



HAL
open science

**Contraintes par imagerie sismique pénétrante sur
l'évolution d'une marge Cénozoïque réactivée en
compression (cas de la marge algérienne, secteur de
Tipaza)**

Angélique Leprêtre

► **To cite this version:**

Angélique Leprêtre. Contraintes par imagerie sismique pénétrante sur l'évolution d'une marge Cénozoïque réactivée en compression (cas de la marge algérienne, secteur de Tipaza). Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2012. Français. NNT : 2012BRES0079 . tel-00861342v2

HAL Id: tel-00861342

<https://theses.hal.science/tel-00861342v2>

Submitted on 20 Mar 2019

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

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



université de bretagne
occidentale



THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
Mention : Géosciences marines
École Doctorale (EDSM)

présentée par

Angélique Leprêtre

Préparée à

l'Institut Universitaire Européen de la Mer
UMR 6538, Domaines Océaniques

**Contraintes par imagerie
sismique pénétrante sur
l'évolution d'une marge
Cénozoïque réactivée en
compression
(cas de la marge algérienne,
secteur de Tipaza)**

Thèse soutenue le 18 décembre 2012 devant le jury composé de :

Christophe BASILE

Professeur, ISTerre, Grenoble / *Rapporteur*

François ROURE

Professeur, IFP, Rueil-Malmaison / *Rapporteur*

Olivier BELLIER

Professeur, CEREGE, Aix-en-Provence / *Examineur*

Laurent GEOFFROY

Professeur, UBO, UMR6538, Brest / *Examineur*

Valenti SALLARES

Chercheur, CMIMI-CSIC, Barcelone / *Examineur*

Jacques DEVERCHERE

Professeur, UBO, UMR 6538, Brest / *Directeur de thèse*

Rabah BRACENE

Docteur, SONATRACH, Boumerdès / *Co-encadrant*

Frauke KLINGELHOEFER

Chercheur, IFREMER, Brest / *Co-encadrant*

Karim YELLES

Directeur du recherches, CRAAG, Alger / *Co-encadrant (invité)*

Table des matières

Introduction générale	1
I CADRE DE L'ÉTUDE & PROBLÉMATIQUE	3
I.1 Réactivation des marges	5
I.1.1 L'inversion des marges passives : enjeux	5
I.1.2 Conditions favorables à l'initiation d'une zone de subduction	6
I.1.2.1 Influence de l'âge de la lithosphère océanique	6
I.1.2.2 Influence des zones de faiblesse et des forces externes	7
I.1.2.3 Influence du contexte d'évolution géodynamique des marges sur l'initiation d'une zone de subduction	8
I.1.3 Vers la formation des marges continentales passives	9
I.1.3.1 Moteurs de l'extension	9
I.1.3.2 De l'amincissement lithosphérique à la rupture continentale	10
I.1.3.3 Marges volcaniques & non-volcaniques	12
I.1.3.4 Marge formée loin de l'influence d'une zone de subduction	13
I.1.3.5 Marges transformantes et marges obliques	16
I.1.3.6 Formation des marges en contexte d'arrière-arc	19
I.1.4 Quelle déformation pendant la réactivation ?	23
I.1.5 Quelles marges potentielles dans le monde ?	24
I.1.6 Synthèse sur la réactivation des marges	24
I.2 Évolution Géodynamique de la marge algérienne	27
I.2.1 Les grands ensembles structuraux d'Afrique du Nord	27
I.2.1.1 Les Zones Externes	27
I.2.1.2 Les nappes de flyshs	29
I.2.1.3 Les Zones Internes	29
I.2.2 Contexte de formation de la Méditerranée occidentale et du bassin algérien	32
I.2.3 Formation des bassins arrière-arc de Méditerranée occidentale	33
I.2.4 Évolution des domaines atlasique et tellien & ouverture du bassin Est algérien vue depuis l'Afrique	38
I.3 Contexte sismo-tectonique	41
I.3.1 Cinématique actuelle en Méditerranée occidentale	41
I.3.2 Sismicité de la Méditerranée occidentale	43

TABLE DES MATIÈRES

I.3.3	Sismicité du Nord de l'Algérie	44
I.4	Morpho-structure de la marge algérienne	47
I.4.1	Stratigraphie	48
I.4.2	Structure profonde et nature du bassin Algérien	50
I.5	Réactivation de la marge algérienne	51
I.5.1	Les instabilités sédimentaires	51
I.5.2	Le cours des canyons	52
I.5.3	La déformation des sédiments superficiels	52
I.5.4	Initiation d'une zone de subduction au Nord de l'Algérie?	55
I.6	Problématique	57
II	DONNÉES ET MÉTHODES	59
II.1	Acquisition & Données	60
II.1.1	Les données de sismique profonde : principe et intérêt	60
II.1.1.1	La sismique réflexion	60
II.1.1.2	La sismique réfraction grand-angle	61
II.1.2	La Campagne SPIRAL	62
II.1.2.1	Les objectifs du projet SPIRAL	62
II.1.2.2	Acquisition des données	62
II.1.2.3	Synthèse des données disponibles dans la région de Tipaza	73
II.2	Traitement des données	75
II.2.1	La sismique réflexion multitrace	75
II.2.1.1	La séquence de traitement "Bord"	75
II.2.1.2	La séquence de traitement avancée : profils Spi05, Spi06, Spi07 (Source LEG1)	81
II.2.1.3	La sismique réfraction grand-angle	93
II.2.2	Tomographie sismique régionale (passive) à partir des données ISC (<i>International Seismological Center</i>)	100
III	STRUCTURE PROFONDE DE LA MARGE CENTRE ALGERIENNE	103
III.1	Introduction	105
III.2	Geological setting	108
III.2.1	The Algerian margin	108
III.2.2	Sector of the Khayr-al-Din Bank (KADB)	112
III.3	Seismic data	114
III.3.1	Data acquisition	114
III.3.2	Multichannel Seismic Data (MCS) data & processing	115
III.3.3	Seismic velocity modeling of the wide-angle seismic data	117
III.3.3.1	Data quality and preprocessing of the wide-angle seismic data	117
III.3.3.2	First arrival tomographic inversion	119
III.3.3.3	Forward modeling	120

