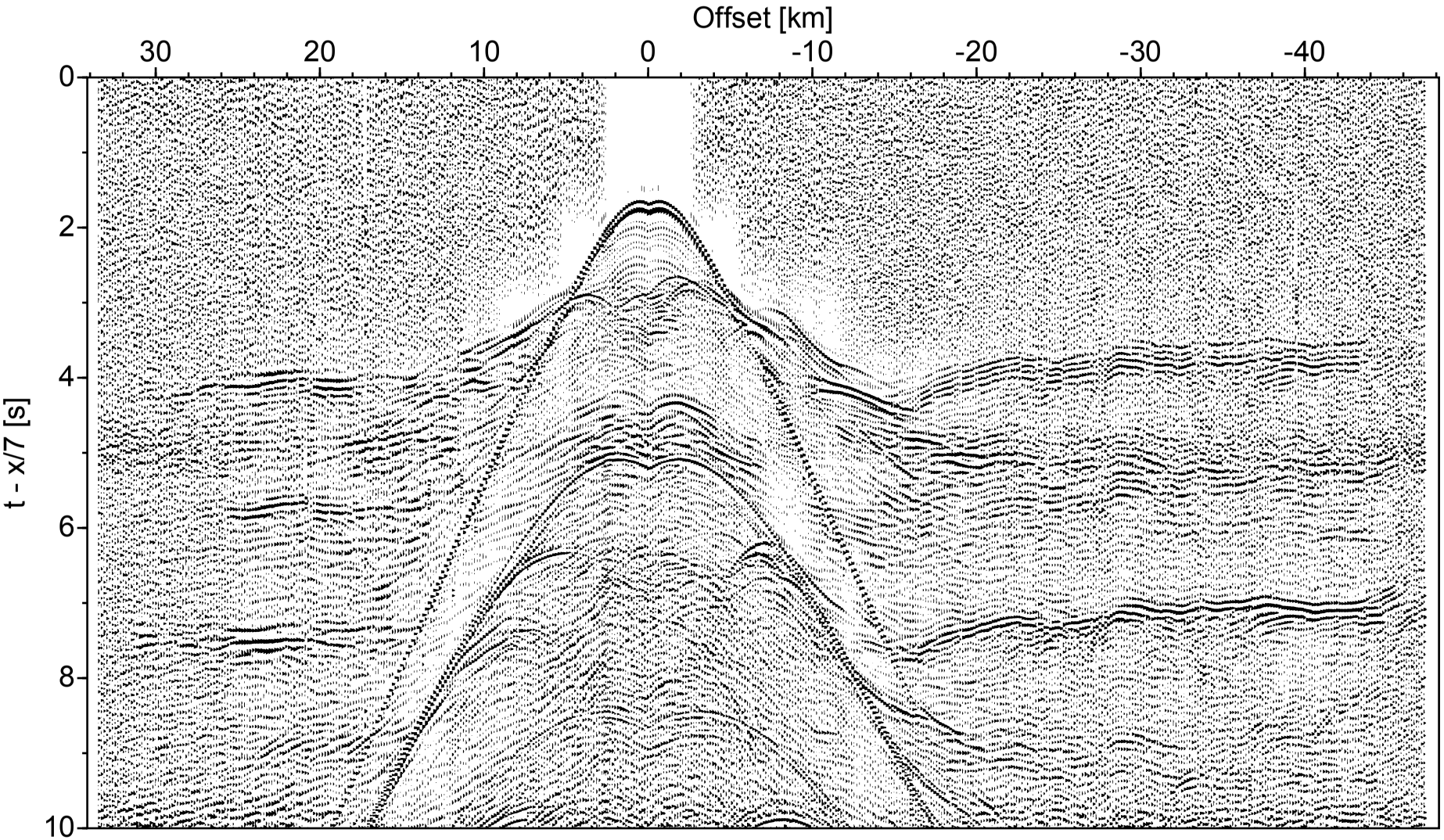
OBS AB21 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



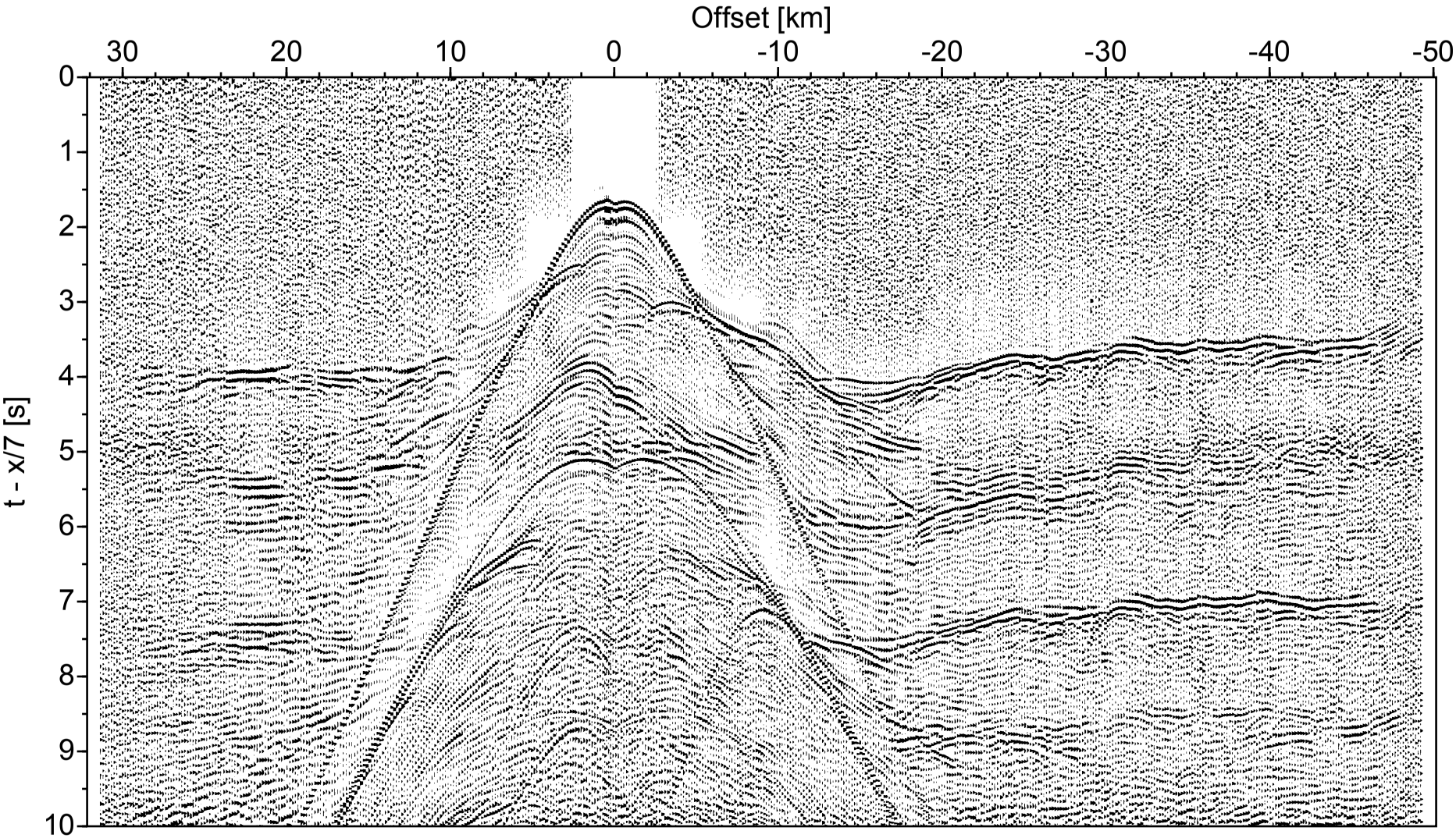
OBS-22 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



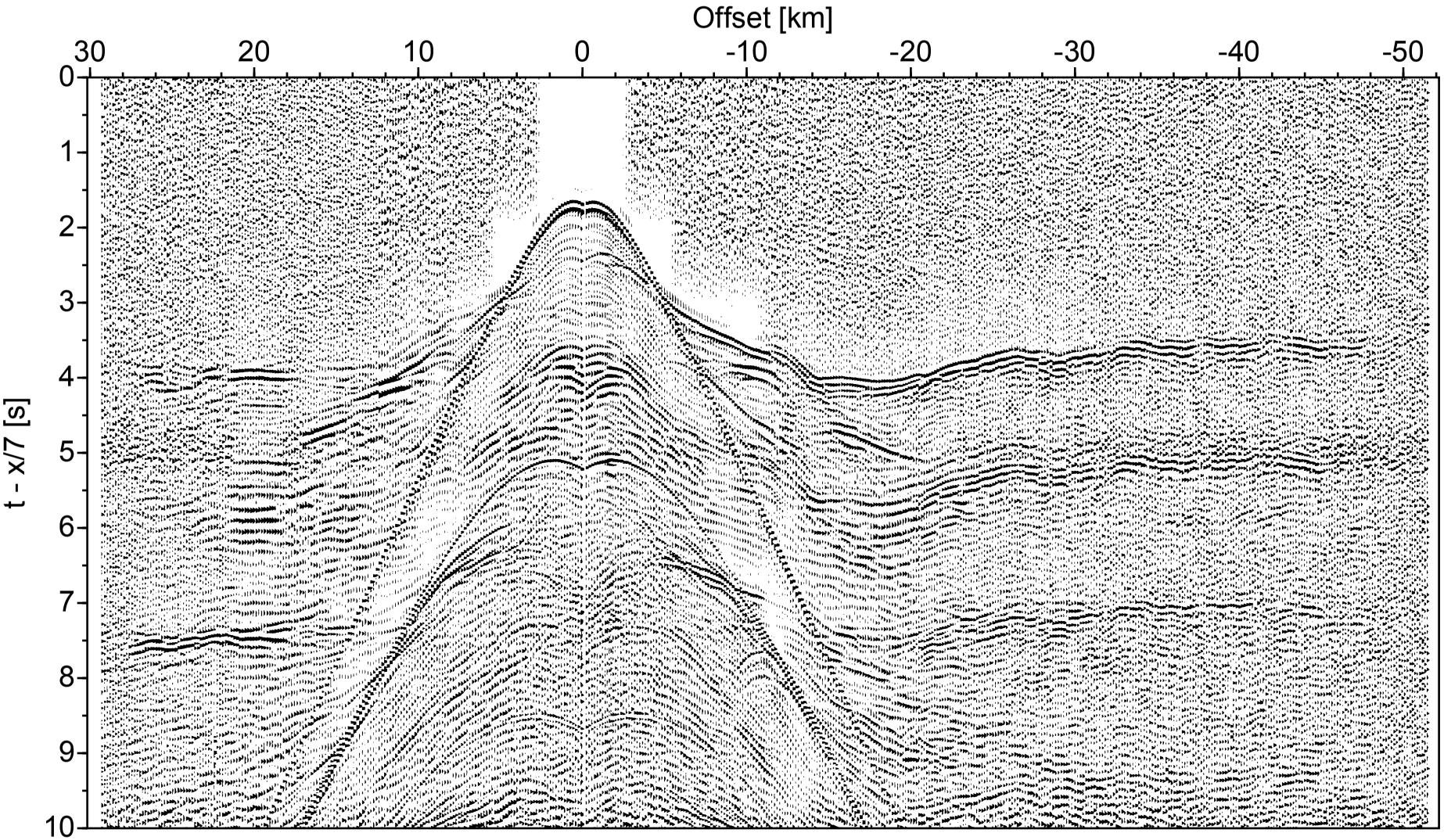
OBS-23 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



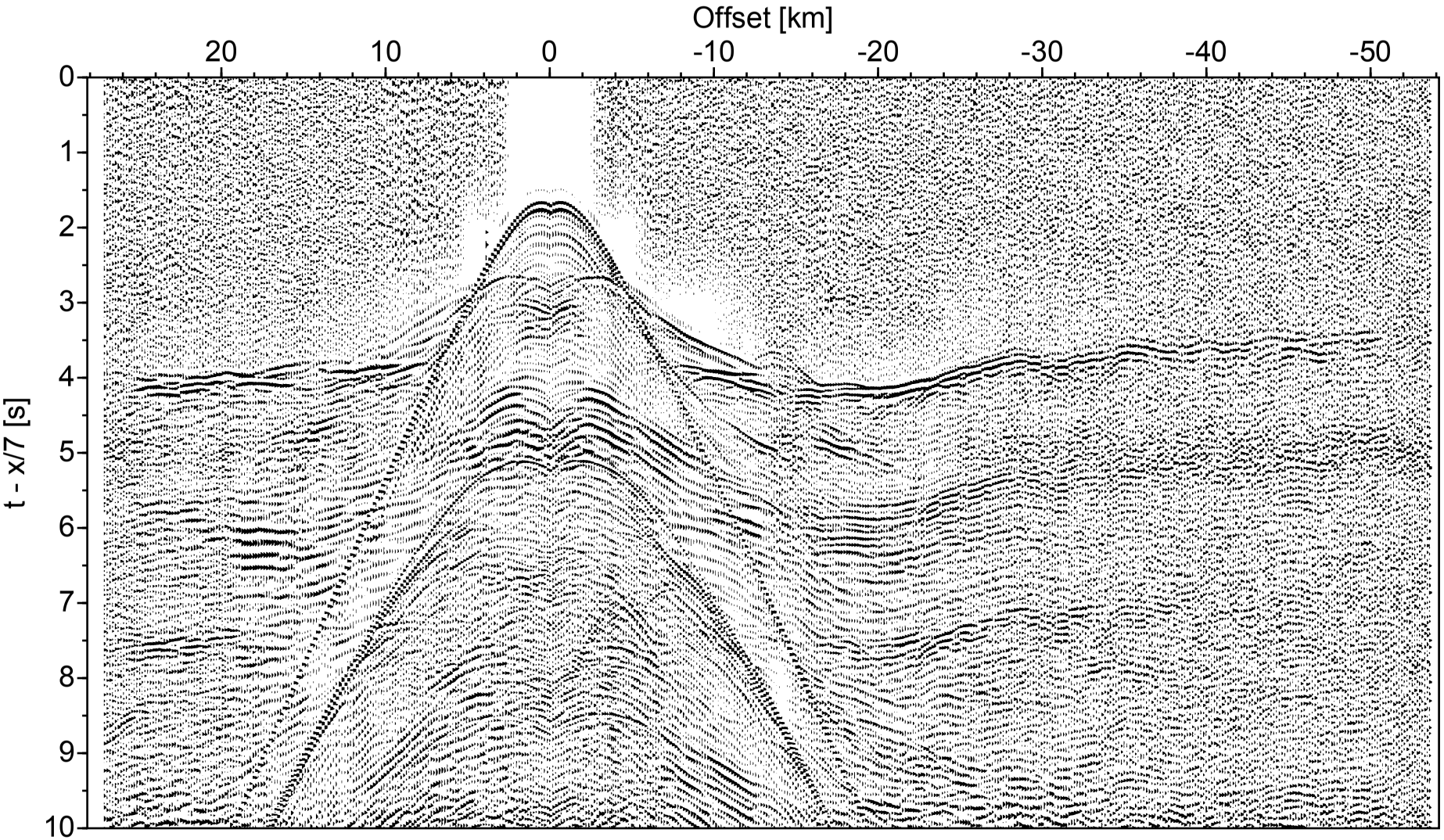
OBS-24 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



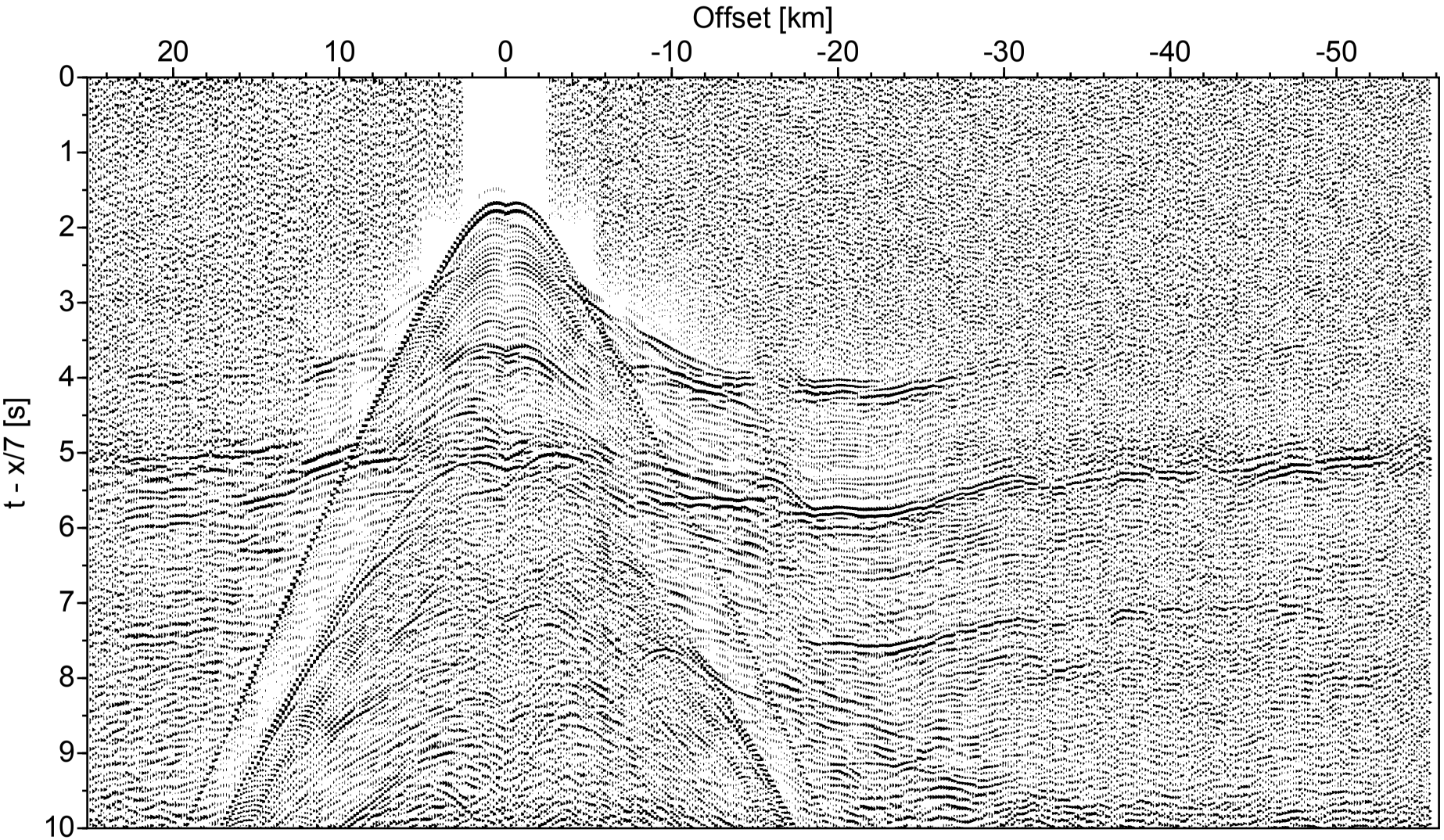
OBS-25 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



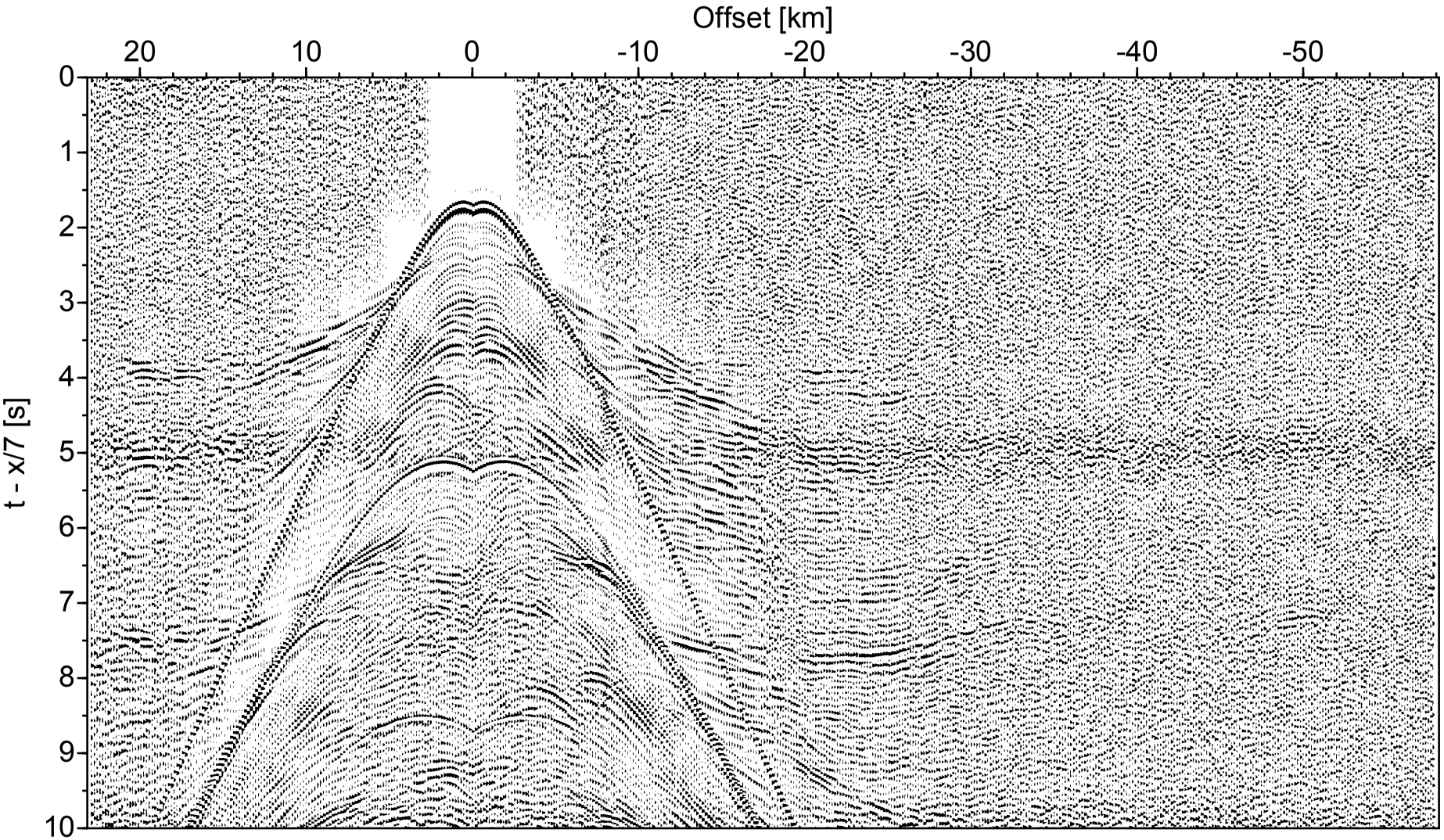
OBS-26 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



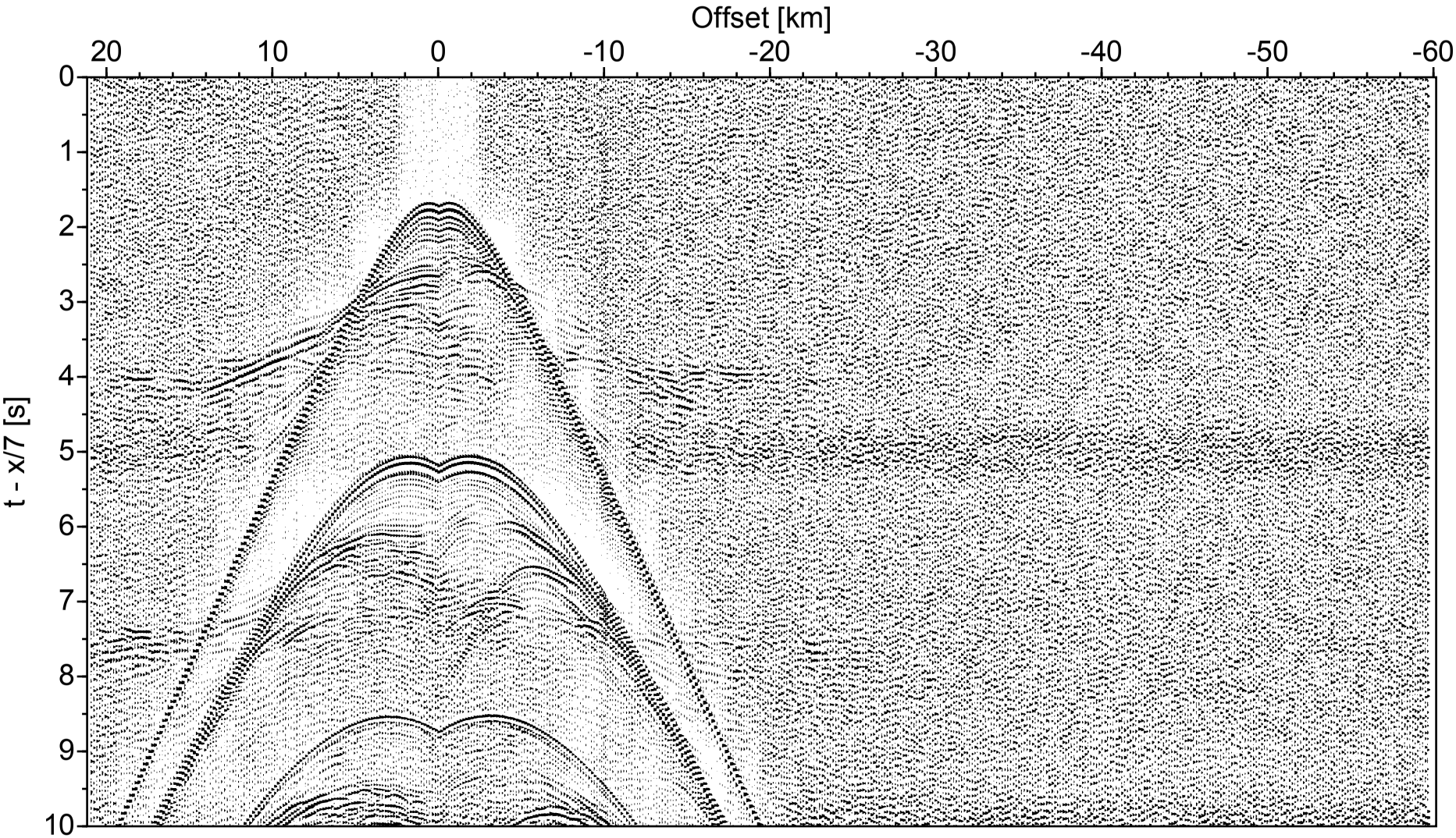
OBS-27 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



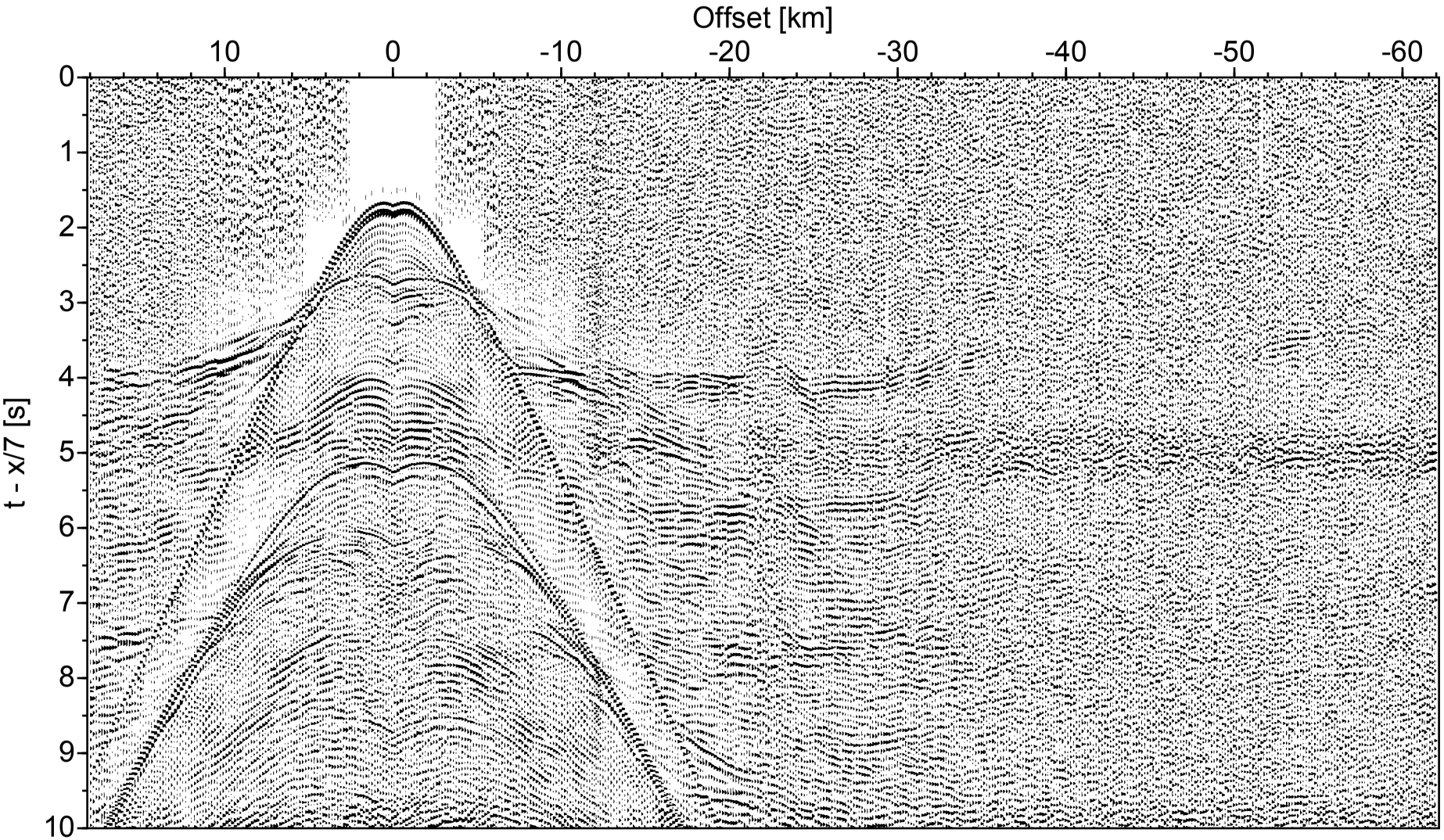
OBS-28 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



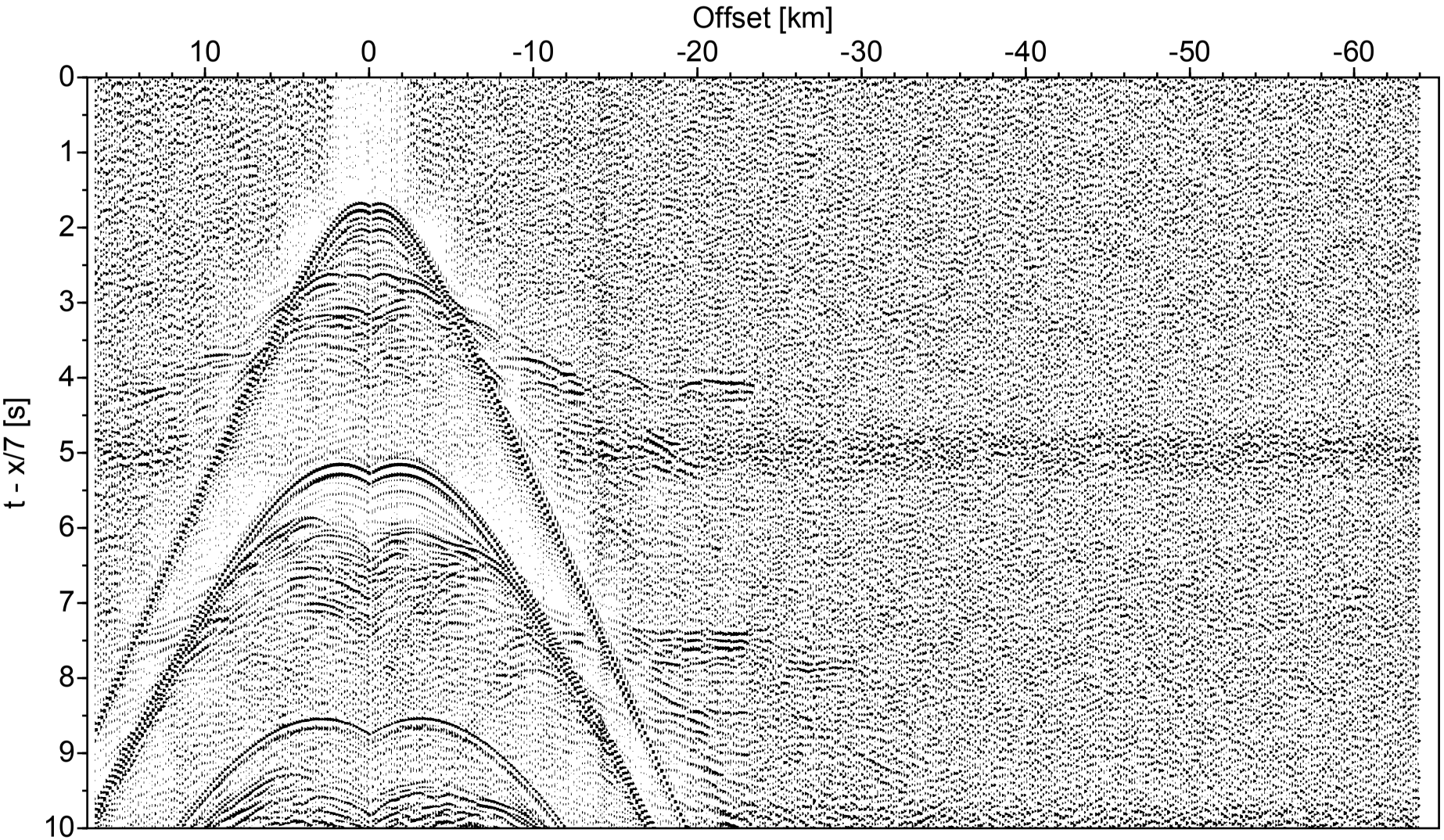
OBS-29 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



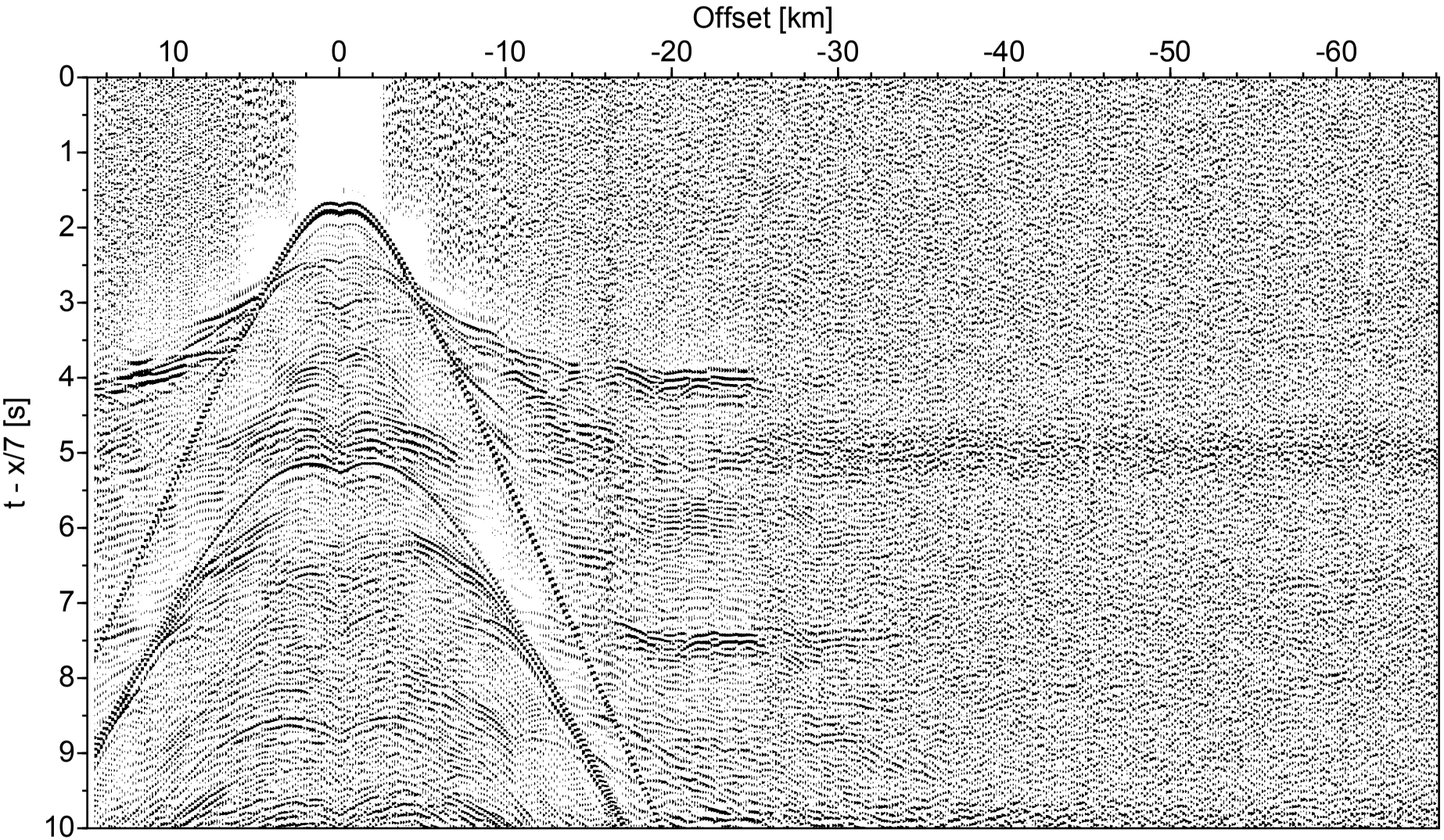
OBS-30 - Hydrophone / debias-whiten-filter-agc



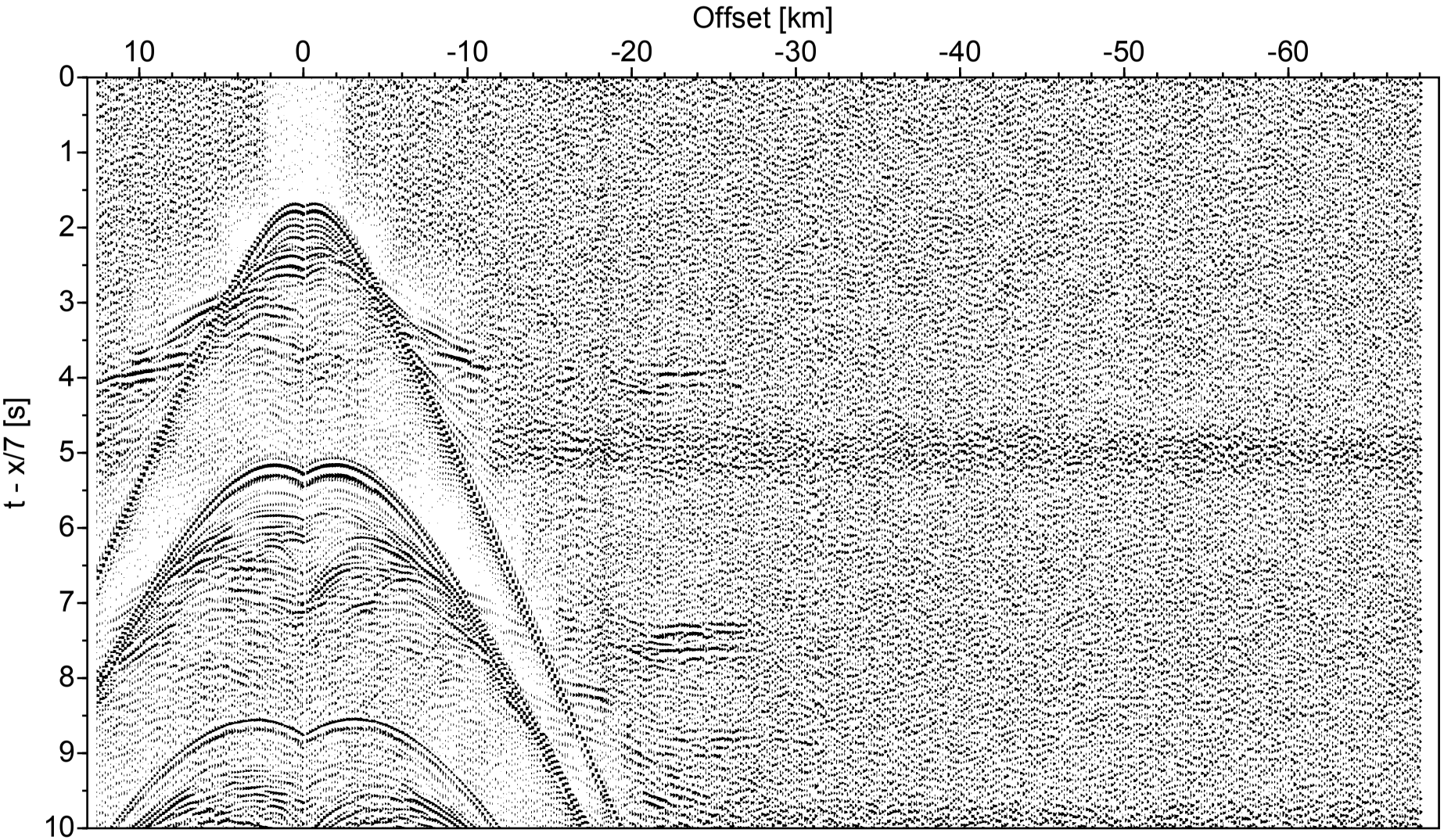
OBS-31 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



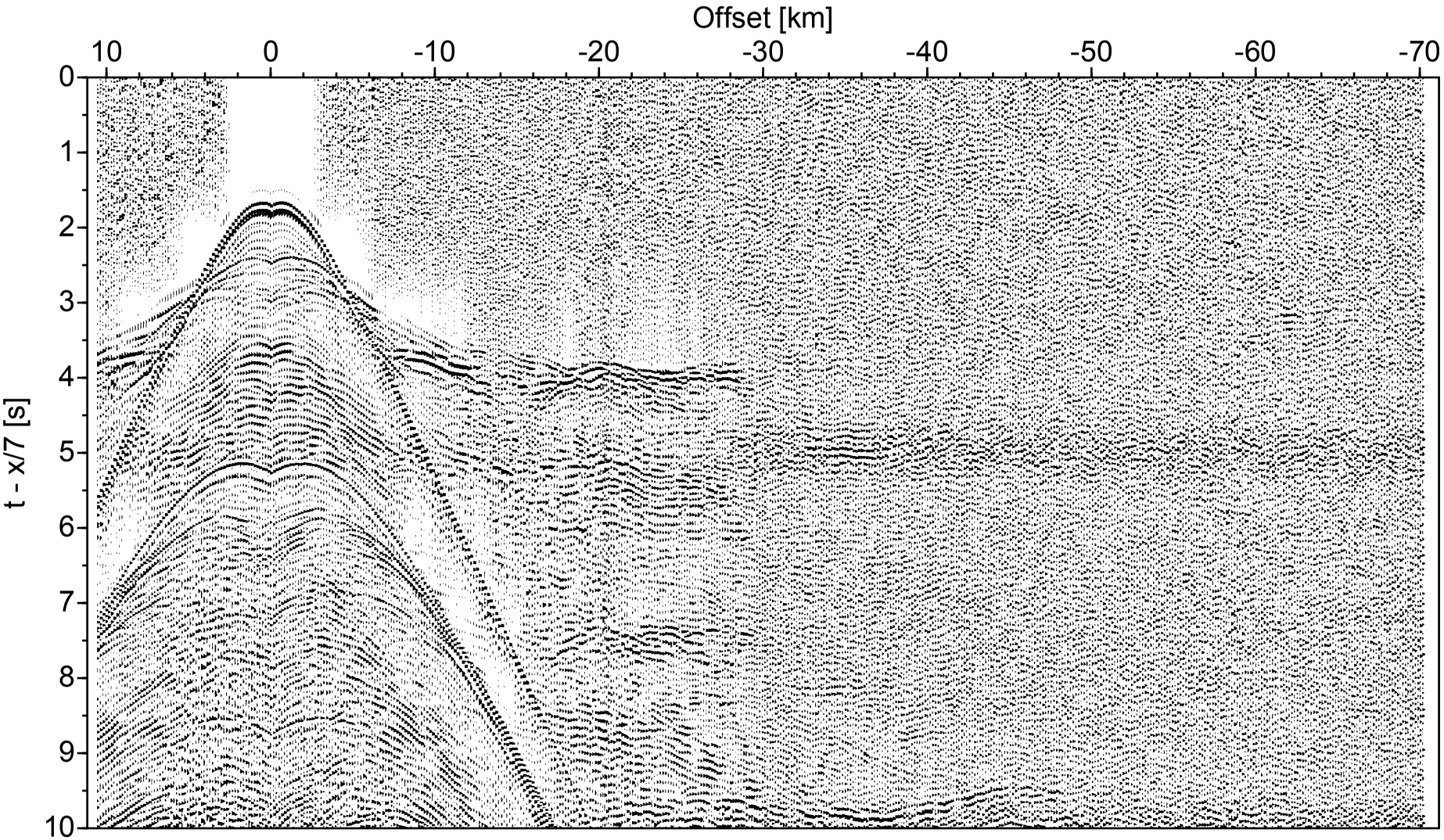
OBS-32 - Hydrophone / debias-whiten-filter-agc



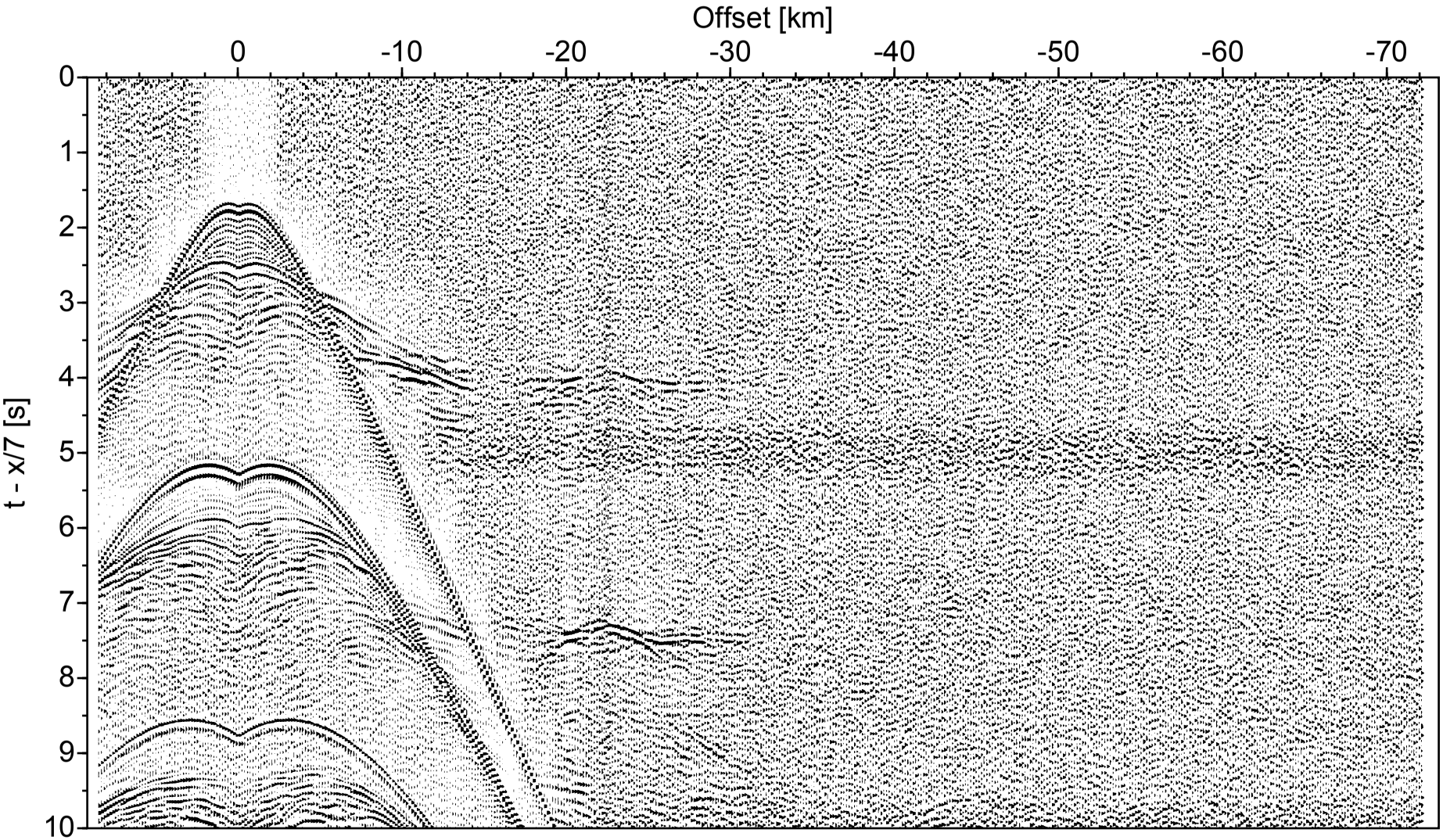
OBS-33 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