III.3.3.4 Error analyses	121
III.4 Results	126
III.4.1 Structure of the sedimentary units	126
III.4.2 Structure of the crust and upper mantle velocities	127
III.4.3 Nature of the crust	128
III.4.4 Sedimentary and crustal geometry at the margin foot	129
III.5 Discussion	129
III.5.1 Deep structure of the Algerian margin and its basin (sector of Tipaza)	129
III.5.1.1 Continental crust (Domain 1)	130
III.5.1.2 Oceanic crust in the deep basin (Domain 3)	130
III.5.1.3 Ocean-continent transition (Domain 2)	131
III.5.2 Comparison with other continental margins	132
III.5.3 New evidence for tectonic reactivation ?	136
III.6 Conclusions	137
IV STRUCTURATION INTERNE DU BANC DE KHAYR-AL-DIN	139
IV.1 Introduction	140
IV.1.1 Le banc de Khayr-al-Din	140
IV.1.2 Le marqueur sismique Messinien en Méditerranée Occidentale	143
IV.2 Méthodologie	144
IV.3 Stratigraphie sismique offshore	145
IV.4 Évolution sédimentaire dans le secteur Tipaza	146
IV.4.1 Domaine A	147
IV.4.1.1 L'unité Plio-Quaternaire (PQ)	147
IV.4.1.2 Les unités messiniennes (UU et MU)	148
IV.4.1.3 L'unité pré-salifère (UP)	148
IV.4.2 Domaine B	149
IV.4.2.1 L'unité Plio-Quaternaire (PQ)	150
IV.4.2.2 Les unités messiniennes (UU et MU)	155
IV.4.2.3 L'unité pré-salifère (UP)	157
IV.4.3 Domaine C	158
IV.4.3.1 L'unité Plio-Quaternaire (PQ)	158
IV.4.3.2 Les unités messiniennes (UU et MU)	160
IV.4.3.3 L'unité pré-salifère (UP)	160
IV.4.4 Domaine D	162
IV.4.4.1 L'unité Plio-Quaternaire (PQ)	162
IV.4.4.2 Les unités messiniennes (UU et MU)	162
IV.4.4.3 L'unité pré-salifère (UP)	163
IV.5 Synthèse des observations morpho-sédimentaires & implications	169
IV.5.1 Variations d'épaisseur des unités sédimentaires	169

IV.5.2	Décalages verticaux des unités messiniennes	174
IV.5.3	Structures remarquables d'Est en Ouest	174
IV.5.3.1	La bordure Sud du banc de Khayr-al-Din en aval du Massif d'Alger .	174
IV.5.3.2	Le pli au pied du banc de KAD	175
IV.5.3.3	Le basculement des séries sédimentaires et du socle dans le prolongement Ouest du banc	176
IV.5.3.4	Les structures salifères : dômes, diapirs, murs	177
IV.5.4	Structuration pré-Messinienne du banc de Khayr-al-Din	178
IV.5.4.1	Présence d'un haut de socle pré-MSC	178
IV.5.4.2	Plongement de l'Est vers l'Ouest du banc de Khayr-al-Din	179
IV.5.5	Structuration Post-Messinienne de la marge	179
V	CONCLUSION GÉNÉRALE & PERSPECTIVES	183
	Liste des figures	187
	Liste des tableaux	203
	Bibliographie	204

Introduction générale

La place centrale qu'occupe la subduction dans la tectonique des plaques et la dynamique mantellique fait que ce processus a été très largement étudié depuis l'avènement de la tectonique des plaques au début des années 60. Actuellement un grand nombre de zones subduction sont observées de part le monde, phénomène largement représenté sur les bordures de l'océan Pacifique. Des indices comme les ophiolites, ou les panneaux lithosphériques plongeant dans le manteau terrestre témoignent quant à eux des zones de subduction passées. Les subductions se forment, se développent et disparaissent de manière cyclique et nécessairement de nouvelles zones de subduction doivent se former. Toutefois, les mécanismes à l'origine de leur initiation restent largement incompris et constituent une zone d'ombre dans le cycle de Wilson. Bien qu'un certain nombre d'études majoritairement basées sur la modélisation numérique aient tenté d'en percer les mystères, il en ressort que l'initiation d'une subduction est un mécanisme extrêmement difficile à réaliser mécaniquement.

Les marges passives apparaissent comme les sites logiques pour leur initiation, par un premier stade de réactivation en contexte compressif (l'inversion). Néanmoins la grande variété des marges existantes de part le monde et de contextes géodynamiques dans lesquels elles évoluent, rend complexe la compréhension de ces processus, dont l'expression peut fortement varier d'une marge à une autre. Les principales questions sur la réactivation des marges se situent dans les facteurs contrôlant et favorisant cette déformation compressive, et à terme la rupture lithosphérique permettant l'initiation d'une zone de subduction. Notamment, quelle est l'influence de la fabrique initiale de la marge avant la réactivation, sur la localisation et le mode de déformation ?

La marge algérienne apparaît comme un cas d'école pour la compréhension de l'inversion des marges. Cette marge formée en contexte arrière arc au Miocène, s'étend sur plus de 1000 km d'est en ouest au nord de l'Afrique. L'ensemble de la zone côtière Nord algérienne est actuellement repris en compression, dans le cadre de la convergence entre les plaque européenne et africaine. D'après les résultats de modélisation analogique et numérique, cette marge présente un certain nombre de critères favorables au plongement d'une plaque sous une autre.