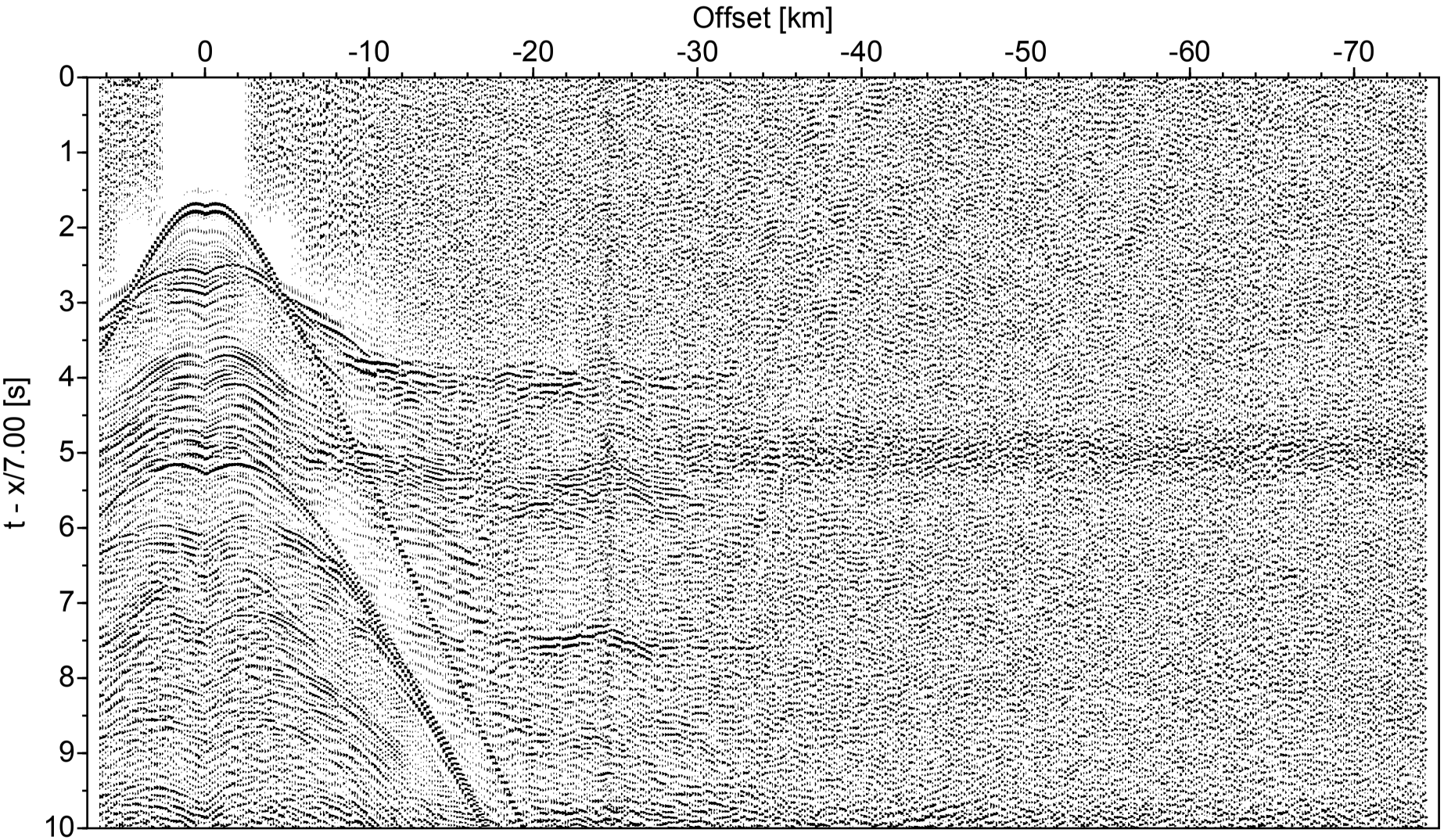
OBS-34 - Hydrophone / debias-whiten-filter-agc



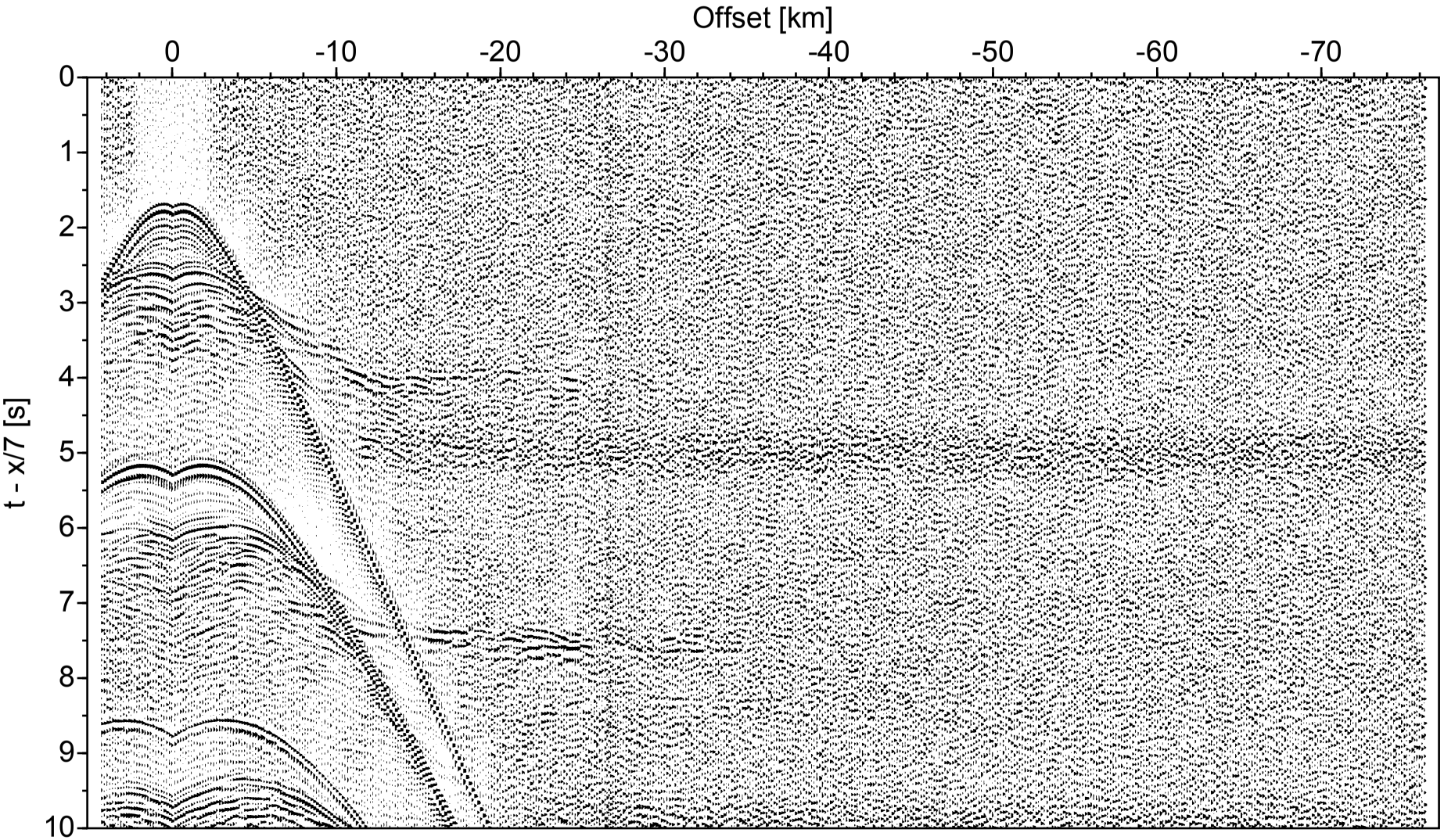
OBS-35 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



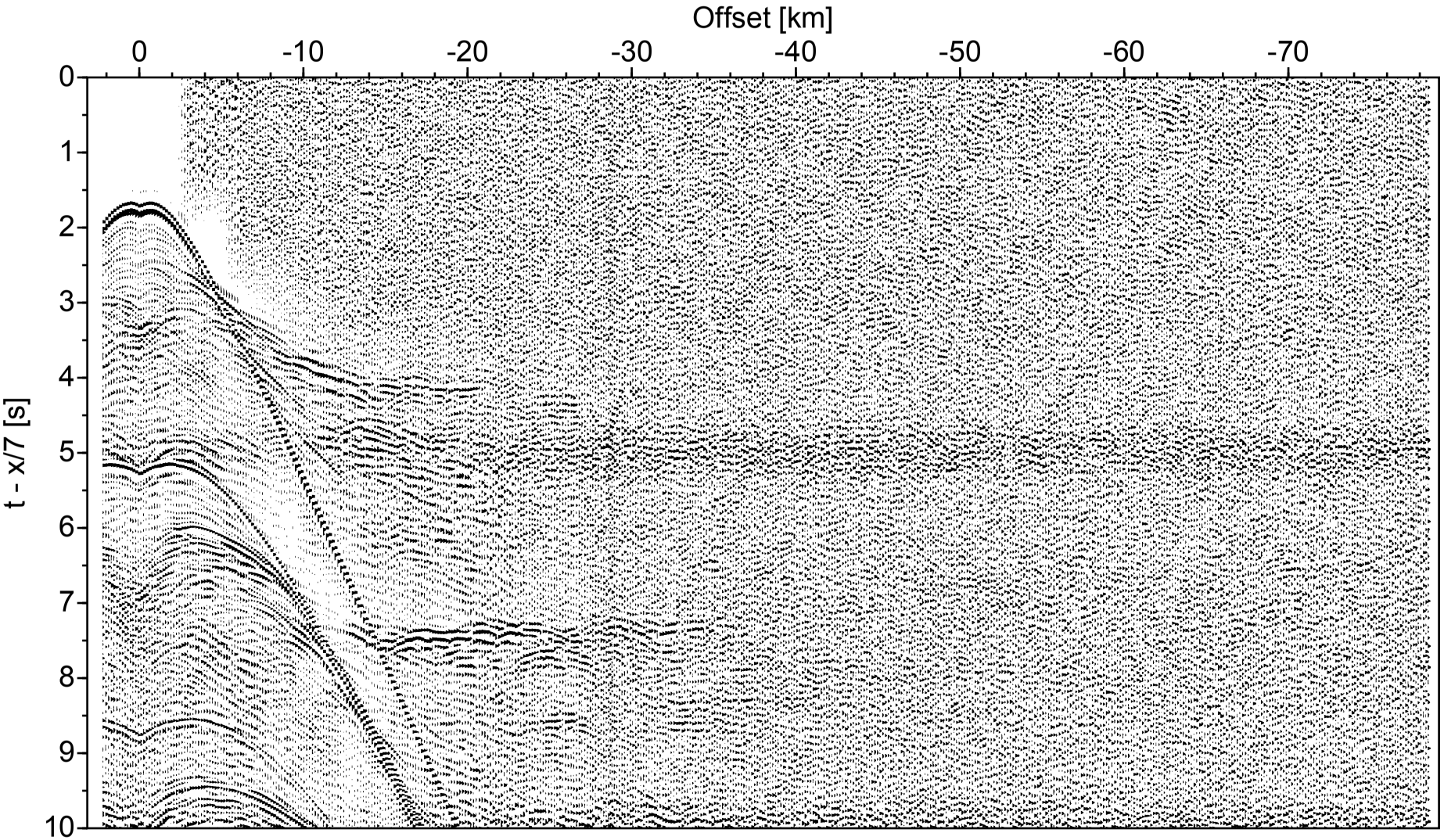
OBS-36 - Hydrophone / debias-whiten-filter-agc



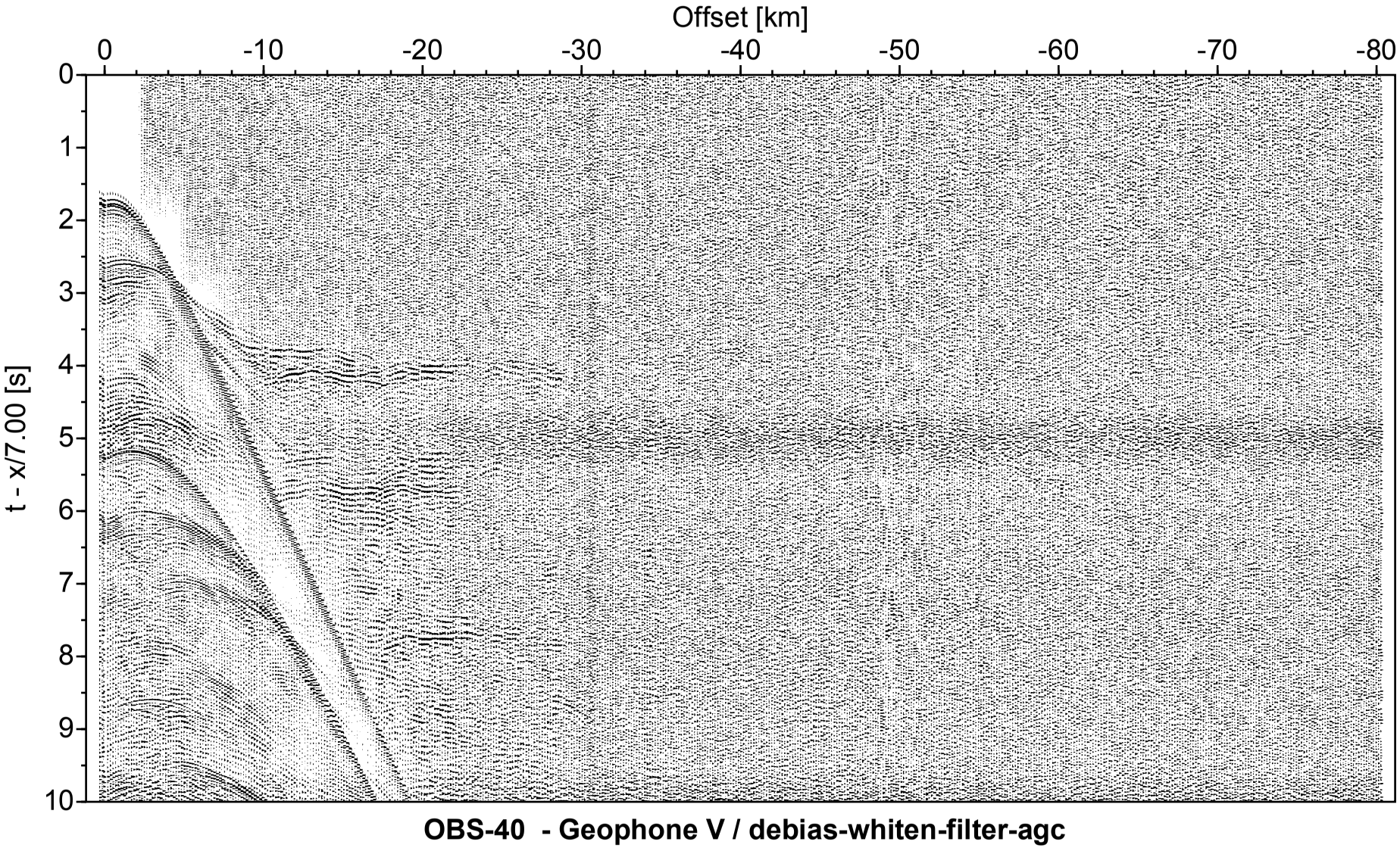
OBS-37 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



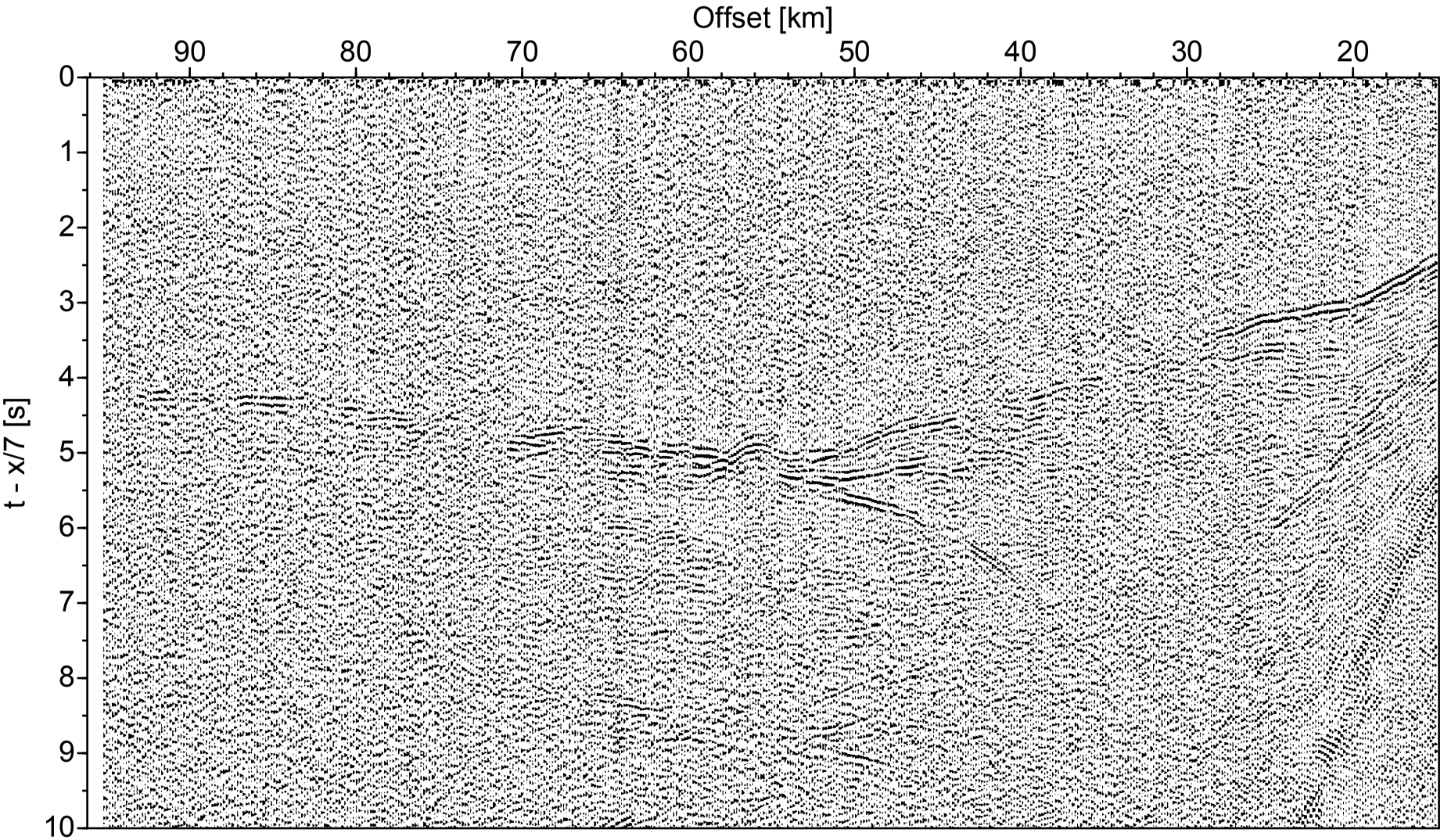
OBS-38 - Hydrophone / debias-whiten-filter-agc



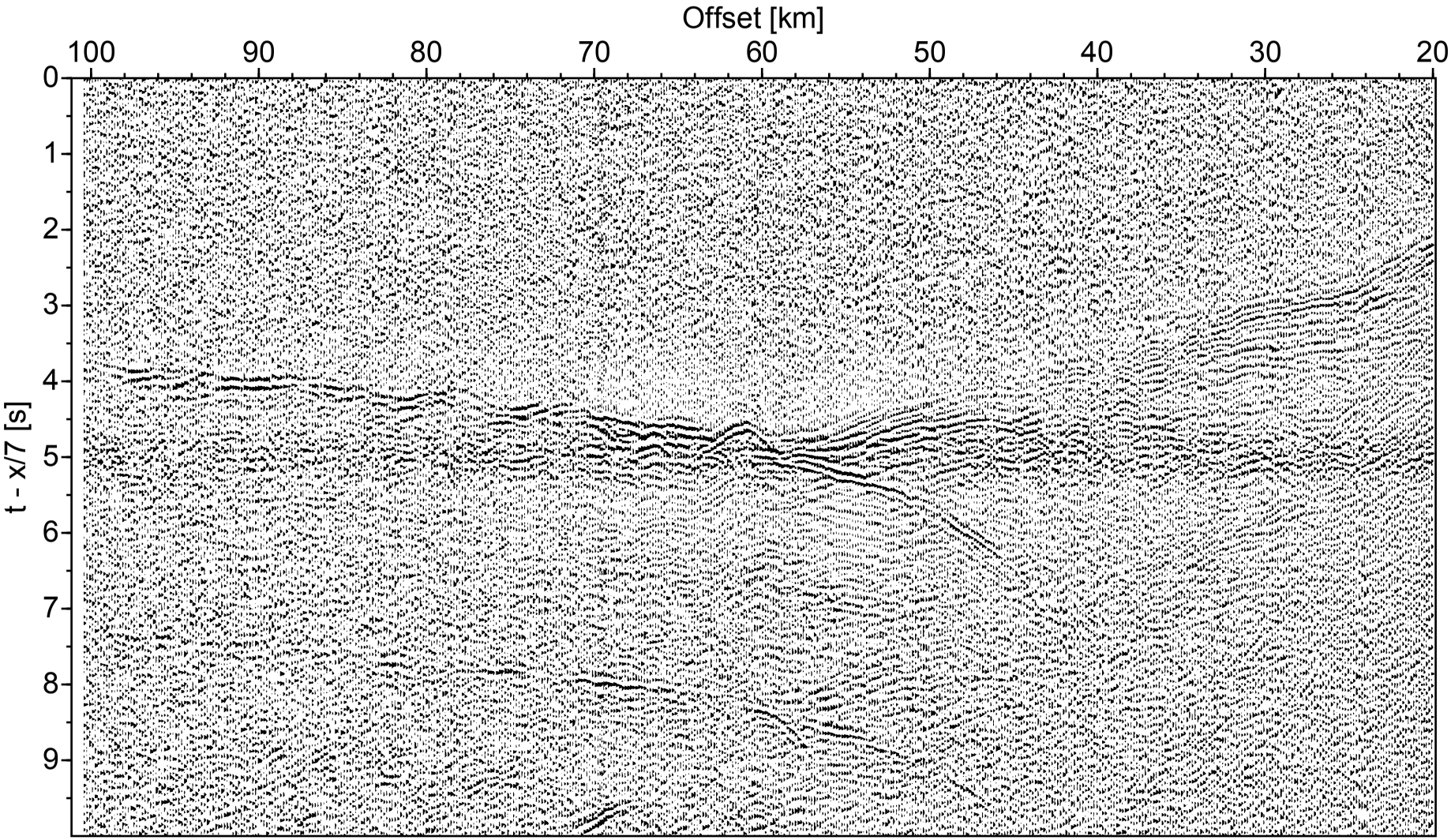
OBS-39 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



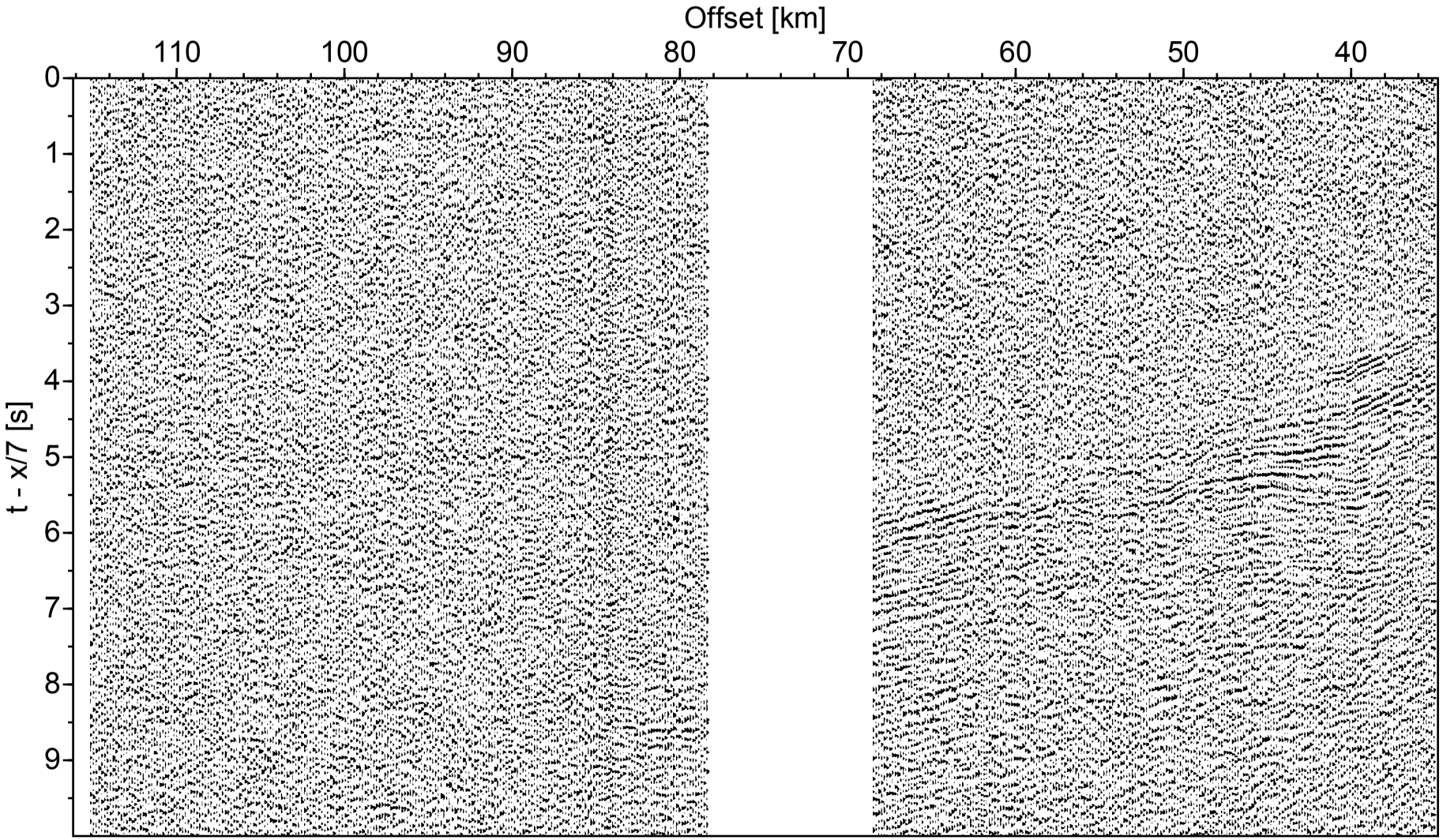
OBS-40 - Geophone V / debias-whiten-filter-agc