Les problèmes que posent la réactivation des marges et l'initiation des zones de subduction seront présentés dans un premier chapitre ainsi que le contexte régional de notre cas d'étude : la marge Cénozoïque algérienne. L'étude portera ensuite plus spécifiquement sur le secteur de Tipaza à l'Ouest d'Alger localisé dans une zone charnière durant l'évolution du domaine Nord algérien. Le second chapitre permettra d'aborder le sujet de la structure profonde de la marge et du bassin profond algérien dans la région, notamment la nature des domaines crustaux composant la marge et la caractérisation de la transition continent-océan. Cette analyse se base sur les nouvelles données de sismique pénétrante terre-mer acquises dans le cadre du projet SPIRAL (Sismique Profonde et Investigation Régionale en Algérie). Dans un troisième chapitre sera présenté la géométrie pseudo-3D de cette partie de la marge issue de l'interprétation de l'ensemble des données sismiques présentes dans la région d'Alger, afin d'apporter une vision plus complète sur la structuration interne du banc de Khayr-al-Din. Les résultats de ces travaux devraient alors permettre d'apporter de nouvelles contraintes sur (1) l'évolution de la marge dans ce secteur, (2) de caractériser la déformation liée à la réactivation, et (3) de discuter le rôle joué par la fabrique de la marge sur les modalités de la réactivation.

TABLE DES MATIÈRES

Chapitre I

CADRE DE L'ÉTUDE & PROBLÉMATIQUE

I.1	Réactivation des marges	5
I.1.1	L'inversion des marges passives : enjeux	5
I.1.2	Conditions favorables à l'initiation d'une zone de subduction	6
I.1.2.1	Influence de l'âge de la lithosphère océanique	6
I.1.2.2	Influence des zones de faiblesse et des forces externes	7
I.1.2.3	Influence du contexte d'évolution géodynamique des marges sur l'initiation d'une zone de subduction	8
I.1.3	Vers la formation des marges continentales passives	9
I.1.3.1	Moteurs de l'extension	9
I.1.3.2	De l'amincissement lithosphérique à la rupture continentale	10
I.1.3.3	Marges volcaniques & non-volcaniques	12
I.1.3.4	Marge formée loin de l'influence d'une zone de subduction	13
I.1.3.5	Marges transformantes et marges obliques	16
I.1.3.6	Formation des marges en contexte d'arrière-arc	19
I.1.4	Quelle déformation pendant la réactivation ?	23
I.1.5	Quelles marges potentielles dans le monde ?	24
I.1.6	Synthèse sur la réactivation des marges	24
I.2	Évolution Géodynamique de la marge algérienne	27
I.2.1	Les grands ensembles structuraux d'Afrique du Nord	27
I.2.1.1	Les Zones Externes	27
I.2.1.2	Les nappes de flyshs	29
I.2.1.3	Les Zones Internes	29
I.2.2	Contexte de formation de la Méditerranée occidentale et du bassin algérien	32
I.2.3	Formation des bassins arrière-arc de Méditerranée occidentale	33
I.2.4	Évolution des domaines atlasique et tellien & ouverture du bassin Est algérien vue depuis l'Afrique	38
I.3	Contexte sismo-tectonique	41
I.3.1	Cinématique actuelle en Méditerranée occidentale	41
I.3.2	Sismicité de la Méditerranée occidentale	43
I.3.3	Sismicité du Nord de l'Algérie	44
I.4	Morpho-structure de la marge algérienne	47
I.4.1	Stratigraphie	48
I.4.2	Structure profonde et nature du bassin Algérien	50
I.5	Réactivation de la marge algérienne	51
I.5.1	Les instabilités sédimentaires	51
I.5.2	Le cours des canyons	52
I.5.3	La déformation des sédiments superficiels	52

Chapitre I. CADRE DE L'ÉTUDE & PROBLÉMATIQUE

I.5.4	Initiation d'une zone de subduction au Nord de l'Algérie?	55
I.6	Problématique	57

L'étude des marges réactivées est une étape essentielle à la connaissance des mécanismes à l'origine de l'initiation de nouvelles zones de subduction, un processus encore incompris qui soulève de nombreuses questions. Dans un premier temps, un état des connaissances sur les marges passives réactivées en compression est présenté, afin de comprendre ce premier stade potentiel vers l'initiation d'une subduction. Dans un second temps, le cas d'étude de la marge algérienne en Méditerranée occidentale, qui réunit un certain nombre de critères favorables à une évolution future vers une zone de subduction est présenté. Cette marge Cénozoïque apparaît en effet être un site idéal pour étudier le stade précoce de l'initiation d'une subduction, qui nécessite une attention particulière.

I.1 Réactivation des marges

Le rôle fondamental de la subduction dans la théorie de la tectonique des plaques et la dynamique mantellique sont clairement établis depuis de nombreuses années. Ceci est notamment dû au fait que ces zones sont à l'origine d'un risque sismique majeur. De fait, les marges de subduction dites "actives" ont fait l'objet d'un nombre d'études considérable. Si ce processus est à présent bien compris, de nombreuses inconnues persistent quant aux mécanismes de genèse des subductions.

I.1.1 L'inversion des marges passives : enjeux

Les marges passives sont généralement considérées comme des structures géodynamiquement stables, uniquement affectées par le phénomène de subsidence dans un premier temps d'origine tectonique, puis thermique dans un second temps, mais aussi par l'action de l'érosion et des réajustements isostatiques [Leroy et al., 2008]. Les observations géologiques indiquent que le stade de marge passive doit être suivi d'un stade transitionnel avant l'évolution de la marge vers une marge active (de subduction). L'inversion des marges passives semble donc être le point de départ logique de l'initiation d'une zone de subduction.

Les enjeux de l'étude de ces marges sont multiples :

Ils sont d'abord d'ordre conceptuel. Les nombreuses inconnues qui entourent le processus d'initiation des subductions aux marges passives sont d'ores et déjà d'un intérêt majeur (voir paragraphe I.1.2). De plus, contrairement aux marges strictement passives, les marges réactivées peuvent être à l'origine d'une sismicité mal identifiée mais potentiellement destructrice nécessitant l'évaluation de l'aléa sismique.

Les enjeux sont également industriels. Selon son évolution (tectonique et thermique), une marge peut être propice à la formation et à la conservation de gisements d'hydrocarbures et donc au développement d'un système pétrolier (roche mère, réservoir, roche couverture). Ainsi les conditions thermiques pourront être favorables à la maturation de la matière organique alors que la tectonique (régionale ou salifère) fournira les pièges structuraux. En ce sens, la réactivation post-breakup des

marges peut souvent engendrer le développement de plis qui vont former des pièges structuraux pour les hydrocarbures.

I.1.2 Conditions favorables à l'initiation d'une zone de subduction

La dynamique d'une subduction est gouvernée par un rapport entre des forces tendant à faciliter le processus (les forces de traction du slab, de poussée aux centres d'accrétion) et d'autres forces contribuant à bloquer le système (les forces de friction et la résistance mécanique de la lithosphère, la résistance du manteau à l'enfoncement du panneau plongeant) [Lallemand et al., 2005].

I.1.2.1 Influence de l'âge de la lithosphère océanique

Le plongement progressif de la lithosphère océanique dans le manteau induit par l'augmentation de la densité de la lithosphère océanique avec l'âge lorsqu'on s'éloigne de la dorsale est le mécanisme le plus souvent invoqué pour être le moteur de l'initiation des zones de subduction (*cycle 1*, Fig I.1). Cependant, il apparaît que la déstabilisation gravitaire de la lithosphère océanique avec le temps ne soit pas une condition suffisante pour la formation spontanée d'une subduction, même cumulée avec les forces de poussée aux centres d'accrétion [McKenzie, 1977] (Fig I.1). Cloetingh et al., 1989

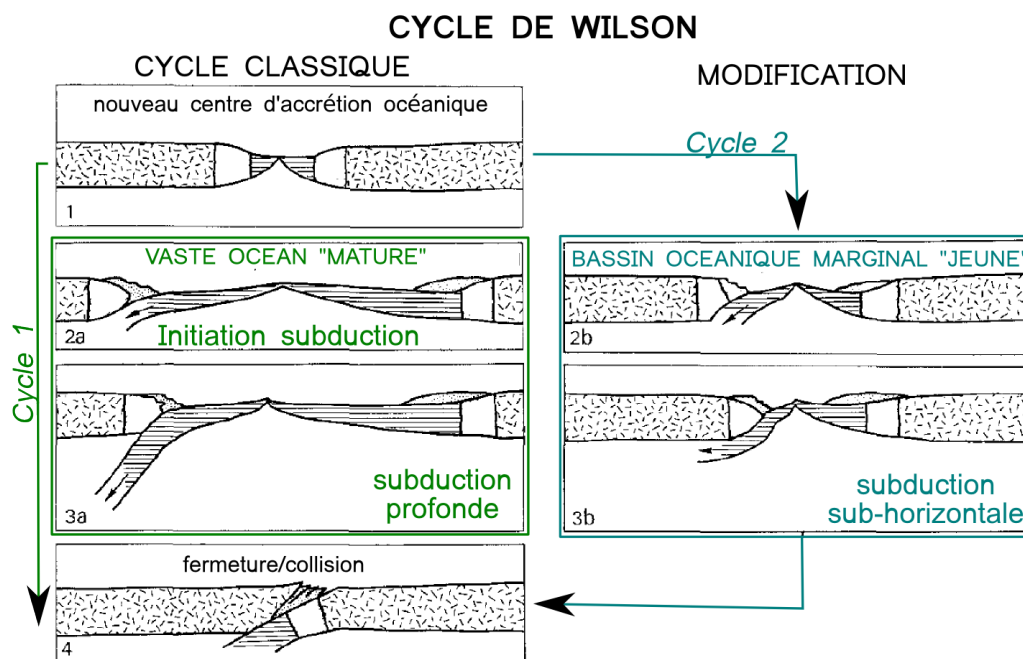


FIGURE I.1 – Cycle de Wilson revisité par Cloetingh et al. (1989).

proposent que les conditions les plus favorables à la mise en place d'une subduction seraient plus aisément réunies pour des marges jeunes (< 20 Ma) comme on en trouve dans les bassins marginaux (*cycle 2*, Fig I.1). Les auteurs justifient entre autre cette hypothèse par la faible préservation des

bassins d'arrière-arc sur Terre. Pourtant en premier lieu, il paraît plus intuitif que l'initiation d'une subduction soit favorisée par le plongement d'une lithosphère océanique ancienne et dense sous une autre. D'autres travaux récents confirment que l'âge de la lithosphère pourrait n'être qu'un facteur de second ordre [Nikolaeva et al., 2010].

I.1.2.2 Influence des zones de faiblesse et des forces externes

La présence de zones de faiblesse mécanique dans la lithosphère océanique, de même que l'intervention de forces additionnelles (outre la poussée aux rides d'accrétion), apparaissent indispensables pour permettre le plongement d'une plaque sous une autre et ainsi contrebalancer (et finalement vaincre) les forces de résistance.

Un certain nombre de facteurs favorables à l'initiation d'une subduction sont proposés dans la littérature : la charge sédimentaire et la topographie des marges passives [Cloetingh et al., 1982; Erickson, 1993a; Pascal and Cloetingh, 2009], la présence de zones de faiblesse mécanique dans la plaque océanique et/ou à la zone transition océan-continent (TOC) associées à des forces de convergence [Mueller and Phillips, 1991; Toth and Gurnis, 1998; Gurnis et al., 2004], l'hydratation de la lithosphère [Van der Lee et al., 2008; Nikolaeva et al., 2010], le contraste de densité existant entre la lithosphère océanique et continentale à la transition océan-continent [Mart et al., 2005; Goren et al., 2008] ou encore un amincissement de la lithosphère continentale, imposé éventuellement par un manteau anormalement chaud [Leroy et al., 2008; Nikolaeva et al., 2010].