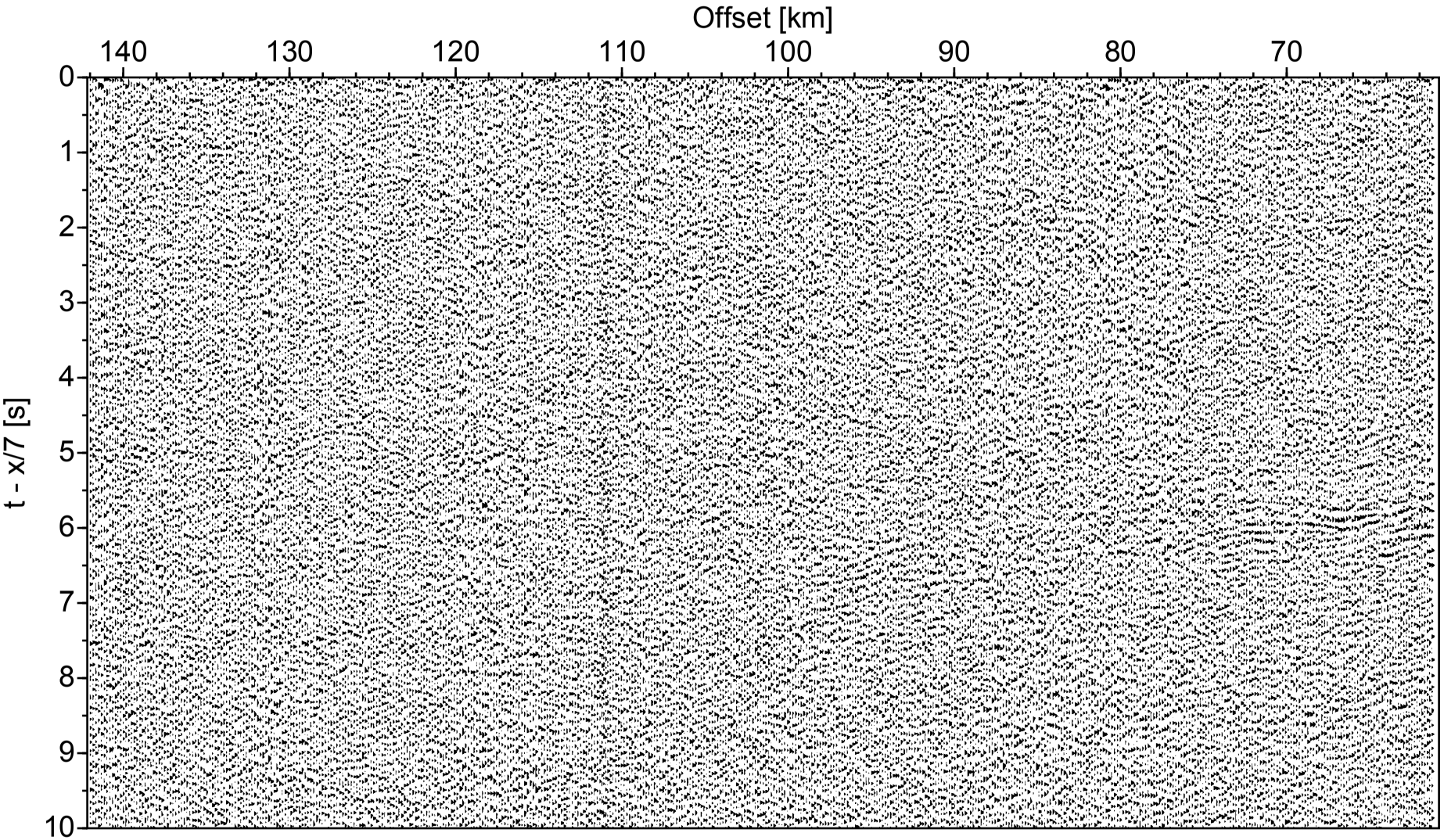
LS-02 - Vertical - debias-whiten-filter-agc



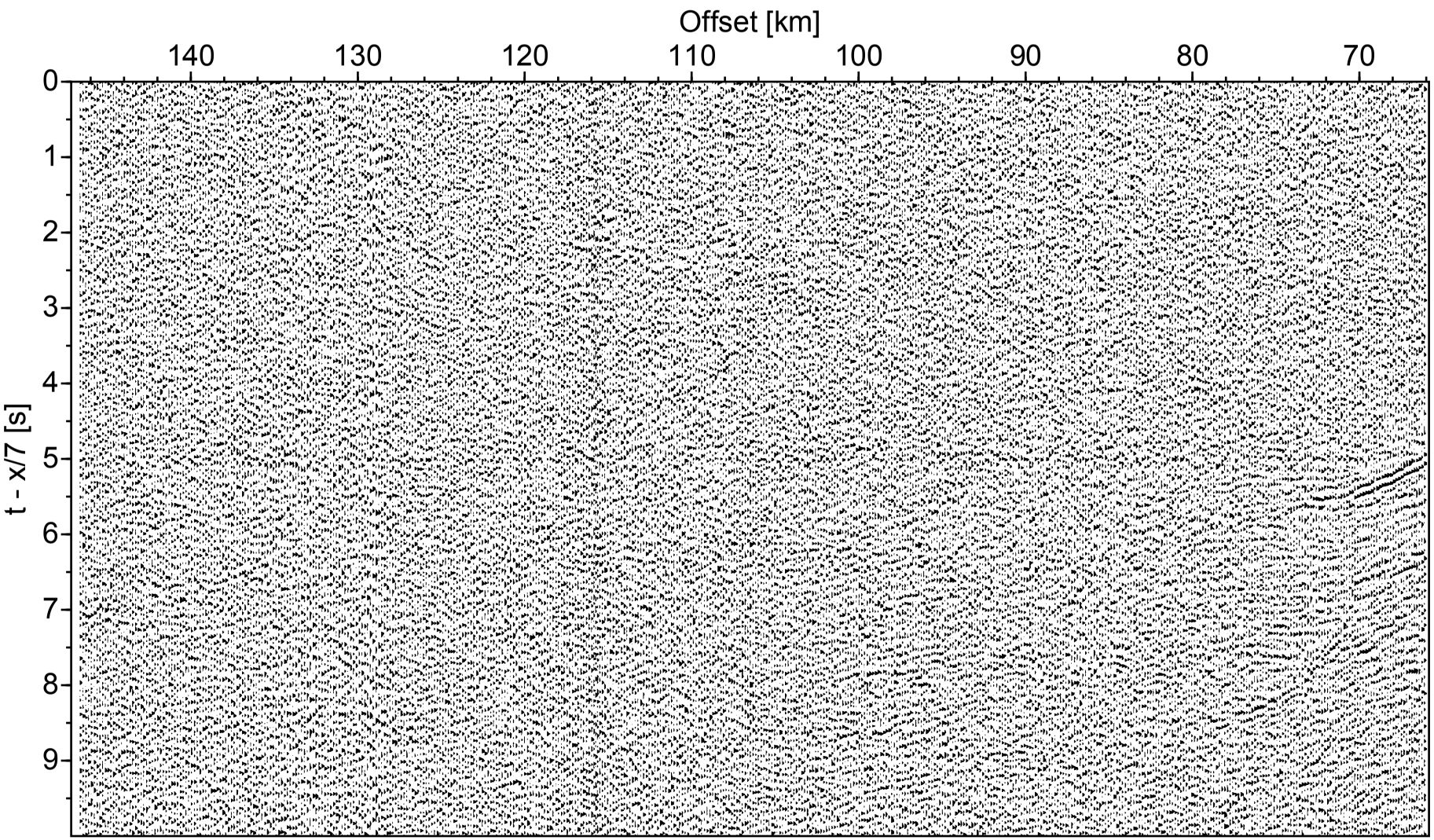
LS-03 - Vertical - debias-whiten-filter-agc



LS-06 - Vertical - debias-whiten-filter-agc



LS-11 - Vertical - debias-whiten-filter-agc



LS-12 - Vertical - debias-whiten-filter-agc

Annexe 3 : Publication complémentaire

La transition du basin d'Alborán au bassin algérien (mer méditerranée occidentale) : chrono-stratigraphie, structure crustale profonde et évolution tectonique à l'arrière d'un étroit slab en recul.

The transition from Alboran to Algerian basins (WesternMediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system

Annexe 3 : Publication complémentaire

Journal of Geodynamics 77 (2014) 186–205

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Geodynamics

journal homepage: http://www.elsevier.com/locate/jog

The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system

Mourad Medaouri[a], Jacques Déverchère[b,*], David Graindorge[b], Rabah Bracene[a], Rabie Badji[a], Aziouz Ouabadi[c], Karim Yelles-Chaouche[d], Fethi Bendiab[e]

[a] SONATRACH Exploration, Boumerdes, Algeria
[b] Université de Brest (UBO), CNRS UMR6538 Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer, 29280 Plouzané, France
[c] Département de Géologie, FSTGAT, Lab. LGGIP, USTHB, Algiers, Algeria
[d] C.R.A.A.G. (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique), Bouzareah, Algiers, Algeria
[e] Entreprise Nationale de Géophysique (ENAGEO), Avenue du 1er Novembre, BP 68, Boumerdes, Algeria

ARTICLE INFO

Article history:
Received 19 April 2013
Received in revised form
21 December 2013
Accepted 3 January 2014
Available online 27 January 2014

Keywords:
Alboran sea
Miocene kinematics
Tectonics
Crustal structure
Seismic reflection
Potential field data
Slab rollback
STEP fault margin

ABSTRACT

The eastern Alboran basin and its transition to the Algerian basin is a key area in the Mediterranean realm where controversial kinematic and geodynamical models are proposed. Models imply striking differences regarding the nature of the crust, the prevalence of brittle faulting and ductile shear, the origin of magmatism, the style of Miocene deformation and the driving mechanisms of the Alboran plate kinematics. Combining a new chronostratigraphic chart of the Alboran and Algerian basins based on the Habibas (HBB-1) core drill, deep seismic sections striking WSW-ENE and SSE-NNW, and potential field data, we re-assess the tectonic evolution that controlled the sedimentation and basement deformation of the westernmost limit of the Algerian basin and its transition with the Alboran domain. A WSW-directed extensional tectonic phase has shaped a stretched continental crust with typical tilted blocks along ~100 km from Burdigalian to Tortonian times, which is assumed to result from the WSW-directed migration of the Alboran block driven by a narrow slab rollback. In the Algerian basin, this event was followed by the emplacement of an oceanic-type crust. Potential field signatures of the deep basin as well as geometrical correlations with onland outcrops of inner zones suggest a minimum WSW-directed displacement of the Alboran terrane of ~200 km. At the southern foot of the Algerian basin, the continent-ocean transition is sharp and may result from the westward propagation of a slab tear at depth, forming two segments of STEP (Subduction-Transform Edge Propagator) margins. Our results support models of intense shear tractions at the base of an overriding plate governed by slab rollback-induced mantle flow. Finally, Messinian salt tectonics affected overlying deposits until today. A late Tortonian to Quaternary dominantly transpressive tectonic episode linked to the Africa-Iberia convergence post-dates previous events, deforming the whole margin.

© 2014 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The Alboran and Algerian basins are two domains of the westernmost Mediterranean Sea that formed within the zone of convergence between the African and Eurasian plates. The Alboran domain locates at the center of the Gibraltar Arc System, an arcuate Alpine range comprising the Betic and Rif mountains (Fig. 1). Both basins are often assumed to have developed until Early Miocene time in response to a westward slab rollback (Réhault et al., 1985; Lonergan and White, 1997; Gueguen et al., 1998; Jolivet and Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2004; Bezada et al., 2013), a process which would have favored late (post-orogenic) lithospheric and crustal thinning (Platt and Vissers, 1989; Comas et al., 1992, 1999; García-Dueñas et al., 1992; Maldonado et al., 1992; Watts et al., 1993) coeval with widespread magmatism and volcanism (Duggen et al., 2004, and references therein) and also with thrusting and shortening of the external zones of the Betic and Rif belts (e.g., García-Dueñas et al., 1992; Comas et al., 1992) (Fig. 1). Since Late Miocene, extension has been followed by NW-SE shortening responsible for basin inversion, folding and reverse or strike-slip faulting, mainly expressed in the Alboran domain and still active today (Comas et al., 1992, 1999; Watts et al., 1993; Chalouan et al., 1997; Fernandez-Ibanez et al., 2007; Martínez-García et al., 2011, 2013). Further eastwards, the Algerian basin

* Corresponding author. Tel.: +33 298498720.
E-mail address: jacdev@univ-brest.fr (J. Déverchère).

0264-3707/$ – see front matter © 2014 Elsevier Ltd. All rights reserved.
http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2014.01.003

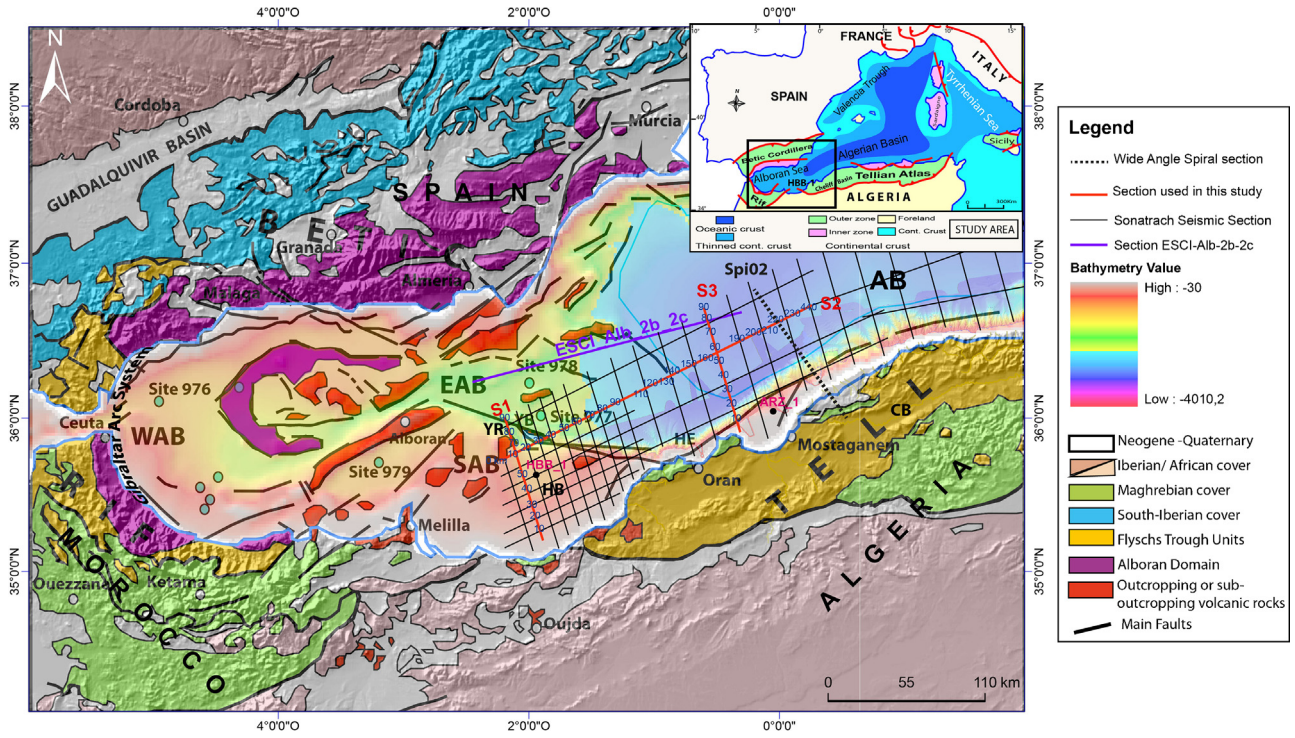


Fig. 1. Geological map of the Alboran Sea and major tectonic features of the Gibraltar arc formed by the Betic Rif and Tell mountain belts (modified from Comas et al., 1992). WAB = West Alboran Basin; EAB = East Alboran Basin; SAB = South Alboran Basin; AB = Algerian Basin; YR = Yusuf Ridge; YB = Yusuf Basin; HE = Habibas Escarpment; HB = Habibas Basin; CB = Chellif Basin. Some drilling sites correspond to the 1995 Ocean Drilling Program proposal (holes 976, 977, 978 and 979); other ones are HBB-1 (Habibas-1 Sonatrach commercial well) and ARZ-1 (Arzew-1 Sonatrach core drill). ESCI-Alb2b-2c is the Spanish Alboran experiment multichannel seismic reflection line (Comas et al., 1995; Booth-Rea et al., 2007). Spi02 is the wide-angle seismic line of SPIRAL project ("Sismique Profonde et Investigation Régionale de la marge ALgériennne). S1, S2 and S3 are Sonatrach seismic sections (2002 Survey) shown in this study. Other sections (black lines) were used for interpretation.

corresponds to an abyssal plain generally assumed to be floored by an oceanic-type crust formed during the Middle to Late Miocene as the result of crustal backarc extension (Réhault et al., 1985; Dewey et al., 1989; Mauffret et al., 2004; Booth-Rea et al., 2007; Leprêtre et al., 2013). Both areas depict Plio-Quaternary witnesses of shortening or uplift of the basin margins and also contrasting imprints in the present-day seafloor physiography (Woodside and Maldonado, 1992; Campos et al., 1992; Déverchère et al., 2005; Gracia et al., 2006; Ballesteros et al., 2008; Mauffret et al., 2007; Fernandez-Ibanez et al., 2007; Domzig et al., 2009; Yelles et al., 2009; Strzerzynski et al., 2010; Martínez-García et al., 2011). The floor of the Alboran sea is morphologically complex, with isolated highs or seamounts of volcanic origin and locally emerged ridges more than 100 km long (e.g. the Alboran Ridge and the Habibas Escarpment), whereas the Algerian basin is flat, much deeper (~2800 m) and surrounded by relatively steep margins, except at the junction with the Alboran domain (Camerlenghi et al., 2009; Martínez-García et al., 2011).

Although numerous data sets are available (see e.g. Comas et al., 1992, 1995; Booth-Rea et al., 2007; Martínez-García et al., 2013), the complexity of the evolution of the Alboran domain results in several debates focusing on:

(1) the geodynamic processes responsible for the opening of the Algerian-Alboran deep basins: subduction rollback, detachment and/or STEP (Subduction-Transform Edge Propagator) tearing slab and delamination, convective removal, mantle diapirism, double vergence subduction zones, poloidal and toroidal mantle flows, etc. (see e.g. summaries in Michard et al., 2002; Spakman and Wortel, 2004; Govers and Wortel, 2005; Valera et al., 2008; Vergès and Fernandez, 2012; Duarte et al., 2013; Schellart and Moresi, 2013; Meyer and Schellart, 2013);

(2) the Tertiary kinematics of the Alboran block (timing and amount of westward displacement, see e.g. Gueguen et al., 1998; Jolivet and Faccenna, 2000; Mauffret et al., 2004, 2007; Duggen et al., 2004; Platt et al., 2006);

(3) the amount, timing and nature of the magmatic and volcanic activity which has considerably (and extensively) modified and altered the crustal structures (e.g. Duggen et al., 2004; Booth-Rea et al., 2007) and may mask the importance of tectonic features and the nature of the basement.

Therefore, the Alboran Sea and the Algerian basin constitute a nice example of a backarc domain where competing hypotheses on driving processes can be investigated. However, many hypotheses are poorly supported by data, especially regarding extensional structures, kinematic indicators and timing of deformation. One of the main interests of the Alboran-Algerian offshore transitional domain is that it offers the opportunity to identify intense crustal thinning and shearing supposed to have occurred in a narrow slab backarc (rollback) setting using stratigraphic controls, original seismic data and potential field data.

The points we address in this study aims at: (1) re-assessing the chronostratigraphy of the Alboran domain and discuss the timing of sedimentation and of deformation phases versus the ones occurring in the Algerian basin; (2) clarifying the issues regarding the nature of the crust and the style and amount of thinning, by better describing the 3D architecture of the basin and deep crust at the transition of the Alboran and Algerian domains; and (3) examining kinematic and geodynamic implications (dismembering and displacement of the Alboran microplate; rollback effects on the style, distribution and amount of crustal thinning of the overriding plate; timing of the different steps of tectonic evolution and comparison with models of narrow slab rollback and STEP propagation).

In order to achieve these goals, we benefit from original industrial deep-reflection seismic sections striking WSW and NNW (Fig. 1) over a large area uncovered by previous studies and less disturbed by Tertiary magmatism than further north or west. We also correlate the sedimentary sequences of the Alboran Sea basin with coeval sequences in the Algerian Neogene basin by using detailed chronostratigraphy from an additional well in the South Alboran basin (HBB-1, Fig. 1) which is precisely tied to seismic sections, allowing for construction of a regional age model between sub-basins. Crustal types and kinematics are also discussed by examining the gravity, magnetic and seismic reflection data from different parts of the Alboran and Algerian transition zone. Finally, we attempt to compare the relative importance of post-Messinian transpression described in the Alboran sea (Fernandez-Ibanez et al., 2007; Martínez-García et al., 2013) and less known pre-Messinian deformations in order to better assess the Neogene kinematic and geodynamical evolution in the eastern and southern Alboran sea.

2. Geological and geodynamical settings

2.1. Depositional pattern in the Alboran and Algerian domains

2.1.1. Alboran domain

The center of the Alboran domain is a large Neogene basin located in the inner part of the Rif-Betic-Maghrebian orogenic belt. Several sub-basins have developed and depict significant thickness variations: the West Alboran Basin (WAB), the East Alboran Basin (EAB) and the South Alboran Basin (SAB), separated by several ridges, seamounts, and troughs (Fig. 1). The maximum thicknesses locate in the WAB, where the sedimentary pile is up to 8 km thick and displays a curved depocentre that mimics the orogenic front of the Gibraltar Arc System (Comas et al., 1992; Soto et al., 1996, 2012; Chalouan et al., 1997). Toward the East, the thickness of the sedimentary filling decreases to 2–3 km in the EAB, at the transition toward the Algerian basin, whereas in the SAB, maximum sediment accumulation reaches 4 km (Comas et al., 1995; Booth-Rea et al., 2007; Mauffret et al., 2007; Medaouri et al., 2012; Martínez-García et al., 2013).

Attempts of correlations of sedimentary sequences of the Betic Neogene basins with deposits in the Alboran sea have been performed since a long time, as both areas include marine to continental sedimentary sequences from Early Miocene to Holocene age, including frequent volcanism (Hernandez et al., 1987; Comas et al., 1996, 1999; Lustrino et al., 2011). In the WAB, this sequence has been drilled at Site 976 during Ocean Drilling Program Leg 161 (Comas et al., 1996). Moreover, the sedimentary units beneath the Alboran Sea basin are well documented from seismic data (Campillo et al., 1992; Maldonado et al., 1992; Comas et al., 1992; Watts et al., 1993; Booth-Rea et al., 2007, and references therein). By extrapolation of commercial drilling results from the northern Alboran Sea and using volcanic deposits, Jurado and Comas (1992) have proposed to distinguish six seismic stratigraphic units (VI to I), bounded by unconformities, representing ages ranging from Early Miocene to Quaternary times.

In the deepest part of the SAB, the Habibas basin contains 3.5 km of sediments drilled in the Habibas (HBB-1) well (Fig. 2; see also Medaouri et al., 2012, and references therein). The metamorphic basement (4496 m deep) is covered by 1263 m of Langhian–Serravallian, 563 m of Tortonian, 613 m of Messinian marine deposits, including some gypsum and halite on the top, and 1044 m of Plio-Quaternary deposits. The Langhian and Serravalian sediments are all deposited in relative deep water, in lower slope fan to abyssal plain settings. At the bottom of the Serravallian sequence, a basin floor fan (BFF) is recognized (Medaouri et al., 2012). The Tortonian and Messinian units are deposited in relatively shallow water with mainly shaly to marly sediments passing to evaporite sediments at the top of the Messinian. No Messinian salt is found in the Habibas Basin and the top of this unit was partially eroded by the Pliocene unconformity. The Pliocene represents a period of renewed deepening of the basin with sediments deposited initially in the bathyal regime, shallowing upward into outer neritic. The lithologies are mainly shales with a couple of sandstones (turbidites) within the package resting on the Pliocene unconformity.

2.1.2. Algerian domain and transition to eastern Alboran basin

Miocene-Quaternary deposits overlay a Mesozoic basement formed by thrust sheets in the western onshore Algerian margin (Thomas, 1985; Perrodon, 1957). However, the offshore distribution of this Mesozoic deformed terrane is unknown. The base of the Cenozoic basin fill is represented by uppermost Burdigalian to Serravallian marls and sandstones. Overlying the latter, the Tortonian strata are made up of limestones, marls and sandstones. The Messinian sequence on land depicts marls alternating with diatomites and platform limestones (Thomas, 1985; Neurdin-Trescartes, 1992). On top of the Messinian deposits, there are massive gypsum beds with marl and sandstone intercalations.

The shelf setting of the Algerian-south Balearic margin was explored by the Arzew well (ARZ-1, Fig. 1) drilled on a seismically defined Miocene-Pliocene nose (Burollet et al., 1978). On this shelf, in contrast to the Habibas well (Section 2.1.1 and Fig. 2), a massive, ~130 m thick Messinian gypsum bed has been found, overlain by 540 m of Pliocene-Quaternary marls and limestones. The lower Messinian (145 m thick) is composed of gray marls and clays with some gypsum intercalations. The upper Tortonian unit (204 m thick) is made of gray marls with intercalations of pyroclastic material.

The offshore Yusuf basin (YB, Fig. 1), located at the junction between SAB and AB (Algerian basin), contains upper Miocene to Plio-Quaternary sediments up to 2000 m thick, part of them drilled at ODP sites 977 and 978 (Alvarez-Marrón, 1999; Medaouri et al., 2012).

Finally, the deepest sedimentary sequence of the Algerian Basin (AB) depicts a succession of units typical of the western Mediterranean basins (Alvarez-Marrón, 1999; Mauffret et al., 2007; Booth-Rea et al., 2007; Estrada et al., 2011; Fig. 3B and C), i.e., from top to bottom: Plio-Quaternary sequence, Upper Messinian Unit (UU), Messinian salt or Mobile Unit (MU), Lower Unit (LU), Tortonian (T) and Serravalian (S) Units. However, pre-salt and Messinian units are often poorly identified in age, thickness and nature, since they have never been drilled in the abyssal plain and also because no continuous correlation is possible from the upper margins or intermediate basins toward the deep Algerian basin.

2.2. Uncertainties on the nature of Alboran/Algerian domains and on the kinematic evolution

Two main episodes of extension are generally proposed for the Alboran domain: Burdigalian–Langhian (about 17–15 Ma) and Serravallian–early Tortonian (about 14–9 Ma). The middle to early-late Miocene volcanism and mud diapirs in the basin are thought to be related to these extensional episodes (Comas et al., 1992, 1996, 1999; Watts et al., 1993; Chalouan et al., 1997; Pérez-Belzuz et al., 1997; Soto et al., 2012). Seismic images suggest that rifting was completed in the late Tortonian time; after that, a compressional/contractional regime has affected the whole basin and its surroundings (Mauffret et al., 1987, 1992; Bourgois et al., 1992; Maldonado et al., 1992; Comas et al., 1992; Campos et al., 1992; Watts et al., 1993; Morel and Meghraoui, 1996; Chalouan et al.,

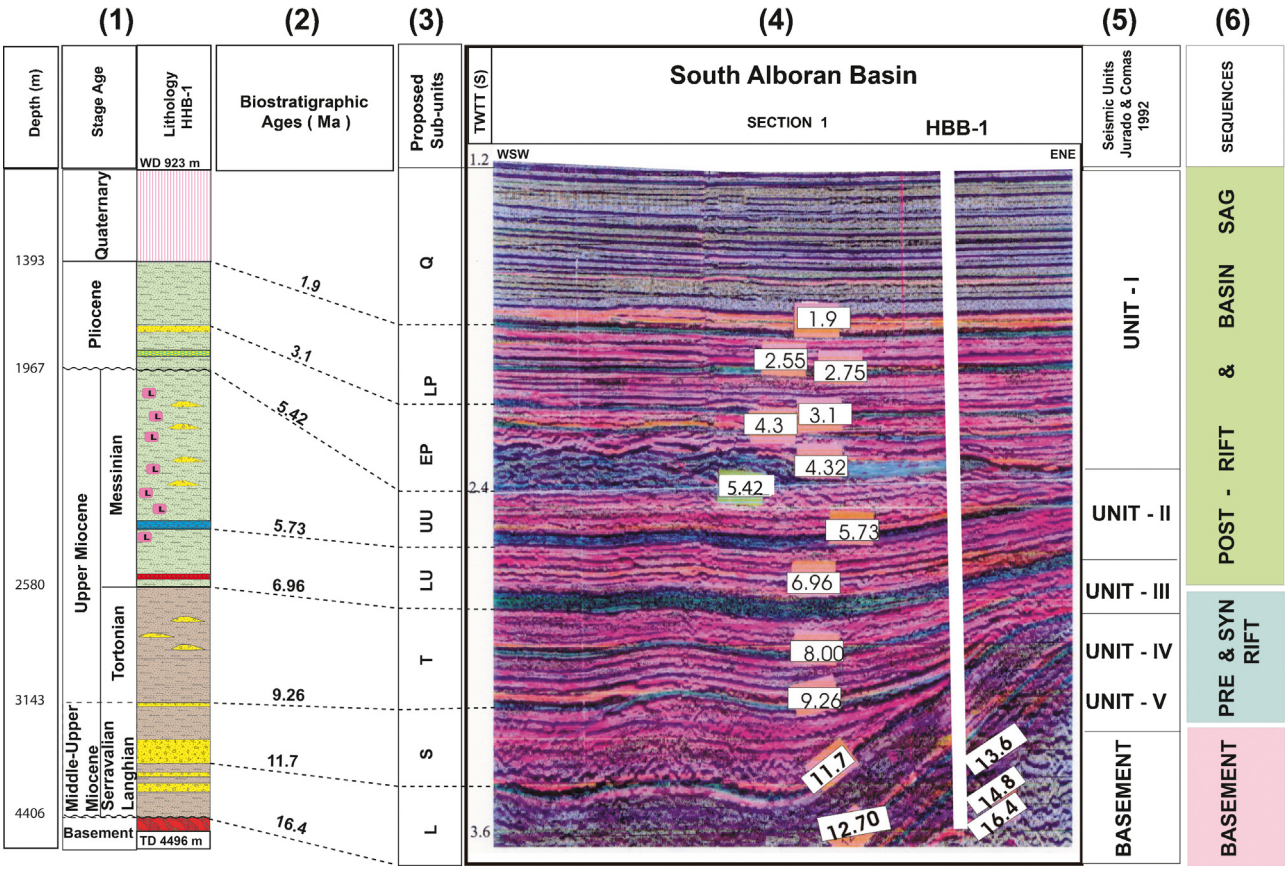


Fig. 2. Chronostratigraphic chart determined in the Habibas Basin. (1) Habibas well formation stage, lithology and depth; (2) Habibas well biostratigraphy ages issued from planktonic and foraminifera analysis; (3) Sub-unit chart proposed in this study for Habibas and South Alboran basins; (4) Chronostratigraphy and facies units for the South Alboran basin; (5) Alboran Basin seismic unit from Jurado and Comas (1992); (6) Habibas basin main stratigraphic sequences.

1997). Here, we briefly report on the state of knowledge on the basement and on the structural evolution in space and time.

2.2.1. *Basement of the basins*

The basement of the Alboran Basin is generally considered as similar to those found in the Rif-Betic and Tell Cordilleras, i.e. of metamorphic type (Comas et al., 1992, 1996, 1999; Platt et al., 1998; drilled sites HBB-1, ODP 976, ALG-1 and DSDP 121, Fig. 1), whereas its nature and origin remain unclear to the east, where numerous basement highs are volcanic (Galindo-Zalvidar et al., 1998; Booth-Rea et al., 2007, and references therein). The transition between the Algerian basin and the east Alboran basin depicts a gentle westward decrease in crustal thickness (Soto et al., 2008), in contrast with the pronounced gradients found on the northern and southern

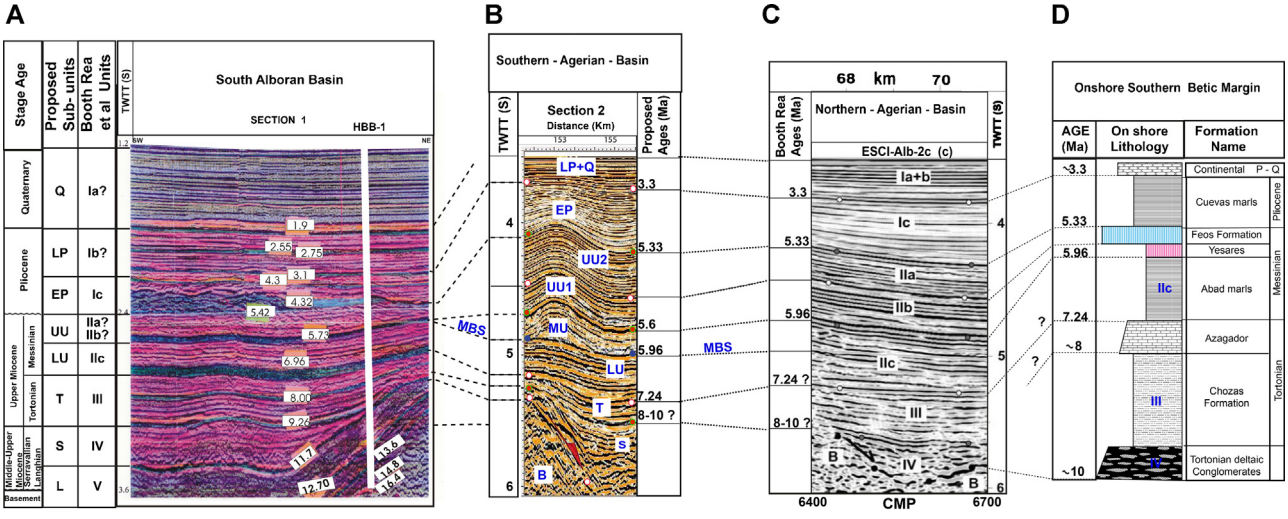


Fig. 3. Chronostratigraphic and seismostratigraphic correlations from the Alboran Basin and northern margin to the Algerian deep basin. (A) South Alboran Basin: main chronostratigraphic units; (B) Southern Algerian basin: seismic and chronostratigraphic units defined in this study; (C) North Algerian (South Balearic) basin: seismic and chronostratigraphic units defined by Booth-Rea et al. (2007); (D) Onshore southern Betic margin (Nijar-Vera basins): stratigraphy ages, formation name and lithology, modified after Booth-Rea et al. (2007). MBS = Messinian Bottom Salt.

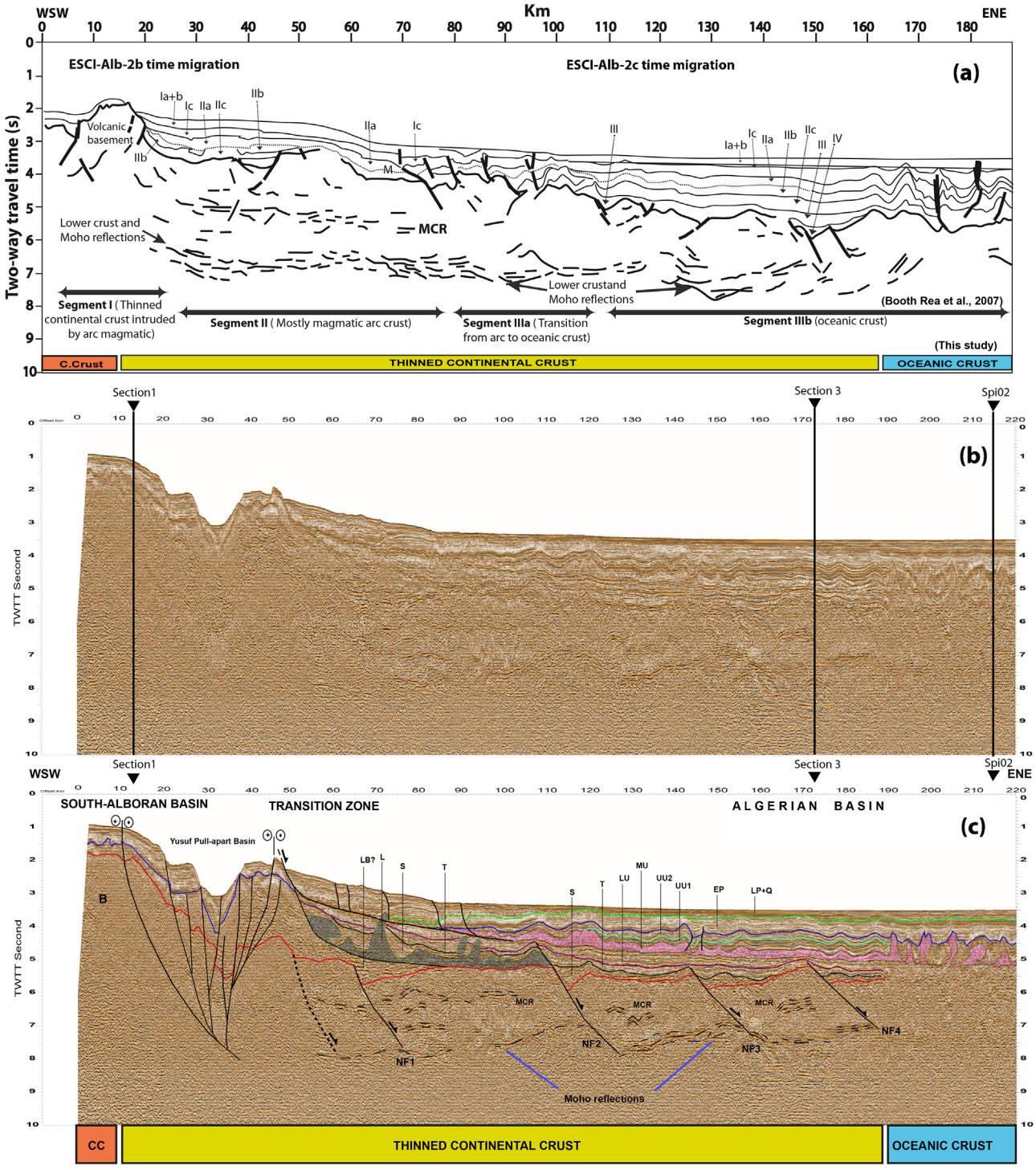


Fig. 4. (a) Line drawing of the ESCI-Alb-2b-2c profile (Booth-Rea et al., 2007) located north of Section S2 (Fig. 1) and showing their and our interpretation of crustal segments; (b) Uninterpreted Sonatrach WSW-ENE seismic line S2, from South Alboran Basin (SAB) to the Algerian basin; (c) Interpreted Sonatrach WSW-ENE seismic line S2, from South Alboran Basin (SAB) to the Algerian basin. LP + Q = Late Pliocene to Quaternary Unit; EP = Early Pliocene Unit; UU2 = Messinian Upper Evaporite Sub-Unit 2; UU1 = Upper Evaporite Sub-Unit 1; MU = Messinian Mobile Unit (Salt Unit); LU = Messinian Lower Evaporite Unit; T = Tortonian Unit; S = Serravallian Unit; L = Langhian Unit; LB = Late Burdigalian Unit; MCR = Middle Crust Reflectors; NF1 to NF4 = Normal Faults; Spi02 = Wide-angle seismic refraction (Spiral project). CC = Continental Crust. See text for details.

margins of the Alboran sea. Using deep seismic images in the northern part of the transition between both basins (Section ESCI-Alb 2b_2c, Fig. 1 and Fig. 4a), Booth-Rea et al. (2007) report a similar crustal W-E thinning from ~15 to ~6 km, with no apparent faulting, scarce tilted blocks and widespread volcanics. From seismic signatures, geochemistry of volcanic rocks sampled and crustal thicknesses, they propose 3 types of crust: (1) a thinned continental crust intruded by arc magmatism below the SAB; (2) a new magmatic arc-type crust below the EAB as the result of the westward migration of subduction, coeval with shortening and thrust emplacement in the Gibraltar arc foreland domain; and (3) a new oceanic crust below the AB, as earlier proposed (Comas et al., 1995;

Mauffret et al., 2004). However, the exact nature and extent of crust types at the transition between the eastern Alboran region and the Algerian basin remain questionable.

2.2.2. Structural evolution and timing of extension

Comas et al. (1992) and Watts et al. (1993) propose 3 main stages of tectonic evolution in the Alboran Sea: (1) initial rifting during Aquitanian–Burdigalian, (2) major rifting lasting through Langhian-Tortonian, and (3) basin shortening in the upper Tortonian/Messinian to recent. However, the precise period when the main rifting event in the Alboran Sea basin took place is debated (Watts et al., 1993; Booth-Rea et al., 2007). A west to east migration in extension is observed at least for the Early to Late Miocene evolution of the Alboran and Algerian basins (Comas et al., 1995, 1999; Platt et al., 1998; Mauffret et al., 2004): this chronology is opposite to the one expected in a westward-migrating orogenic wedge, which has led some authors to propose an eastward migration driven by mantle delamination (Docherty and Banda, 1995; Maldonado et al., 1999). This timing of formation and evolution of Alboran sea sub-basins also differs from the timing at the transition from the Alboran to the Algerian basins proposed by Booth-Rea et al. (2007): using age of sediment onlaps on the crust, they argue for an oceanic and magmatic arc crust formation migrating westward, in agreement with radiometric dating of volcanic rocks in the region (e.g., Duggen et al., 2005). Finally, Late Miocene conjugate shear and tectonic escape (De Larouzière et al., 1988; Maldonado et al., 1992; Comas et al., 1999) linked to the Africa-Iberia collision could also explain (at least partly) a diachronicity of extension throughout the basin.

Therefore, many uncertainties remain: (1) the timing and the degree of diachronicity between sub-basins are inaccurate or even questionable, because of the lack of precise stratigraphic correlations, and because tilted blocks identified in the northern transition (EAB) are very scarce (Booth-Rea et al., 2007); (2) the amount of westward migration at the rear of the Alboran block differs strongly between authors, ranging between less than 200 and 700 km (e.g., Lonergan and White, 1997; Michard et al., 2002; Duggen et al., 2004; Mauffret et al., 2004, 2007; Platt et al., 2003a, 2006); (3) the type of margin formed at the edge of a retreating narrow slab (STEP type, Govers and Wortel, 2005) is yet poorly documented worldwide and is not clearly assessed in the Alboran domain; and (4) no consensus is reached on the driving mechanisms to explain time and space evolution of extension from West Alboran to Algerian basins.

2.3. Conflicting models on the evolution of the Alboran/Algerian basins

A major feature of the Alboran Sea is the significant thinning of the lithosphere and the crust (see Soto et al., 2008, and references therein). There are three main hypotheses to explain the Alboran sea geodynamic evolution during Miocene time: (1) extension driven by the westward rollback of a subduction zone beneath the Alboran region (e.g., De Jong, 1991; Zeck et al., 1992; Royden, 1993; Zeck, 1996; Lonergan and White, 1997; Jolivet et al., 2008), implying strikingly variable westward migration at the rear of the Alboran block (from ca. 200 to ca. 560 km, see e.g. Maldonado et al., 1999; Michard et al., 2002; Duggen et al., 2004; Mauffret et al., 2004, 2007; Platt et al., 2003a,b, 2006); (2) extension as a consequence of the sinking of the thickened lithospheric mantle and subsequent extensional collapse of the entire domain by gravity processes and/or convective removal (Platt and Vissers, 1989; Zeck, 1997; Platt et al., 2003b), implying diffuse and diachronous deformation over the Alboran domain; and (3) extension linked to delamination of the lithospheric mantle beneath the Alboran crust (e.g. García-Dueñas et al., 1992; Docherty and Banda, 1995; Seber et al., 1996; Calvert et al., 2000; Valera et al., 2008), implying either an eastward or an westward migration of the eastern Alboran plate, depending on the sense of delamination inferred.

All three types of models are based on ideas and assumptions about the mechanical behavior of the lithosphere, however they are until now difficult to discriminate because they predict sometimes relatively similar structures at a broad spatial scale, and because our knowledge of the deep crustal and mantle structures is sparse and inaccurate. A combination of slab migration, mantle removal and delamination is also often hypothesized (Platt et al., 2006; Booth-Rea et al., 2007; Roure et al., 2012). Recent quantitative geodynamic modeling (Meyer and Schellart, 2013; Duarte et al., 2013; Schellart and Moresi, 2013) shows that narrow slab rollback induces an intense upper mantle flow and can explain coeval extension in backarc domain and shortening in the fore-arc and arc region. Whether these results apply to the Alboran case is worth to check, and major questions remain unresolved regarding the dynamic evolution, the nature of the slab(s) imaged beneath Alboran (Bezada et al., 2013), the position and evolution of slab windows and slab tears (Faccenna et al., 2004; Duggen et al., 2004; Govers and Wortel, 2005; Bezada et al., 2013), and finally the origin of the extension having formed the Alboran basin in the Africa-Iberia collision framework.

3. Data and methods

3.1. Well and correlations

Synthetic seismograms were used to tie the well depths and biostratigraphic data with the major seismic stratigraphic units and their limits using laboratory physical properties and wireline loggings from Habibas-1 (HBB-1) well. Once this work complete, we were able to correlate the sedimentary units of Algerian and East Alboran basins using the sections striking WSW-ENE (Fig. 1). Previous ages estimated from commercial and ODP borehole data (Andalucia-A1, Site 976, Leg 161) in the Alboran basin (Comas et al., 1996) and from coeval sediments outcropping in the Neogene Betic basins (Jurado and Comas, 1992; Booth-Rea et al., 2007) were calibrated and occasionally modified on the basis of the biostratigraphic ages obtained by examination of calcareous nannofossils and planktonic foraminifer markers in cutting samples from well HBB-1 (Fig. 1). The nannofossil and planktonic foraminifera scales from Bolli et al. (1985) were used for age determinations of rocks recovered from well Habibas-1 and correlated with the global cycle chart from Hardenbol et al. (1998).

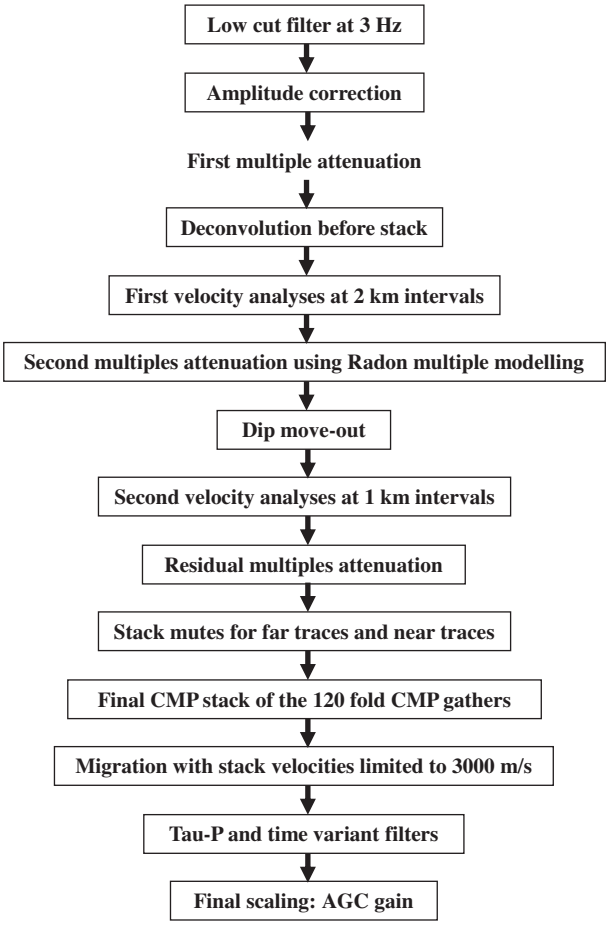
3.2. Seismic data

The 3 seismic lines presented in this paper are part of a SONATRACH seismic data set acquired offshore Algeria in 2002 (Cope, 2003). This survey was designed to image well below the widespread Messinian salt and to explore the hydrocarbon potential. Offshore Algeria may be very promising but requires a deep understanding of the various basins.

The presented lines image the domain corresponding to the western limit of the Algerian basin and the eastern limit of the Alboran domain. Note that the southern half of this transition (Fig. 1) was until now not described below the Messinian salt, contrary to the northern half (Comas et al., 1995; Booth-Rea et al., 2007).

The multichannel seismic reflection profiles were acquired with a seismic source made of a tuned first peak from a sleeve airgun array of 3000 CI shot at 2000 PSI and towed at 6 m depth. The shot interval is 25 m. The receiver is a multichannel 6000 m-long streamer composed of 480 groups of 12.5 m-long tracks towed at 8 m depth. This geometry leads to a maximum theoretical fold of

Table 1
Multichannel seismic data processing sequence.



120. The dataset has been processed according to the sequence summarized on Table 1. It allows to clearly image the sedimentary units down to the basement. In the basin where the crust is thin, the seismic lines also evidence the highly reflective lower crust down to the Moho.