Les travaux de modélisation numériques présentés par Gurnis et al. (2004), montrent par exemple comment l'initiation d'une subduction est facilitée par la présence d'une zone de faiblesse dans la lithosphère fragile (Fig I.2.a). Sur la base d'un modèle simple considérant une lithosphère océanique uniforme âgée de 30 Ma, les auteurs montrent que sous l'action de forces compressives, même faibles (1 cm/an de convergence), la zone de faiblesse localise rapidement la déformation sous la forme d'une zone cisailante (Fig I.2.b). La topographie se développe peu à peu et la lithosphère s'épaissit, tandis que la zone de cisaillement créée se propage en profondeur jusqu'à atteindre la lithosphère élastique (Fig I.2.c et Fig I.2.d). À partir d'un certain moment, les forces de friction et de cohésion sont vaincues, la force de flexion de la lithosphère devient alors dominante permettant l'apparition d'un véritable panneau plongeant (Fig I.2.e). La force de traction exercée par le plongement du slab contribue ensuite fortement à faciliter le processus (Fig I.2.e) mais le taux de convergence reste le facteur principal de contrôle des forces en jeu [Gurnis et al., 2004].

Les travaux de modélisation de Gurnis et co-auteurs montrent bien l'importance de la présence de zones de faiblesse mécanique pré-existantes. Ces zones de faiblesse sont représentées dans la nature sous la forme de zones de fracture ou encore de zones délimitant deux domaines de densités différentes, soulignant l'importance du rôle joué par la transition océan-continent (TOC) dans l'initiation des zones de subduction [Mart et al., 2005; Goren et al., 2008].

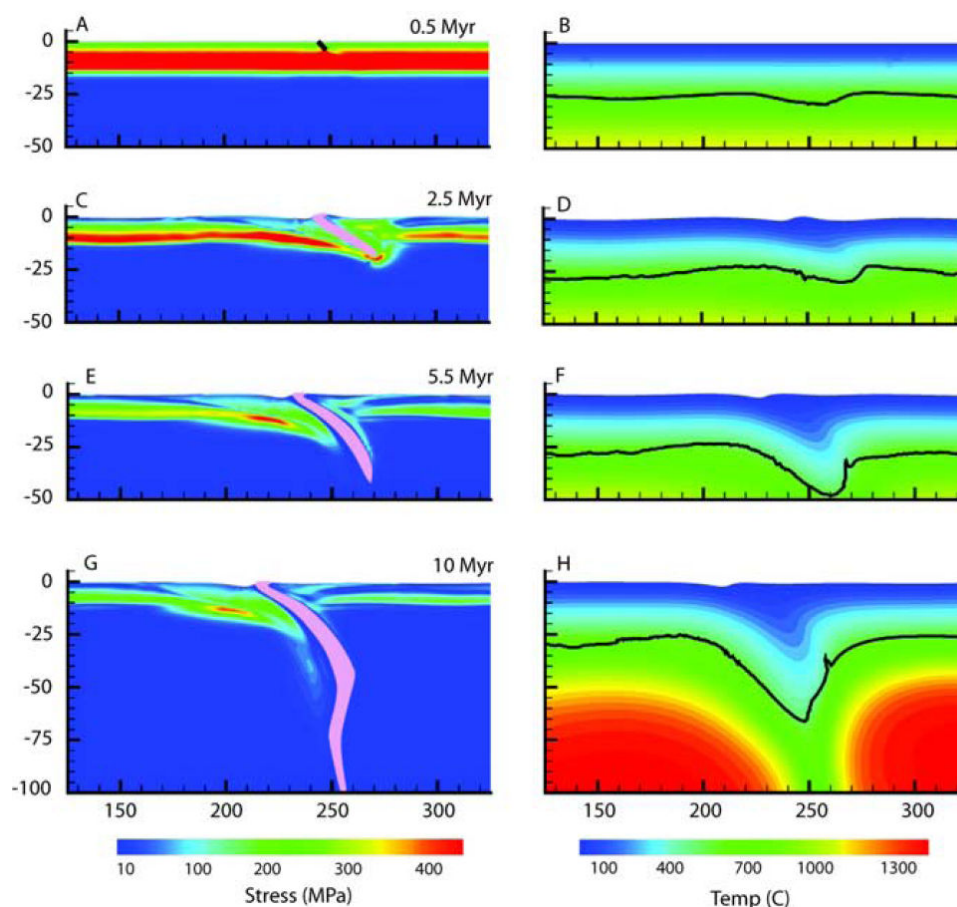


FIGURE I.2 – Résultats de modélisation numérique montrant l'initiation et le développement d'une zone de subduction à partir d'une zone de faiblesse dans la lithosphère fragile [Gurnis et al., 2004]. L'échelle verticale est en kilomètre.

Si les travaux de modélisation (numérique et analogique) permettent d'appréhender la dynamique de la déformation et certaines forces mises en jeu, ils sont néanmoins confrontés aux limites induites par la méthode. Dans la nature, un certain nombre de ces forces peuvent jouer en même temps et ne sont pas aisément modélisables. De plus, d'autres facteurs tels que l'héritage géologique et structural régional ne sont pas évidents à prendre en compte lors de modélisation. Cela montre bien l'importance de confronter ces modèles aux évidences géologiques du stade d'initiation par l'étude de cas réels, qui sont de fait très peu nombreux et insuffisamment documentés (voir paragraphe I.1.5)

I.1.2.3 Influence du contexte d'évolution géodynamique des marges sur l'initiation d'une zone de subduction

L'une des raisons majeures de la méconnaissance de la mise en place d'une subduction est la difficulté de faire le lien entre les indices géologiques d'initiation dans un contexte d'évolution de marge donné, et un modèle de dynamique de développement d'une subduction. Le nombre croissant

d'études portant sur les marges "passives" a démontré la grande variété de ces objets dans la nature, ce qui rend impossible l'existence d'un modèle permettant d'expliquer la totalité des structures observées. En effet, les marges se forment dans différents contextes géodynamiques et continuent d'évoluer après le "breakup" (contrairement à une idée communément répandue dans les années 80). Cette section a pour but de montrer la grande diversité des marges dans la nature. Certaines marges vont certainement être plus propices que d'autres à l'initiation d'une subduction.