3.3. Gravity and magnetic data

The steps followed to perform gravity and magnetic processing's are those described in Talwani et al. (1959) and Asfirane and Galdeano (1995), respectively. The gravity data were acquired using a LaCoste & Romberg (s/n S-39) gravimeter equipped with a SAGE upgraded acquisition system. Data processing was carried out by ARK Geophysics Limited. A unit conversion of 1.01983 was used to convert counter units to milligals. Theoretical gravity was computed and subtracted from observed gravity at all survey points using the 1967 International Gravity formula. A correction density of 2.1 mg/cc was selected to match that used during first phase of processing. A data quality assessment was made by analyzing the standard deviations of data wavelengths shorter than 4 km. A depth dependent along-line filter was finally applied in order to remove non-geological signal, short wavelength noise which cannot derive from actual features at the seafloor. The residual gravity anomaly (Fig. 8) was produced from a high-pass and cosine tapered filter of the Bouguer gravity grid using a 100 km cutoff. The magnetic data used in this study belong to acquisition recorded in 1979. The data were in the form of 1:100,000 scale maps representing the raw magnetic anomalies with an iso-line interval of 10 nT. Digitalization of these maps allowed us obtaining a digital file which was used for the raw data pole reduction. Filtering was conducted through MAGMAP module OASIS MONTAJ software.

4. Results

4.1. Revised chronostratigraphy and correlation between basins of Alboran and Algeria

We have combined the biostratigraphic ages and Neogene facies provided by the HBB-1 well (Fig. 2) with the seismic character of the units (Table 2a and b) in order to build a new chronostratigraphic chart based on a seismic facies correlation from the Alboran Basin to the deep Algerian Basin (Fig. 3). We identify 3 main seismic units formed by middle Miocene (16.4 Ma) to Quaternary (Figs. 2 and 3) sediments, taking into account previous works in the Alboran sea (Ryan and Hsü, 1973; Jurado and Comas, 1992; Maldonado et al., 1992; Comas et al., 1992, 1995; Gautier et al., 1994; Alonso et al., 1999; Comas et al., 1999; Alvarez-Marrón, 1999; Booth-Rea et al., 2007; Soto et al., 2012; Martínez-García et al., 2013) and relying on the Lofi et al. (2011)'s chart for Messinian deposits. Table 2a and b depicts the seismic unit successions identified in the Algerian (AB) and south Alboran (SAB) basins, respectively. The three main seismic units are briefly described as follows:

(1) *pre-Messinian units*, made of late Burdigalian (LB), Langhian (L), Serravallian (S) and Tortonian (T) sub-units, separated either by unconformities or by major sequence boundaries. LB sub-unit is recognized by analogy with the unit drilled in the Alboran sea (Jurado and Comas, 1992) and appears as a fan-shaped deposition in the east AB (Fig. 4), whereas it is absent in HB. L sub-unit onlaps a 21–16 Myr old metamorphic basement in SAB (Bellon, 1976) and represents a ca. 1 km-thick deposit (Table 2b, Figs. 2 and 5), whereas in AB, a large syn-sedimentary diapirism is observed (km 55–110, Fig. 4), in a way similar to the outer WAB (Comas et al., 1992; Maldonado et al., 1992; Soto et al., 2012). The Serravallian "S" sub-unit deposited in a short stratigraphic time and correlates with Unit IV of AB (Fig. 3A–C). It onlaps L sub-unit and depicts syn-rift tilting in western AB (Fig. 3B and C; km 50–180, Fig. 4). Finally, the Tortonian "T" sub-unit is a widespread sequence equivalent to Unit III of Jurado and Comas (1992) and Booth-Rea et al. (2007), depicting variable seismic signatures and thicknesses in AB (Fig. 4), with a highly reflective lower boundary and an erosional truncation at its top (Figs. 2–6).
(2) *Messinian units*, made of 3 sub-units (LU, MU, UU) already well described in the western Mediterranean realm (Lofi et al., 2011). LU is made of a bunch of strong reflectors located above the top of Tortonian reflector, MU is the plastic Messinian salt Unit, and UU is composed of marls and evaporites often formed of 2 sub-units UU1 and UU2;
(3) *post-Messinian units*, made of Pliocene to Quaternary sediments drilled in commercial wells in the westernmost Mediterranean basin, mainly composed of fine-grained distal marls, clays, and scarce interbedded sandstones (Alonso et al., 1999). The EP1 and EP2 sequences (units P4 and P3 of Martínez-García et al., 2013) onlap the Messinian erosional unconformity and depict strong lateral thickness variations and progressive internal unconformities on the limbs of growing anticlines. Sequences LP and Q, labeled "unit I" in Jurado and Comas (1992), Units Ia and Ib by Alvarez-Marrón (1999), Unit "Ia + b" in Booth-Rea et al. (2007), or units P2-P1 and Q3-Q2-Q1 in Martínez-García et al. (2013), is 400–800 m thick and depict high frequency, high amplitude, high reflectivity reflectors. In the Alboran domain, numerous local basins and intrabasinal highs inherited from

Table 2
Seismic unit succession identified in the (a) Algerian (AB) and (b) South Alboran (SAB) Basins, respectively, with their main characteristics.

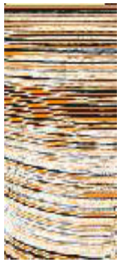
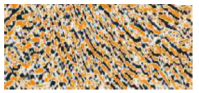
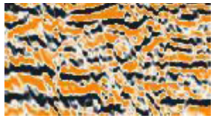
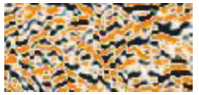
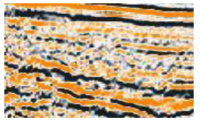
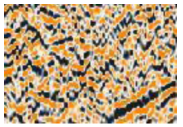
	Seismic sub-units		Biostratigraphic age (Ma)	Thickness TWT (s)	Thickness m	Seismic facies	Reflection patterns	Lithology from ALG-1 & ARZ-1wells
(a) *Algerian Basin (AB)*								
Quaternary	Q		0 1.9	0.4–0.6	400–700		Discontinuous, divergent, high frequency, high amplitude, high reflectivity reflectors.	Shale with inter-bedded sandy levels at the top
Pliocene early–late	LP		1.9 3.1				Continuous, parallel, high frequency, high amplitude, high reflectivity reflectors	Sands and sandy marls levels and Lithothamnion calcareum
	EP		3.1 5.33	0.4	500		Discontinuous, low reflectivity, low amplitude, high frequency reflectors	Compact gray marls and gypsum at the bottom
Messinian Lower – Mobile – Upper	UU	UU2	5.33	0.1 0.3	300		Continuous, high frequency, high amplitude (Downlaps and onlaps)	UU = Marls and brittle anhydrites (Deep Basin) CU = Conglomerates and gypsum (Margin foot)
	CU	UU1	5.6	0.2 0.4	200–400		Continuous reflectors, variable amplitude, low frequency. CU = Chaotic. (UU = Downlaps and onlaps)	
	MU		5.6 5.96	0.1 ≥0.5	≥600		Chaotic transparent facies, low amplitude and low frequency, occasionally strong reflections	Halite and dirty salt
	LU		5.96 7.24	0.15 0.25	100 –200		Set of continuous low amplitude and low frequency reflectors	Plastic gray marls and gypsum

Table 2 (*Continued*).

	Seismic sub-units	Biostratigraphic age (Ma)	Thickness TWT (s)	Thickness m	Seismic facies	Reflection patterns	Lithology from ALG-1 & ARZ-1wells
Tortonian	T	7.24 9.26	0.2 0.4	150–350		Parallel to divergent reflectors of high amplitude, passing to chaotic and discontinuous reflectors	Gray marls, Sandswith pyroclastic intervals
Serravallian	S	9.26 11.7	0.1 0.2	100–200		Discontinuous high-amplitude reflectors, transparent in the depocenters, oblique at the bottom of sequence	Plastic gray marls and limestone levels
Langhian	L	11.7 16.4	0.2 0.6?	?		Chaotic pattern	Silt and sandy shale with volcanic layers
Late Burdigalian	LB	≥16.4	0.3 0.9			Discontinuous divergent reflectors, high energy high amplitude, onlap on tilted basement blocks	Conglomerates, sands and turbidities (fan geometry deposits)
Basement	B	?	?	?		Chaotic pattern	Unknown

(b) *South Alboran Basin (SAB)*

Quaternary	Q	0 1.9	0.3 0.5	470		Discontinuous, parallel, high frequency, high amplitude, high reflectivity reflectors	Shale with inter-bedded sandy levels at the top
Pliocene Early–Late	LP	1.9 3.1	0.3	374		Continuous, parallel, low frequency, high amplitude, low reflectivity reflectors	Sands and sandy marls and limestone levels
	EP	3.1 5.42	0.2	200		Shingled reflectors of low amplitude and low frequency onlap a chaotic facies	Sand turbidities and Mud Mounded Carbonate Ramp on the M reflector
Messinian Lower – Mobile – Upper	UU	5.42 5.73	0.3	370		Parallel and continuous of high frequency and high amplitude reflections	Marls and Gypsum beds intercalations
	MU					Absent	
	LU	5.73 6.96	0.15 0.25	243		Parallel, continuous, high frequency, high amplitude	Marls and shale with occasionally sand beds
Tortonian	T	6.96 9.26	0.2 0.5	563		Continuous parallel reflectors of high amplitude and frequency	Shale and Marls with sand intervals and pyroclastic level
Serravallian	S	9.26 11.7	0.1	107		Discontinuous, high amplitude with chaotic transparent zones	Clays and Silt clays with sandy and marl intervals
Langhian	L	11.7 16.4	0.6 0.9	1156		Discontinuous reflectors of high amplitude, low frequency (folded and faulted)	Under compacted shale, inter-bedded sandy and sandy – pebble intervals
Late Burdigalian	LB	≥16.4				Absent	
Basement	B	170 220?	?	90		Chaotic pattern	Metamorphic rock (Schists)

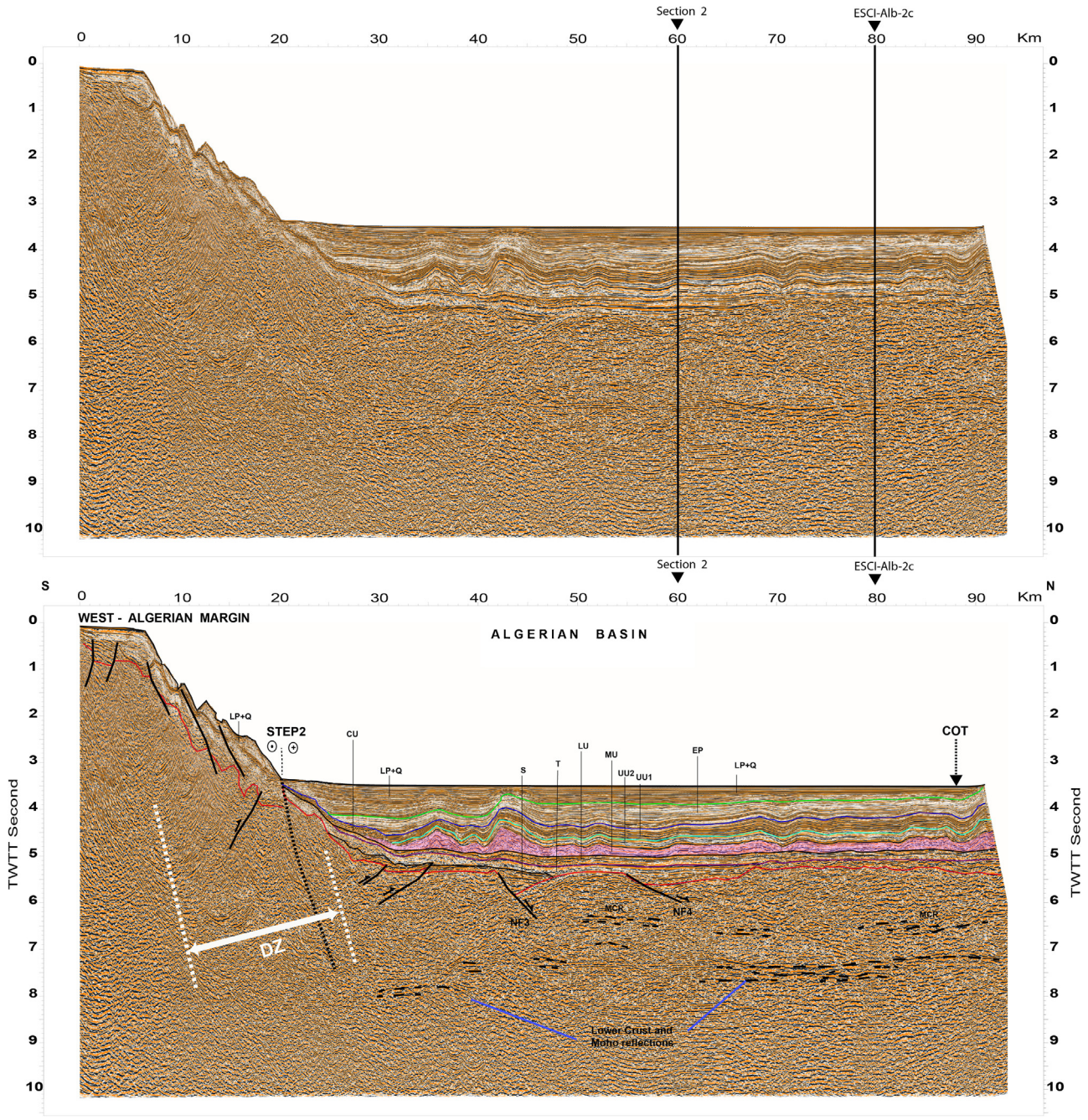


Fig. 5. Sonatrach N-S seismic line S3, from West Algerian margin to the deep Algerian Basin, (location on Figs. 1, 7 and 8). Same abbreviations as in Fig. 4, with additional captions: CU = Messinian Complex Unit; NF3 and NF4 = Normal Faults; DZ = Damage Zone; STEP 2 = Subduction-Transform Egde Propagator 2; COT = Continent Ocean transition.

pre-Messinian times have developed, later controlled by transpressional stress phases (Martínez-García et al., 2013).

4.2. Data analysis and results along strike (from SAB to AB)

The seismic line S2 (Fig. 4) exhibits a relevant transition from the south Alboran basin to the Algerian basin, across the Yusuf ridge and pull-apart basin. In this part, we successively describe the structure of the basement, the pre-Messinian, the Messinian and the Plio-Quaternary units (Table 2), evidencing clear interplay between tectonics and sedimentation.

4.2.1. Basement

The basement depicts 3 major features from bottom to top: (1) a series of strong but discontinuous reflectors located between 7 and 8 s TWT, interpreted as Moho reflections and clearly recognized from km 50 to km 180 (Fig. 4); (2) a bunch of discontinuous mid-crustal reflectors located around 6.5 s TWT from 55 to 170 km, which likely correspond to thinned lower continental crust reflections or to mid-crustal magmatic intrusions; and (3) a continuous reflector separating a relatively stratified facies above from a chaotic, low-frequency facies below. These 3 features are expressed only east of the Yusuf system and west of a domain marked by severe salt tectonics with diapirs (Figs. 4 and 5). These basement blocks are cut out by a series of E-dipping normal faults (NF1 to NF4) which shift successively downward the top of the basement, the mid-crustal reflectors and the Moho. These normal faults appear to be rooted on the Moho discontinuity. In this area, the basement forms a maximum 3 s TWT thick crust (which corresponds to less than 10 km at 6.5 km/s), progressively thinning eastward to less

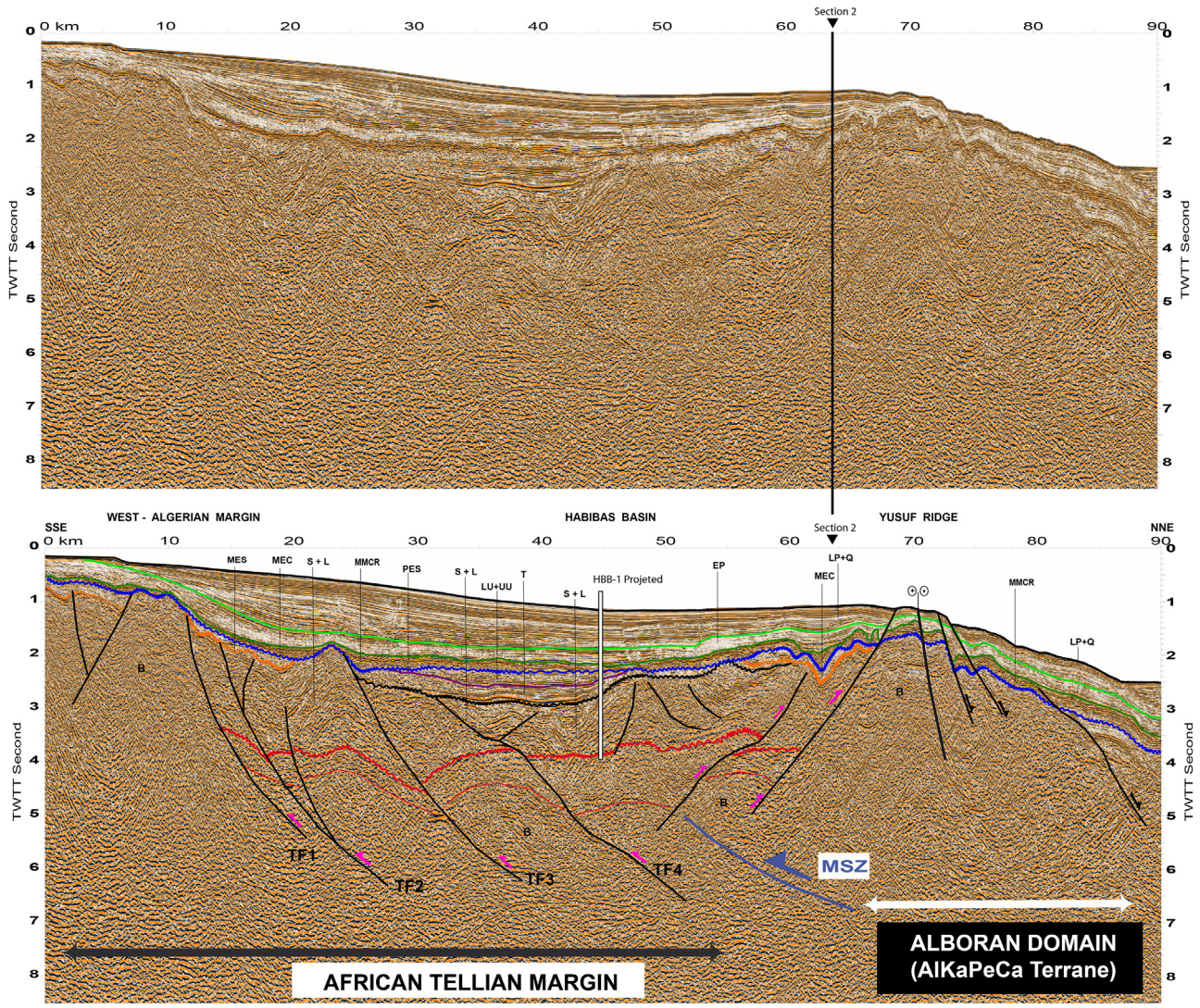


Fig. 6. Sonatrach SSE-NNW seismic line S1, from the West Algerian margin to the deep Algerian basin across the Habibas basin and the Yusuf ridge, (location on Figs. 1, 7 and 8). Same abbreviations as in Fig. 4, with additional captions: HBB-1 projected = Habibas Well 1 projected; PES = Pliocene Erosional Surface; MMCR = Mud Mounded Carbonate Ramp; MES = Messinian Erosional Surface; MEC = Messinian Erosional Channel Unit; B = Acoustic Basement; TF1 to TF4 = Miocene Thrust Faults; MSZ = Miocene Suture zone.

than 2 s TWT (i.e. less than 6.5 km thickness). To the west, beneath the EAB and the Yusuf system (Fig. 6), there is no evidence of Moho reflection but an apparently much thicker crust with a clear rising of the top of the crust.

4.2.2. Pre-Messinian unit (LB, L, S, T)

The muddy Langhian deposits are affected by mobile tectonics marked by well-expressed diapirs (km 50110, Fig. 4). Below this marker, from km 65 to 85, we observe a clear westward thickening of the sediments which appears to be related with the activity of one of the westernmost normal faults of the system described above (NF1, Fig. 4). This fault appears as the earlier extensional structure of this line, suggesting that the W-E extension started from this western part of the EAB in Late Burdigalian time. At km 115, a clear second normal fault (NF2) is apparently sealed by the top of the Tortonian. On the hanging wall of this E-dipping normal fault, a large sedimentary fan is developed that may be composed of Langhian(?)-Serravallian to Tortonian deposits resulting from a major fault displacement. Actually, it looks like this fault may rather have been reactivated during Tortonian time in a second stage after a short Langhian episode of quietness. At km 150 and km 180, a third (NF3) and a fourth (NF4) east-dipping normal fault appear very similar to NF2. The Serravalian is less developed from west to east, whereas the eastward fault-controlled thinning of the Tortonian deposits is obvious along Faults NF3 and NF4. Both of them are sealed by the top of the Tortonian deposits. These observations therefore document a W-E extension that initiated from the west in Late Budigalian time and developed eastward up to Tortonian time, possibly during two tectonic phases.

4.2.3. Messinian unit (LU, MU, UU)

The Messinian unit is complete only in the deep AB. From km 50 to km 180 (Fig. 4), LU is continuously observed and drapes the Tortonian unit. MU is found east of km 85 km and depicts salt domes and diapirs between km 100–190 and km 190–200, respectively. It is thinning westwards up to the eastern flank of the Yusuf system, while Sub-unit UU1 is clearly thickening eastward, suggesting an E-dipping topography prior to Messinian times. UU1 is observed from the eastern end of the line to km 120, where its top clearly onlaps MU. Sub-unit UU2 forms deposits that complete the filling of the basin. The top blue reflector onlaps the Messinian surface at km 85.

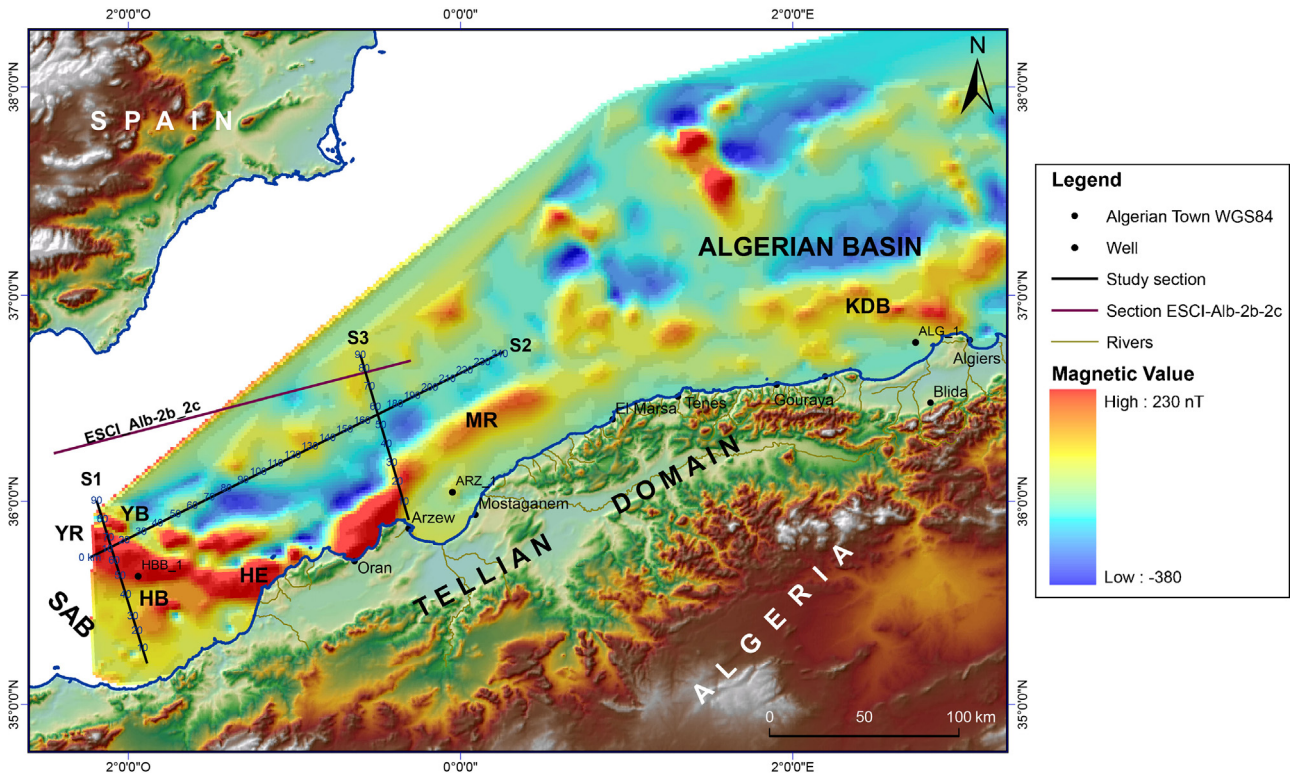


Fig. 7. Reduced-to-the-pole magnetic anomaly map. Labels: S1, S2 and S3 = Sonatrach seismic lines, ASCI-Alb-2b-2c = Spanish multichannel line (Comas et al., 1995); SAB = South Alboran Basin; YR = Yusuf Ridge; YB = Yusuf Basin; HE = Habibas Escarpment; MR = Mostaganem Ridge, KDB = Khayr-Al-Din Bank; HBB-1 = Habibas-1 well; ARZ-1 = Arzew core drill; ALG-1 = Algiers core drill.

4.2.4. Post-Messinian units (EP, LP and Q)

The Plio-quaternary deposits depict strong changes along strike on S2 Section (Fig. 4). To the west, the Plio-Quaternary unit of the Alboran basin is cut by active faults with a normal slip component inside the Yusuf basin and thins over the Yusuf ridge: this tectonic phase postpones all other tectonic events and signs a clear transtensional deformation along the Yusuf right-lateral strike-slip fault zone, probably active since the Zanclean (Martínez-García et al., 2013). On the eastern flank of the Yusuf ridge, this depositional sequence is controlled by the activity of the E-dipping normal faults rooting on the Messinian surface. Further East, the EP subunit (Fig. 3) reflects the Messinian salt tectonics, forming typical antiforms up to km 190 and mini-basins between diapirs in the eastermost area (Fig. 4).

4.3. Data analysis and results across strike (Habibas basin, Yusuf basin and Yusuf ridge)

The N-S striking line S3 (Fig. 5) cuts perpendicularly the west Algerian margin toward the Algerian basin (AB). To the south, it depicts a shallow acoustic basement covered by thin Plio-Quaternary units and steeply dipping oceanward over less than 20 km. In the deep basin, the basement depicts a thickness of ca. 2 s TWT and a uniform seismic facies characterized by short, energetic reflections, limited downward by an almost continuous reflector at 7–8 s TWT, identified as the Moho. No deformation is found in the basement, except possible thrusts with limited apparent offsets at the foot of the margin, between km 28 and km 48 (Fig. 5). Sediments of the basin range from Serravallian to present and appear mostly isopach (2 s TWT) across the section, except at km 35–43 where two Messinian salt domes disturb the sedimentary pile. Compared to Line S2, no synrift or post-rift deformation is observed, whereas Mio-Pliocene and Quaternary deposits remain relatively thin compared to the Algerian basin further east, e.g. at the Khayr-Al-Din bank (Mauffret et al., 2004; Yelles et al., 2009; Leprêtre et al., 2013). Finally, Line S3 exhibits a very abrupt and sharp transition between the Algerian basin and the continental Algerian platform.

Seismic line S1 (Fig. 6) is striking SSE-NNW from the Habibas basin (SAB) toward the Yusuf ridge (Fig. 1) and exhibits deep ramp anticlines affecting the basement and the pre-Messinian units (L and S). The main thrusts are NNW-dipping, in agreement with south-verging structures known southward in the Tellian domain (Bracene and Frizon de Lamotte, 2002). The Tortonian and Messinian sediments appear to fill the depressions induced by folds that propagate southward. The Tortonian compressional tectonics (10–8 Ma) was responsible for the Yusuf Ridge rise, inducing the isolation of the Habibas basin from the oceanic Algerian basin. This setting allowed a lagoon formation within the Habibas basin during the Messinian Salinity Crisis and part of Pliocene time. This paleogeography is attested by carbonate deposits (MCCR) in the deep Habibas basin while erosional channels have been formed in the Habibas flank basin. The shallowest structures are represented by SSE-NNW-directed normal faults located on the Yusuf ridge and Yusuf basin.

4.4. Mapping the main discontinuities and sub-domains using magnetic and gravity data

At first order, the magnetic (Fig. 7) and gravity (Fig. 8) anomalies of the study area depict remarkable similarities, which can be described as follows:

– The deep Algerian basin is globally dominated by a double strip of magnetic trends oriented SW-NE along ca. 230 km from Habibas Escarpment (HE) to the longitude of Tenes, and turning E-NE further east, parallel to the coastline (Fig. 7). This double strip is

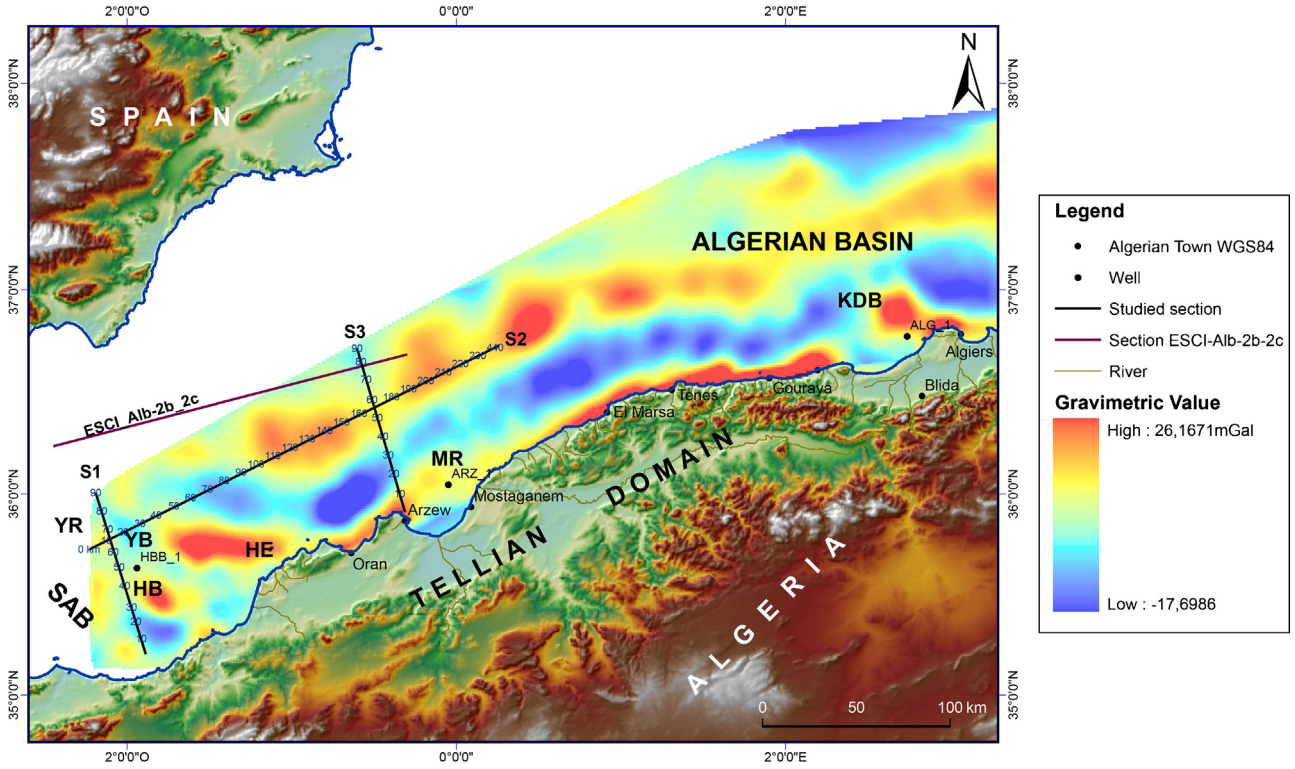


Fig. 8. Bouguer residual anomaly (Cutoff 100 km) map. Labels: S1, S2 and S3 = Sonatrach seismic lines, ASCI-Alb-2b-2c = Spanish seismic multichannel line (Comas et al., 1995); same captions as in Fig. 7.

negative inward and positive outward, more or less irregular along strike (apparent succession of lows and highs, with a ~30–40 km spacing). Although magnetic and gravimetric trends do not superimpose exactly, the same pattern is observed in Bouguer gravity anomalies (Fig. 8), with a slight shift of the positive anomaly strip toward the SE (i.e. just below seismic Line S2). The main differences between both anomalies are: (1) a magnetic trend interrupted off El Marsa and above all off Gouraya, forming apparently transverse (NW-SE) magnetic structures already detected in previous, less accurate maps (e.g. Schettino and Turco, 2006); and (2) a positive gravity anomaly trend in the deep basin that depicts regularly spaced lows and highs in the western part (up to offshore Tenes) and follows rather nicely the foot of the margin.

- The Yusuf-Habibas (YR-HE trend, Figs. 7 and 8) and western Algeria (HE-MR-KDB trend, Figs. 7 and 8) continent-ocean transitions (located for simplicity at the foot of continental slopes) are underlined by strong, elongated magnetic and gravity anomalies: they are correlated and appear as positive, linear trends for the former, whereas they appear anti-correlated (positive for magnetics, negative for gravity) and are banana-shaped for the latter, following the coastline.
- Both anomalies are also apparently disturbed in their main trend around the Khayr-Al-Din bank (KDB), a major continental block of the margin interpreted as a large tilted block (Yelles et al., 2009) that might have recorded the emplacement of the oceanic crust at the rear of the westward-migrating Alboran plate in Miocene time (Leprêtre et al., 2013). This change of strike in the vicinity of the KDB is particularly clear in gravity anomalies (Fig. 8).

Finally, we have also underlined the main transverse or oblique limits that appear to mark main changes in both magnetic and gravity trends (black, red and blue lines on Fig. 9).

5. Discussion

5.1. Sedimentary-tectonic interplays in the East Alboran basins since early Miocene

Based on the seismic units defined in Section 4.1 and on the interpretation of Profile S2 proposed in Section 4.2 (Fig. 4), three major stages (Fig. 10) help to depict the sedimentary and tectonic evolution of the EAB, SAB and AB.

5.1.1. Syn-rift stage (late Burdigalian to early Tortonian)

It is coeval with the opening of the eastern AB and with the onset of westward migration of the Alboran block (Figs. 9 and 10). This stage depicts two sequences:

(A) The first sequence is documented by the clear pre-Langhian sedimentary fan (Section 4.2.2) developed on the hanging wall of the westernmost normal fault (NF1) at km 65 of Line S2 (Figs. 4 and 10). This episode is generally recognized for the whole Alboran domain where it is associated with volcanism and mud diapirs (Comas et al., 1992, 1996, 1999; Watts et al., 1993; Chalouan et al., 1997; Pérez-Belzuz et al., 1997; Soto et al., 2012). Langhian deposits are strongly affected by posterior mud diapirism (Fig. 4, from km 50 to km 110).

(B) The second sequence spreads from (Late Langhian?), Serravalian to Early Tortonian: This timing is documented by the fans developed above Faults NF2, NF3, NF4 (Fig. 4) and corresponds to an extension episode also reported in the Alboran domain. This suggests an eastward migration of tectonic deformation. Indeed, sedimentary backstripping has led Docherty and Banda (1995) to propose an eastward lithospheric delamination. However, this set of out-of-sequence and diachronous

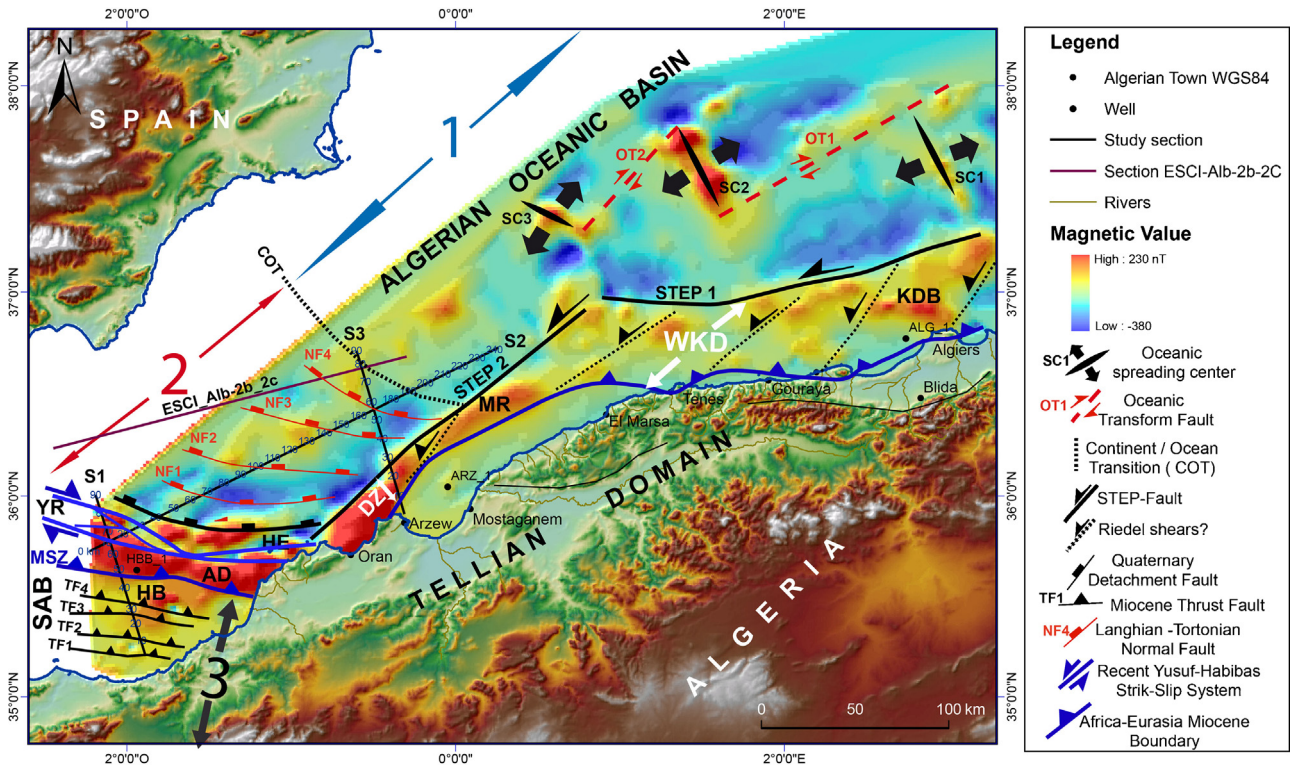


Fig. 9. Sketch underlying the main interpretations in map view based mainly on magnetic anomalies and seismic facies analyses in Sections S1, S2 and S3. See text for details. Same abbreviations as in Fig. 7, with additional captions: AD = Alboran Domain (AlKaPeCa Terrane); DZ = Damage Zone; WKD = West Kabylian Domain (stretched and deformed western Kabylian terrane); 1 = Oceanic Crust; 2 = Stretched Alboran continental crust; 3 = Faulted and Folded Tellian Domain (Continent Ocean Transition of the African passive margin). (For interpretation of the references to color in the text, the reader is referred to the web version of this article.)

normal faults may also result from a westward migration of a slab (see Discussion in Section 5.3).

5.1.2. Post-rift stage (from late Tortonian to early Pliocene)

On all our seismic lines and especially on Line S2, the late Tortonian and Messinian deposits are clearly discordant above (and therefore postdate) the syn-rift sequence. Most of the mud diapirism is occurring in this period, since deposits over the Tortonian surface depict local changes of thickness beside the main mud diapirs. In the deep basin, the salt (MU) triggers a major late decollement affecting the whole units above, whereas the lack of salt in the Habibas basin (SAB) supports onset of relative uplift of the Yusuf-Habibas ridge during the Late Tortonian NNE-SSW compressive event (Campos et al., 1992; Maldonado et al., 1992; Martínez-García et al., 2011; Medaouri et al., 2012).

5.1.3. The "Sag" stage (from early Pliocene to present-day)

This period is dominated by a long wavelength subsidence of the whole area (SAB and AB basins) and a huge sedimentary supply (Iribarren et al., 2009). This is probably linked to thermal cooling of the lithosphere after the rifting and drifting events (Watts et al., 1993), providing a large accommodation space. The uplift rate of the SAB (relative to the AB) has probably increased in Late Pliocene during the right-lateral transtensional phase of the Yusuf fault zone, assumed to result from a change in the Eurasian/African plate convergence (Martínez-García et al., 2013). This may explain that the Yusuf ridge forms a sill between SAB and AB (Fig. 10). The Quaternary deposition remains abundant in both basins, and its pattern is strongly influenced by salt tectonics in the Algerian Basin, where it forms rollover structures below the listric normal faults rooted at the bottom of the salt unit (MU).

5.2. Basement type and structures at the transition between shallow and deep basins

5.2.1. E-W smooth transition to oceanic floor

To the west, the pole-reduced magnetic anomalies (Fig. 7) depict a sharp transition from positive (50 nT) to negative (200 nT) values at km 30 of Line S2, which we interpret as related to the major thinning of the continental crust of the easternmost Alboran domain, at the transition to the very thinned continental crust of the western AB. This pattern could result mainly from the late transtensional tectonics of the Yusuf pull-apart system (e.g. Martínez-García et al., 2013). The Bouguer residual anomaly map (Fig. 8) reveals several WSW-ENE-trending positive anomalies. They depict a wavelength comparable with that of the thinned crustal blocks earlier described. This pattern may therefore result from a regional gravimetric remnant signal of the WSW-directed extension in this domain.

Toward the east, we interpret the basement located between km 40 to km 190 (Fig. 4) as a thinned (stretched) continental crust, possibly intruded, as documented by some mid-crustal reflectors (MCRs) in Section S2, in agreement with the interpretation of the ESCI Alb-2b-2c seismic line further north by Comas et al. (1995) but differing from the one by Booth-Rea et al. (2007). Indeed, we do not find high-amplitude reflectivity in the upper crust and a clear differentiation toward the lower crust, assumed to be typical of a "magmatic arc-crust", as noticed by Booth-Rea et al. (2007) in Section ESCI-Alb 2b (Fig. 4A and B). Moreover, we clearly identify 3 or 4 tilted blocks limited by normal faults rooted down to an almost continuous Moho reflector, whereas Booth-Rea et al. (2007) found "very scarce tilted blocks" in Section ESCI-Alb 2b and "local tilting of the upper crust by extensional faults" in Section ESCI-Alb 2c. MCRs (Fig. 4) are spread over this segment and are clearly offset by normal faults NF1 to NF4, suggesting magmatic intrusion prior

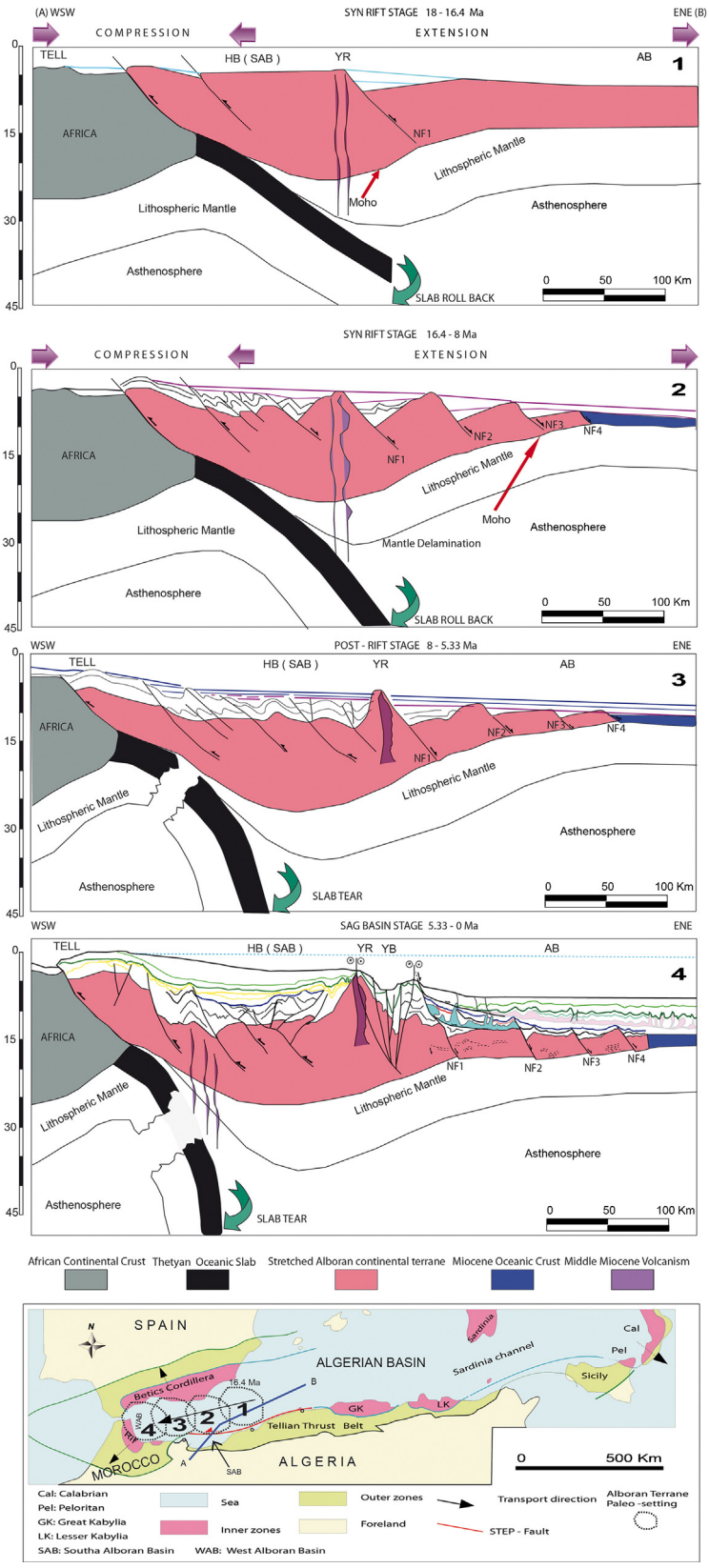


Fig. 10. Simplified 2D cross sections (A–B) summarizing our view of the W-E Neogene evolution of the Algerian-Alboran transition zone: (1) the early syn-rift stage (18–16.4 Ma), with an extensional general state of extension due either to gravitational collapse and/or delamination or convective removal of the lithospheric mantle; (2) the late syn-rift stage, between 16 and 8 Ma, at first stages of westward migration of the Ligurian–Tethys slab (colored in black); (3) the post-rift stage, between 8 and 5.33 Ma, including the Messinian Salinity Crisis event; and (4) the "Sag" basin stage, between 5.33 Ma and the present-day situation. Thickness of lithospheric mantle is not scaled. Bottom: Simplified map locating approximately the Alboran plate at stages 1–4 and the cross-section A-B. Black thin arrow depicts the approximate displacement of the Alboran block since 16 Ma, irrespective of block rotations, internal deformations of the blocks (especially Alboran), and relative convergence between Africa and Iberia, which are not taken into account in this sketch. Vertical exaggeration of the schematic cross sections 1–4 is about 5.

to the major episode of normal faulting (i.e., before ~12 Ma). The high-amplitude reflectivity sometimes seen at the base of the crust (above the Moho) may represent shearing or magmatic layering (Fig. 4). Note that Line ESCI-Alb-2b is close to a WSW-ENE-directed volcanic body (Lustrino et al., 2011) possibly related to a northern slab tear at depth (Wortel and Spakman, 2000; Bezada et al., 2013, and references therein): this zone of weakness may have allowed to emplace a larger volume of magma at depth in the northern part than in the southern part of the AB.

Further east (km 190 to km 220, Fig. 4), the domain of strong Messinian salt diapirism is proposed to sign the Continent-Ocean Transition (COT), as reported in many areas of the western Mediterranean (e.g. Pautot et al., 1984; Réhault et al., 1985; Chamot-Rooke et al., 1997; Maillard et al., 2003). An oceanic-type crust is already identified in the Algerian basin and clearly attested by analysis of crustal velocities derived from accurate wide-angle data (Grevemeyer et al., 2011; Leprêtre et al., 2013; Badji et al., 2014). This interpretation is in line with the one by (Comas et al., 1995) on Line ESCI-Alb2b-2c but differs from the one by Booth-Rea et al. (2007) (Fig. 4A). Using the criteria of onset of salt diapirism, but also the change of crustal thickness at km 170 on Line ESCI-Alb-2c (Fig. 4A), we propose a COT consistently striking roughly parallel to NF4, about 15 km to the NE (dashed black line, Fig. 9).