I.1.3 Vers la formation des marges continentales passives

Les marges continentales passives résultent de la dislocation d'une masse continentale soumise à des forces extensives (*le rifting*), par amincissement lithosphérique, suivi de la rupture continentale (*le breakup*) et de l'accrétion océanique à l'axe du rift. De nombreux modèles d'amincissement sont proposés dans la littérature, et leur complexité s'est souvent accrue au cours des dernières années pour rendre compte des connaissances de plus en plus fines des marges.

I.1.3.1 Moteurs de l'extension

Par le passé, deux catégories de rifting étaient généralement reconnus : le rifting actif et le rifting passif. Dans le cas du rifting "actif", le rift se développe en réponse à la remontée d'un panache mantellique provoquant l'amincissement et le bombement de la lithosphère (Fig I.3.a). Dans le cas du rifting "passif", le rift se développe en réponse à des forces extérieures lointaines (forces aux limites) provoquant la remontée passive de l'asthénosphère pour compenser l'amincissement de la lithosphère sus-jacente (Fig I.3.b).

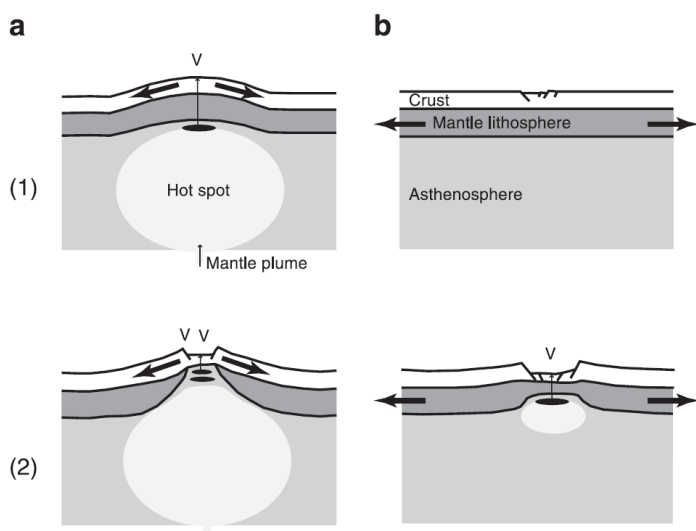


FIGURE I.3 – Diagramme schématisant le principe du (a) rifting actif et du (b) rifting passif [Corti et al., 2003]. (1) stade initial et (2) stade suivant dans l'évolution du rift. (a) La remontée d'un plume mantellique (chaud et de faible densité) dans le manteau sublithosphérique provoque un bombement de la topographie, la remontée de la base de la lithosphère (surrection thermique), et du volcanisme (V). (b) L'extension est contrôlée par le champ de contrainte régional extensif (forces aux limites de plaque). L'asthénosphère remonte de façon passive en réponse à l'amincissement lithosphérique. L'activité magmatique se produit à un stade avancé du rifting.

Logiquement, le rifting passif serait à l'origine des marges de type non-volcanique et le rifting actif des marges volcaniques (voir paragraphe I.1.3.3). Cette vision apparaît cependant trop simpliste

pour rendre compte de la variété des marges sur Terre. Rifting passif et actif doivent en réalité faire partie d'un continuum, représentant deux pôles extrêmes de l'évolution d'un rift.

Le moteur de l'extension trouverait plutôt son origine dans l'interaction complexe entre les forces gouvernant la tectonique des plaques : les forces aux limites de plaque (la force de traction du slab, les forces de poussée aux rides, de friction) et les forces générées à la base de la lithosphère par la convection asthénosphérique (couplage lithosphère asthénosphère). L'action d'un panache mantellique (perturbation thermique) ne serait donc pas une force motrice de premier ordre lors de l'initiation d'un rift mais contribue à l'affaiblissement mécanique de la lithosphère. Elle contrôlera l'importance de l'activité magmatique pendant le rifting.

I.1.3.2 De l'amincissement lithosphérique à la rupture continentale

La formation des marges passives s'intègre dans le mode de rifting dit "étroit" [Buck, 1991, Brun, 1999]. Brièvement, ce mode de rifting se traduit par l'amincissement d'une lithosphère initiale d'épaisseur normale, associé à la remontée (passive ou active) et la fusion partielle du manteau lithosphérique et de l'asthénosphère (Fig I.4.b). La fusion induite par décompression adiabatique est contrôlée par le taux d'extension. L'extension est accommodée sous la forme de failles normales délimitant des blocs basculés dans la lithosphère fragile sur plusieurs centaines de kilomètres (Fig I.4.b). Lorsque le rifting atteint la rupture lithosphérique et l'accrétion océanique, deux marges passives conjuguées sont créées. Elles évolueront de part et d'autre du domaine océanique s'éloignant progressivement avec l'expansion du plancher océanique (Fig I.4.c).

L'évolution présentée sur la figure I.4 est une vision simplifiée de la réalité, ou du moins un exemple possible de ce que l'on pourrait observer dans la nature. Comme pour le moteur à l'origine de l'extension (rifting actif et passif), la réponse mécanique de la lithosphère à l'extension pourraient osciller entre deux modèles extrêmes : le cisaillement pur (Fig I.4 et Fig I.5, *modèle du haut*) et le cisaillement simple Fig I.5, *modèle du milieu*). Des modèles d'extension mixtes sont également proposés, intermédiaires entre cisaillement simple et cisaillement pur (Fig I.5, *modèle du bas*). Les modèles incluant du cisaillement simple proposent généralement l'existence de détachements majeurs recoupant entièrement (*modèle de cisaillement simple*, Fig I.5) ou partiellement (*modèle de cisaillement mixte*, Fig I.5) la lithosphère. Les modèles de cisaillement simple ou composite ont été invoqués plus tardivement afin d'expliquer la dissymétrie des marges observées et la présence de manteau exhumé à la limite entre croûte continentale et croûte océanique (voir paragraphe I.1.3.4).

Les mécanismes d'amincissement lithosphérique amenant à la rupture continentale posent encore de nombreuses questions, bien qu'au fil des années, les travaux de modélisation analogique, numérique et conceptuelle expliquent de mieux en mieux les structures observées dans la nature. Sans rentrer dans les détails des modèles d'amincissement, les mécanismes même simplifiés, tels que ceux proposés

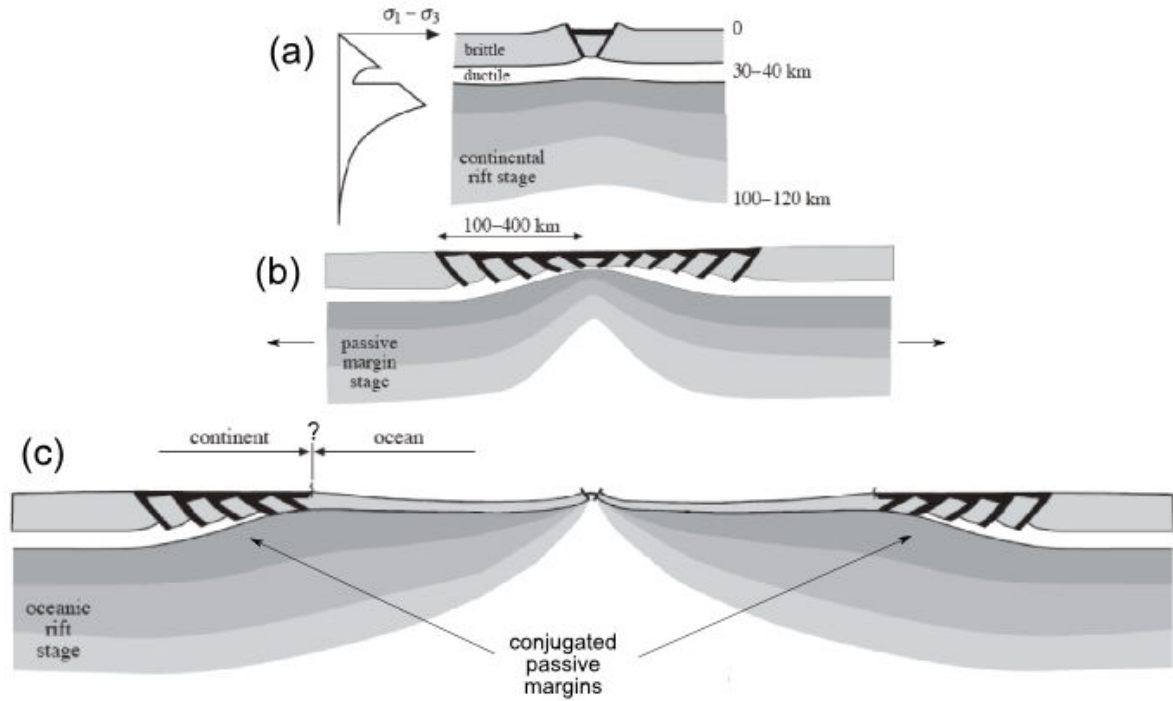


FIGURE I.4 – Modèle d'évolution d'un rift étroit jusqu'à la formation de deux marges passives conjuguées et l'océanisation. [Brun, 1999]. (a) Stratification de la lithosphère en 4 couches représentant les niveaux fragiles et ductiles de la croûte et du manteau. (b) Stade du rifting : formation de blocs basculés délimités par des failles normales. (c) Stade d'océanisation : formation d'une nouvelle croûte océanique à la dorsale.

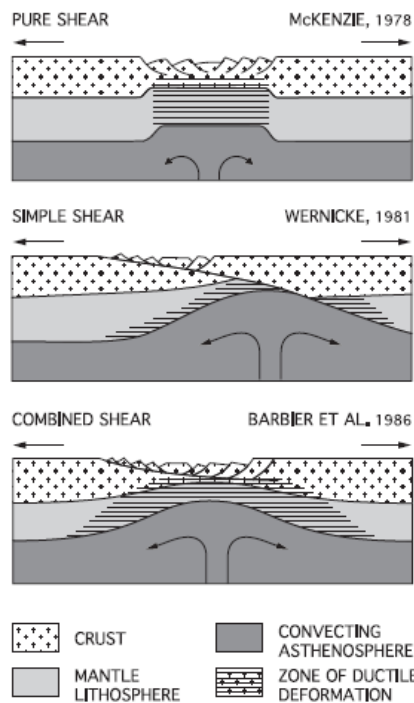


FIGURE I.5 – Représentation schématique des modèles d'extension lithosphérique continentale [Ziegler and Cloetingh, 2004, d'après McKenzie, 1978, Wernicke, 1981 et Barbier and Duverge, 1986]. En haut : modèle d'extension en cisaillement pur. Le rift est symétrique (marges conjuguées symétriques). Au milieu : modèle d'extension par cisaillement simple. Le rift est asymétrique (marges conjuguées asymétriques). En bas : modèle d'extension mixte, intermédiaire entre cisaillement pur et cisaillement simple. Le rift est asymétrique (marges conjuguées symétriques à asymétriques).

sur la figure I.5 illustrent bien que deux marges conjuguées pourront présenter des structures très différentes.