5.2.2. N-S sharp transition to oceanic crust

Using all our data set, we argue that the COT is clearly marked by two segments of ca. 200 km long each, trending parallel to the Algerian coast (STEP1 and STEP2 in Fig. 9). Both COTs are placed north of two large positive magnetic anomalies striking parallel to the coast. STEP2 is especially well constrained by the sharp bathymetry (e.g., Domzig et al., 2009), the linearity and continuity of the magnetic and gravity anomalies (Figs. 7 and 8), our interpretation of Section S3 (Fig. 5) and seismic refraction data (Badji et al., 2014). STEP1 is placed at the COT identified at the foot of the Khayr-Al-Din Bank (KDB) by Leprêtre et al. (2013) in its easternmost part (Fig. 9). We tentatively correlate the southern limits of the magnetic anomalies to the suture zone between the outer (Tell) and inner (AlKaPeCa) zones (i.e., the Africa-Eurasia Miocene boundary) of the Alpine belt, because they nicely correlate with the boundary previously drawn in the area using marine and land data (Domzig et al., 2006, and references therein). Note that positive magnetic anomalies are also found in large shear zones made of tectonically dissected fragments of continental crust translated in wrench-type margins, such as in the transcurrent margin of Scotia (Galindo-Zaldivar et al., 1996; Galindo-Zalvidar et al., 2006). We have identified a zone of chaotic facies below the slope break on Section S3 (Fig. 5) and on other parallel lines ("DZ" for Damage Zone on Fig. 9) that coincides with the linear positive anomaly along STEP2. We interpret it as dissected fragments of the inner zone continental crust translated during the W-SW propagation of a STEP fault (Govers and Wortel, 2005). Between STEP1 lineament and the suture zone, the positive magnetic anomaly zone is wider and more heterogeneous (zone called WKD on Fig. 9): following Leprêtre et al. (2013), we believe that in this area, a first stage of frontal collision of the inner zones (accompanied by extension behind, with tilted blocks) has first emplaced the forearc blocks as a rifted margin, which distal part was later translated westwards and replaced by a new oceanic crust formed behind the Alboran plate in the span time 16–8 Ma (Mauffret et al., 2004). This second stage of deformation may have reworked the upper margin (zone MKD, Fig. 9), forming NE-SW Riedel shear zones underlined by oblique trends in magnetic anomalies (Fig. 9). This evolution may also explain the complex block rotations inferred in this area (Mauffret et al., 1987, 1992; Meghraoui and Pondrelli, 2012; Derder et al., 2013, and references therein).

5.3. Kinematic and geodynamic implications

A major result of our analysis is the strong suggestion that the easternmost part of the Alboran continental crust has undergone an important WSW-directed crustal thinning by brittle faulting mainly during late Burdigalian to Tortonian times. Fig. 4 suggests a relative horizontal crustal extension of ca. 10%, which is relatively weak compared to the amount of Iberia-Alboran convergence at the front of the Betic-Rif system, estimated from balanced cross cross-sections at ~250 km (Platt et al., 2013). In models of backarc extension driven by slab rollback, the overriding plate accommodates trench retreat with variable trench-normal extension and trenchward overriding plate motion, depending on the rheological properties of the upper plate (Meyer and Schellart, 2013; Schellart and Moresi, 2013). For narrow slabs, the toroidal return mantle flow around lateral slab edges causes a trenchward increase in basal shear stresses, resulting into a strong backarc extension which deformation rate is strongly coupled to trench migration rate. This process well explains coeval shortening at the front of the Alboran plate and backarc extension at the rear, with a maximum at 200–400 km from the trench. It also explains why the curvature of the normal faults (Fig. 9) mimics the one of the trench and arc system. Note also that gradient in shear traction maintained at the base of the overriding plate explains the persistence of extension over long time spans (in our case, 16–8 Ma interval), which should lead to cumulate normal fault throws at the western edge of the stretched crust (Fault NF1, Fig. 9) and to significantly reduce the lower crust thickness, as observed in our case study (Fig. 4). Although an eastward lithospheric delamination is still plausible, the diachrony of normal faulting (NF1 to NF4, Fig. 9) may merely result from spatial changes of the basal shear stress and from the velocity gradients imposed by the rollback-induced toroidal mantle flow (Schellart and Moresi, 2013).

If STEP1 and STEP2 lineaments are believed to represent STEP faults linked to westward slab rollback, the main transverse positive anomalies in the deep seafloor (SC 1 to 3, Fig. 9) may be understood as spreading centers, arguing for a minimum W-SW displacement of 350 km of the Alboran plate from the mapped anomalies of Fig. 9. Whether STEP1 ET STEP2 lineaments were originally aligned and later bended by NW-SE Africa-Iberia convergence, or represent a change of direction of the Alboran plate cannot be assessed from our data set and would require an examination of conjugate margins of Iberia and Balearic margins.

Finally, we note that (1) the Late Tortonian NNE-SSW compressive event (Medaouri et al., 2012; this study) coincides with the end of extension in the hinterland, with major compression along the front of the Betic–Rif orogenic system, and is also coeval to the end of calc-alkaline volcanism in the eastern Alboran sea at 8–9 Ma (e.g., Lustrino et al., 2011); and (2) as noted earlier (Domzig et al., 2006, 2009), the steep, sinistral transform-type margin STEP2 striking almost perpendicular to the Africa-Iberia plate motion would not be easily reactivated in compression. This would explain the very few indication or compressional deformation along this segment at depth (S3 line, Fig. 5).

Whether or not the Alboran plate was belonging to the AlKaPeCa forearc domain (upper plate), as generally inferred (e.g. Gueguen et al., 1998; Jolivet and Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2004) or to the westward retreating lower plate, as recently proposed (Bezada et al., 2013), is beyond the scope of this paper. This latter scenario would mean a jump of the subduction zone from the eastern to the western Alboran plate during Miocene time, in a way similar to what may have occurred in the Aegean backarc domain (Tirel et al., 2013), implying a previous phase of thrusting and nappes stacking before crustal delamination and extensional detachment, which is not documented with our data set in the easternmost Alboran sea.

6. Conclusion

By combining a set of seismic reflection, well and potential field data at the junction of the Alboran and Algerian basins, we propose a new scenario of tectonic evolution of the westernmost Mediterranean Sea. We evidence a NE-SW-directed, ~100 km long area of thinned, stretched continental crust, followed eastward by an oceanic-type crust assumed to have been emplaced in the same direction. A 200 km-long, narrow and steep margin makes the transition to the Tell continental domain to the south (DZ, Fig. 9). Further east, a similar WSW-ENE-directed, ~200 km long segment of margin depicts a wider transitional zone (WKD, Fig. 9) and coincides with south-verging accreted terranes of AlKaPeCa on land, suggesting that this segment has previously collided with the African margin, contrary to the western segment. Our results favor a process of westward sinking of a Tethyan narrow slab which has undergone rollback and tearing from late Burdigalian to Tortonian times, resulting into an intense stretching in the overriding plate and the formation of two segments of STEP margins. STEP margins are yet poorly described worldwide: here, they appear to result from intense shearing of pieces of the forearc that were translated westward during the rollback process, below the propagating slab tear.

Acknowledgments

This work is part of the 2009–2014 Algerian-French Partnership Contract called SPIRAL (“*Sismique Profonde et Investigation Régionale en ALgérie*”). Thanks are due to the Algerian Ministry of Energy, ALNAFT, and Sonatrach Management for their permission to publish the data shown. Support and advice by Dr. Badsi of Sonatrach is much appreciated. We thank Editor W.P. Schellart and two anonymous reviewers for advices and comments that help improve the clarity and the interpretation expressed in this paper.

References

Alonso, B., Ercilla, G., Martinez-Ruiz, Z.F., Baraza, J., Galimont, A., 1999. Pliocene-pleistocene sedimentary facies at site 976: depositional history in the northwestern Alboran Sea. In: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 161. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 57–68.

Alvarez-Marrón, J., 1999. Pliocene to Holocene structure of the eastern Alboran Sea (Western Mediterranean). In: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 161. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 345–355.

Asfirane, F., Galdeano, A., 1995. The aeromagnetic map of northern Algeria: processing and interpretation. Earth Planet. Sci. Lett. 136 (1), 61–78.

Badji, R., Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsi, M., Ribodetti, A., Benaissa, Z., Klingelhoefer, F., Medaouri, M., Beslier, M.O., 2014. Geophysical evidence for a transform margin in Northwestern Algeria: probable vestige of a subduction – transform edge propagator. Geophys. J. Int. (submitted for publication).

Ballesteros, M., Rivera, J., Muñoz, A., Muñoz-Martin, A., Acosta, J., Carbo, A., Uchupi, E., 2008. Alboran Basin, southern Spain. Part II: neogene tectonic implications for the orogenic float model. Mar. Petrol. Geol. 25, 75–101.

Bellon, H., 1976. Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale comparées dans leur cadre géochronometrique. Implications géodynamiques. Thèse de Doctorat d'Etat, Orsay., pp. 367.

Bezada, M.J., Humphreys, E.D., Toomey, D.R., Harnafi, M., Dávila, J.M., Gallart, J., 2013. Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. Earth Planet. Sci. Lett. 368, 51–60.

Bolli, H.M., Perch-Neilsen, K., Saunders, J.B., 1985. Comparison of zonal schemes for different fossil groups. In: Bolli, H.M., Perch- Neilsen, K., Saunders, J.B. (Eds.), Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 3–10.

Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martinez-Martinez, J.M., Grevemeyer, I., 2007. Crustal types and tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. Geochem. Geophys. Geosyst. 8, Q10005, http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001639.

Bourgois, J., Mauffret, A., Ammar, N.A., Demnati, N.A., 1992. Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (Western Mediterranean Sea). Geo-Mar. Lett. 12, 117–122.

Bracene, R., Frizon de Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of Western and Central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion. Tectonophysics 357, 207–226.

Burollet, P.F., Said, A., Trouve, P., 1978. Slim holes drilled on the Algerian shelf. In: Ross, D.A., Neprochnov, Y.P., et al. (Eds.), Initial Reports of Deep Sea Drilling project, Washington (U.S. Governement Printing Office), Part 2, 42, pp. 1181–1184, The report is available at: http://www.deepseadrilling.org/42_2/volume/42pt2dsdp.pdf>.

Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography. J. Geophys. Res. 105, 10871–10898.

Camerlenghi, A., Accettella, D., Costa, S., Lastras, G., Acosta, J., Canals, M., Wardell, N., 2009. Morphogenesis of the SW Balearic continental slope and adjacent abyssal plain, western Mediterranean sea. Int. J. Earth Sci. 98 (4), 735–750.

Campillo, A.C., Maldonado, A., Mauffret, A., 1992. Stratigraphic and tectonic evolution of the western Alboran sea: late Miocene to present. Geo-Mar. Lett. 12, 165–172.

Campos, J., Maldonado, A., Campillo, A.C., 1992. Post-messinian evolutional patterns of the central Alboran sea. Geo-Mar. Lett. 12, 173–178.

Chalouan, A., Saji, R., Michard, A., Bally, A.W., 1997. Neogene tectonic evolution of the South-western Alboran basin as inferred from Seismic Data off Morocco. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 81, 1161–1184.

Chamot-Rooke, N., Gaulier, J.M., Jestin, F., 1997. Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provencal basin from a 3D gravity inversion: geodynamic implications. Rev. Inst. Fr. Petrol. 52, 557–583.

Comas, M.C., Garcia-Duenas, V., Jurado, M.J., 1992. Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. Geo-Mar. Lett. 12, 157–164.

Comas, M.C., Dañobeitia, J.J., Alvarez-Marron, J., Soto, I., 1995. Crustal reflections and structure in the Alboran basin: preliminary results of the ESCI – Alboran survey. Rev. Soc. Geol. Espana 8 (4), 75–88.

Comas, M.C., Zahn, R., Klaus, A., 1996. Site 976. In: Proceeding Ocean Drilling Program: Initial Reports 161, 1023 pp.

Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., 1999. The origin and tectonic history of the Alboran basin: insights from Leg 161 results. In: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 555–582.

Cope, M.J., 2003. Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier. First Break 21, 38–42.

De Jong, K., (Ph.D. thesis) 1991. Tectono-Metamorphic Studies and Radiometric Dating in the Betic Cordilleras (SE Spain) with Implications for the Dynamics of Extension and Compression in the Western Mediterranean Area. Free Univ., Amsterdam, 204 pp.

De Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C., Ott d'Estevou, P., 1988. The Betic segment of the lithospheric trans-Alboran shear zone during the late Miocene. Tectonophysics 152, 41–52.

Derder, M.E.M., Henry, B., Maouche, S., Bayou, B., Amenna, M., Besse, J., Bessedik, M., Belhai, D., Ayache, M., 2013. Transpressive tectonics along a major E–W crustal structure on the Algerian continental margin: blocks rotations revealed by a paleomagnetic analysis. Tectonophysics 593, 183–192.

Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lepinay, B., Bouillin, J.P., Gaullier, V., Bracene, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H., Dan, G., 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 mw 6.9 earthquake. Geophys. Res. Lett. 32 (4), L04311, http://dx.doi.org/10.1029/2004GL021646.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Torco, E., Hutton, D.H.W., Knott, S.D., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), Alpine Tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc., London, pp. 265–283.

Docherty, C., Banda, E., 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: a case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere? Tectonics 14 (4), 804–818.

Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, J., Bouillin, J.-P., Bracene, R., Mercier de Lepinay, B., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, K., Gaullier, V., Savoye, B., Pauc, H., 2006. Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary onshore Western Algeria (Maradja'03 cruise). C. R. Geosci. 338 (1–2), 80–91.

Domzig, A., Gaullier, V., Giresse, P., Pauc, H., Déverchère, J., Yelles, K., 2009. Deposition processes from echo-character mapping along the western Algerian margin (Oran-Tenes), western Mediterranean. Mar. Petrol. Geol. 26 (5), 673–694.

Duarte, J.C., Schellart, W.P., Cruden, A.R., 2013. Three-dimensional dynamic laboratory models of subduction with an overriding plate and variable interplate rheology. Geophys. J. Int. 195, 47–66, http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggt257.

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Harris, C., 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: the role of subduction in forming the Western Mediterranean and causing the Messinian salinity crisis. Earth Planet. Sci. Lett. 218, 91–108.

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Garbe-Schonberg, D., 2005. Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. J. Petrol. 46, 1155–1201.

Estrada, F., Ercilla, G., Gorini, C., Alonso, B., Vazquez, J.T., Garcia-Castellanos, D., Juan, C., Maldonado, A., Ammar, A., Elabbassi, M., 2011. Impact of pulsed Atlantic water inflow into Alboran Basin at the time of the Zanclean flooding. Geo-Mar. Lett. 31, 361–376.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics 23, TC1012, http://dx.doi.org/10.1029/2002TC001488.

Fernandez-Ibanez, F., Soto, J., Zoback, M.D., Morales, J., 2007. Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). J. Geophys. Res. 112, B08404, http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004683.
Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Maldonado, A., Sanz de Galdeano, C., 1996. Continental fragmentation along the South Scotia Ridge transcurrent plate boundary (NE Antarctic Peninsula). Tectonophysics 242, 274–301.
Galindo-Zalvidar, J., Gonzalez-Lodeiro, F., Jabaloy, A., Maldonaldo, A., Schreider, A.A., 1998. Models of magnetic and Bouguer gravity anomalies for the deep structure of the central Alboran Basin. Geo-Mar. Lett. 18, 10–18.
Galindo-Zalvidar, J., Bohoya, F., Maldonaldo, A., Schreider, A., Surinach, A., Vasquez, J.T., 2006. Propagating rift during the opening of small oceanic basin: the Protector Basin (Scotia Arc, Antarctica). Earth Planet. Sci. Lett. 241, 398–412.
García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., Martínez-Martínez, J.M., 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. Geo-Mar. Lett. 12, 88–95.
Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J., Violanti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. C. R. Acad. Sci. Paris Ser. 2 (318), 1103–1109.
Govers, R., Wortel, M.J.R., 2005. Lithosphere tearing at *STEP faults*: response to edges of subductions. Earth Planet. Sci. Lett. 236, 505–523.
Gracia, E., Pallas, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., Garcia, M., Dañobeitia, J., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. Earth Planet. Sci. Lett. 241, 734–749.
Grevemeyer, I., Ranero, C., Leuchters, W., Pesquer, D., Booth-Rea, G., Gallart, J., 2011. Seismic constraints on the nature of crust in the Algerian-Balearic basin implications for lithospheric construction at back-arc spreading centres. Eos Trans. AGU, Abstract T53D-04.
Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics 298, 259–269.
Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C., Vail, P., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: Graciansky, P.C., et al. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: SEPM Special Publication 60. , pp. 3–13.
Hernandez, J., Larouzière de, F.D., Bolze, J., Bordet, P., 1987. Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. Bull. Soc. Géol. France 3, 257–267.
Iribarren, L., Vergés, J., Fernàndez, M., 2009. Sediment supply from the Betic-Rif orogen to basins through Neogene. Tectonophysics 475, 68–84.
Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision. Tectonics 19, 1095–1106.
Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmele, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of back-arc extension in the Mediterranean region. Bull. Soc. Géol. France 179, 525–550.
Jurado, M.J., Comas, M.C., 1992. Well log interpretation and seismic character of the Cenozoic sequence in the Northern Alboran Sea. Geo-Mar. Lett. 12 (2–3), 129–136, http://dx.doi.org/10.1007/BF02084923.
Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M.O., Yelles, K., Bracene, R., Déverchère, J., 2013. Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and 2D reflection seismic data off Tipaza, Algeria. J. Geophys. Res. Solid Earth 118 (8), 3899–3916, http://dx.doi.org/10.1002/jgrb.50318.
Lofi, J., Sage, F., Déverchère, J., Loncke, L., Maillard, A., Gaullier, V., Thinon, I., Gillet, H., Guennoc, P., Gorini, C., 2011. Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis. Bull. Soc. Géol. France 182 (2), 163–180.
Lonergan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic–Rif mountain belt. Tectonics 16 (3), 504–522.
Lustrino, M., Duggen, S., Rosenberg, C.L., 2011. The central–western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. Earth-Sci. Rev. 104, 1–40.
Maillard, A., Gaullier, V., Vendeville, B., Odonne, F., 2003. Influence of differential compaction above basement steps on salt tectonics in the Ligurian-Provençal Basin, northwest Mediterranean. Mar. Petrol. Geol. 20, 13–27.
Maldonado, A., Campillo, A., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J., Campos, J., 1992. Alboran Sea late Cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. Geo-Mar. Lett. 12 (2), 179–186.
Maldonado, A., Somoza, L., Pallares, L., 1999. The Betic orogen and the Iberian–African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). Mar. Geol. 155, 9–43.
Martínez-García, P., Soto, J.I., Comas, M.C., 2011. Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. Geo-Mar. Lett. 31, 19–36.
Martínez-García, P., Comas, M., Soto, J.I., Lonergan, L., Watts, A.B., 2013. Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. Basin Res. 25, 1–27, http://dx.doi.org/10.1111/bre.12005.
Mauffret, A., El-Robrini, M., Gennessaux, M., 1987. Indice de la compression récente en mer Méditerranée: un bassin losangique sur la marge nord-algérienne. Bull. Soc. Géol. France 3 (6), 1195–1206.
Mauffret, A., Maldonado, A., Campillo, A.C., 1992. Tectonic framework of the Eastern Alboran and Western Algerian basins, Western Mediterranean. Geo-Mar. Lett. 12, 104–110.
Mauffret, A., Lamotte, D.F., Lallemant, d.S., Gorini, C., Maillard, A., 2004. E–W opening of the Algerian basin (Western Mediterranean). Terra Nova 16, 257–264.
Mauffret, A., Ammar, A., Gorini, C., Jabour, H., 2007. The Alborán Sea (western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan margin. Terra Nova 19, 195–203.
Medaouri, M., Bracene, R., Déverchère, J., Graindorge, D., Ouabaid, A., Yelles-Chaouche, A., 2012. Structural styles and neogene petroleum system around the Yusuf-Habibas ridge (Alboran basin, Mediterranean sea). Leading Edge 31, 776–785.
Meghraoui, M., Pondrelli, S., 2012. Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in north Africa. Ann. Geophys. 55 (5), 2012.
Meyer, C., Schellart, W.P., 2013. Three-dimensional dynamic models of subducting plate-overriding plate-upper mantle interaction. J. Geophys. Res. Solid Earth 118, 775–790, http://dx.doi.org/10.1002/jgrb.50078.
Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? Bull. Soc. Géol. France 173, 3–15.
Morel, J.-L., Meghraoui, M., 1996. Gorringe-Alboran-Tell tectonic zone: a transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. Geology 24 (8), 755–758.
Neurdin-Trescartes, J., (Thèse) 1992. Néogène du bassin du Chelif. Univ. de Pau.
Pautot, G., Le Cann, C., Coutelle, A., Mart, Y., 1984. Morphology and extension of the evaporitic structures of the liguro-provencal basin: new seabeam data. Mar. Geol. 55, 387–409.
Pérez-Belzuz, F., Alonso, B., Ercilla, G., 1997. History of mud diapirism and trigger mechanisms in the Western Alboran Sea. Tectonophysics 282, 399–422.
Perrodon, A., 1957. Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. Bull. Serv. Carte Géol. Algér. 12, 328.
Platt, J.P., Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. Geology 17, 540–543.
Platt, J.P., Soto, J.I., Whitehouse, M.J., Hurford, A.J., Kelley, S.P., 1998. Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. Tectonics 17, 671–689.
Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S., Rimi, A., 2003a. The ultimate arc: differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the external Betic–Rif arc. Tectonics 22, 1017.
Platt, J.P., Whitehouse, M.J., Kelley, S.P., Carter, A., Hollick, L., 2003b. Simultaneous extension exhumation across the Alboran Basin: implications for the causes of late orogenic extension. Geology 31 (3), 251–254.
Platt, J.P., Anczkiewicz, R.A., Soto, J.I., Kelley, S., 2006. Early miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. Geology 34, 981–984.
Platt, J.P., Behr, W.M., Johanesen, K., Williams, J.R., 2013. The Betic–Rif arc and its orogenic hinterland: a review. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 41, 1, http://dx.doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123951.
Réhault, J.P., Boillot, G., Mauffret, A., 1985. The western Mediterranean basin. In: Stanley, D.J., Wezel, F.C. (Eds.), Geological Evolution of the Mediterranean Basin. Springer Verlag, Berlin, pp. 101–129.
Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the north African margin and delamination of its continental lithosphere. Tectonics 31, TC3006, http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002989.
Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. Tectonics 12, 629–638.
Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., pp. 1447 pp.
Schellart, W.P., Moresi, L., 2013. A new driving mechanism for backarc extension and backarc shortening through slab sinking induced toroidal and poloidal mantle flow: Results from dynamic subduction models with an overriding plate. J. Geophys. Res. Solid Earth 118, 3221–3248, http://dx.doi.org/10.1002/jgrb.50173.
Schettino, A., Turco, E., 2006. Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. Geophys. J. Int. 1-26, http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X. 2006.02997.x.
Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., Demnati, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. Nature 379, 785–790.
Soto, J.I., Comas, M.C., de la Linde, J., 1996. Espesor de sedimentos en la cuenca de Alborán mediante una conversión sísmica corregida. Geogaceta 20 (2), 382–385.
Soto, J.I., Fernandez-Ibañez, F., Fernandez, M., Casco, A.G., 2008. Thermal structure of the crust in the Gibraltar Arc: influence on active tectonics in the western Mediterranean. Geochem. Geophys. Geosyst. 9 (Q10011), http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002061.
Soto, J.I., Fernandez-Ibañez, F., Talukder, A.R., 2012. Recent shale tectonics and basin evolution of the NW Alboran Sea. Leading Edge 31, 768–775.
Spakman, W., Wortel, R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean geodynamics. In: Cavazza, W., Roure, F.M., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), The TRANSMED Atlas—The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 31–52.
Strzerzynski, P., Déverchère, J., Cattaneo, A., Domzig, A., Yelles, K., Mercier de Lépinay, B., Babonneau, N., Boudiaf, A., 2010. Tectonic inheritance and Pliocene–Pleistocene inversion of the Algerian margin around Algiers: insights from multibeam and seismic reflection data. Tectonics 29, http://dx.doi.org/10.1029/2009TC002547.
Talwani, M., Worzel, J.L., Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. J. Geophys. Res. 64 (1), 49–59.

Thomas, G., (Ph.D. thesis) 1985. Géodynamique d'un bassin intramontagneux: le bassin du bas Chelif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. Univ. Pau, pp. 594 pp.
Tirel, C., Brun, J.-P., Burov, E., Wortel, M.J.R., Lebedev, S., 2013. A plate tectonics oddity: caterpillar-walk exhumation of subducted continental crust. Geology 5, 555–558.
Valera, J.-L., Negredo, A., Villaseñor, A., 2008. Asymmetric delamination and convective removal numerical modeling: comparison with evolutionary models for the Alboran Sea region. Pure Appl. Geophys. 165, 1683–1706.
Vergès, J., Fernandez, M., 2012. Tethys–Atlantic interaction along the Iberia-Africa plate boundary: the Betic-Rif orogenic system. Tectonophysics 579, 144–172.
Watts, A.B., Platt, J.P., Buhl, P., 1993. Tectonic evolution of the Alboran Sea Basin. Basin Res. 5, 153–157.
Woodside, J., Maldonado, A., 1992. Styles of compressional neotectonics in the Eastern Alboran Sea. Geo-Mar. Lett. 12, 111–116.
Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. Science 290, 1910–2191.
Yelles, A., Domzig, A., Déverchère, J., Bracene, R., Mercier de Lépinay, B., Strzerzynski, P., Bertrand, G., Boudiaf, A., Winter, T., Kherroubi, A., Le Roy, P., Djellit, H., 2009. Plio-quaternary reactivation of the neogene margin off NW Algiers, Algeria: The Khayr al Din bank. Tectonophysics 475 (1), 98–116.
Zeck, H.P., 1996. Betic–Rif Orogeny: Subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. Tectonophysics 254, 1–16.
Zeck, H.P., 1997. Mantle peridotites outlining the Gibraltar arc centrifugal extensional allochthons derived from the earlier Alpine, westward subducted nappe pile. Tectonophysics 281, 195–207.
Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I.M., Hansen, B.T., 1992. Very high rates of cooling and uplift in the Alpine Belt of the Betic Cordilleras, Southern Spain. Geology 20, 79–82.