Par ailleurs, une évolution polyphasée du rifting et des marges est de plus en plus souvent invoquée. Le contrôle de l'amincissement lithosphérique par la structure de l'asthénosphère, de la lithosphère (rhéologie, thermicité, héritage), ainsi que la stratification de la lithosphère (fragile-ductile, Fig I.4.a) et les modalités de l'extension (direction, intensité), sont autant de facteurs qui peuvent interagir à des stades différents de la génération des marges passives. Ces mêmes facteurs seront également déterminants dans l'évolution post-rift des marges, notamment leur potentielle inversion tardive.

I.1.3.3 Marges volcaniques & non-volcaniques

Durant le rifting et au début de l'accrétion océanique, la quantité de magmatisme produit va varier selon les conditions thermiques (exemple du rifting actif), la quantité de déformation, et/ou de la composition du manteau. Selon l'importance du magmatisme, les marges seront subdivisées généralement en deux catégories : les marges volcaniques et les marges non-volcaniques (Fig I.6).

Marges volcaniques

La formation des marges volcaniques s'accompagne notamment de la mise en place d'une importante quantité de magmatisme à la zone de transition océan-continent. Il est généralement admis que ces marges témoignent d'une rupture lithosphérique en présence d'un manteau anormalement chaud [Geoffroy, 2005]. L'intense activité magmatique est responsable de la formation d'une croûte océanique anormalement épaisse ($\sim > 10$ km) et du développement de failles normales à pendage vers le continent, accommodant la mise en place des magmas pendant la phase d'extension (Fig I.6.a). En imagerie sismique, ces marges sont reconnaissables par la présence de SDR ("*Seaward Dipping Reflectors*") et de corps magmatiques sous-plaqués sous la croûte transitionnelle, caractérisés par de hautes vitesses en sismique [$V_p > 7,2$ km/s, Bauer et al., 2000; Gerlings et al., 2009; Keen et al., 2012] (Fig I.6.a).

Marges non-volcaniques

À l'inverse, la formation des marges dites non-volcaniques s'accompagne d'une faible quantité voire de l'absence de magmatisme. Le terme non-volcanique doit donc être nuancé. En effet, un nombre croissant d'études portant sur les marges non-volcaniques témoignent d'une activité magmatique, même faible. Le terme "magma-poor margin" (marge faiblement volcanique) de plus en plus utilisé est plus adapté. Ces marges sont généralement "caractérisées" par (1) un domaine de blocs continentaux basculés vers le continent, délimités par des failles extensives à pendage en direction de l'océan accommodant l'extension dans la croûte supérieure cassante (Fig I.4.c), (2) une zone de manteau exhumé et serpentinisé à la transition continent océan (TOC, voir section I.1.3.4), et (3) une

croûte océanique plus mince (≤ 7 km) (Fig I.6.b). Ces marges ne présentent pas de SDR et rarement de corps à hautes vitesses sous-plaqués.

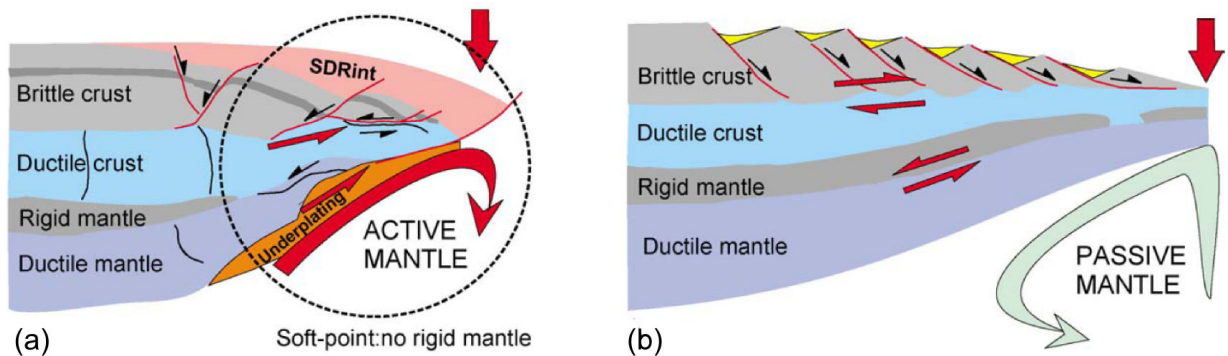


FIGURE I.6 – Exemple type de la structure (a) d’une marge passive volcanique et (b) d’une marge passive non-volcanique [Geoffroy, 2005].

La terminologie marge volcanique/non-volcanique, traduit ainsi des modes de formation très différents.

Influence de l’état thermique initial des marges sur leur évolution post-rift

Grâce à la modélisation numérique, **Leroy et al.** (2008) montrent que l’état thermique initial des marges volcaniques et non-volcaniques va déterminer d’importantes différences dans leur évolution post-breakup. Dans le cas des marges volcaniques, l’environnement thermique plus chaud va faciliter le phénomène d’amincissement thermique de la lithosphère durant les 80 Ma suivant le breakup (Fig I.7). En comparaison des marges passives non-volcaniques, cela va avoir pour effet d’amplifier le phénomène de surrection continentale par réajustement thermique et la flexuration de la marge (Fig I.7).

Les conditions d’évolution des marges syn- et post-breakup notamment d’un point de vue thermique auront un fort impact sur les mécanismes de déformation post-breakup des marges. Cela suggère que selon le type de marge considéré, l’initiation d’une zone de subduction sera plus ou moins favorisée, surtout pour les marges soumises à un régime thermique plus élevé.

I.1.3.4 Marge formée loin de l’influence d’une zone de subduction

La marge ouest ibérique, formée loin de l’influence d’une zone de subduction, sans magmatisme notable et loin de toute influence d’une zone de subduction, est supposée représenter un archétype du type de marge passive non-volcanique. Les principales caractéristiques de ces marges sont présentées ci-dessous.

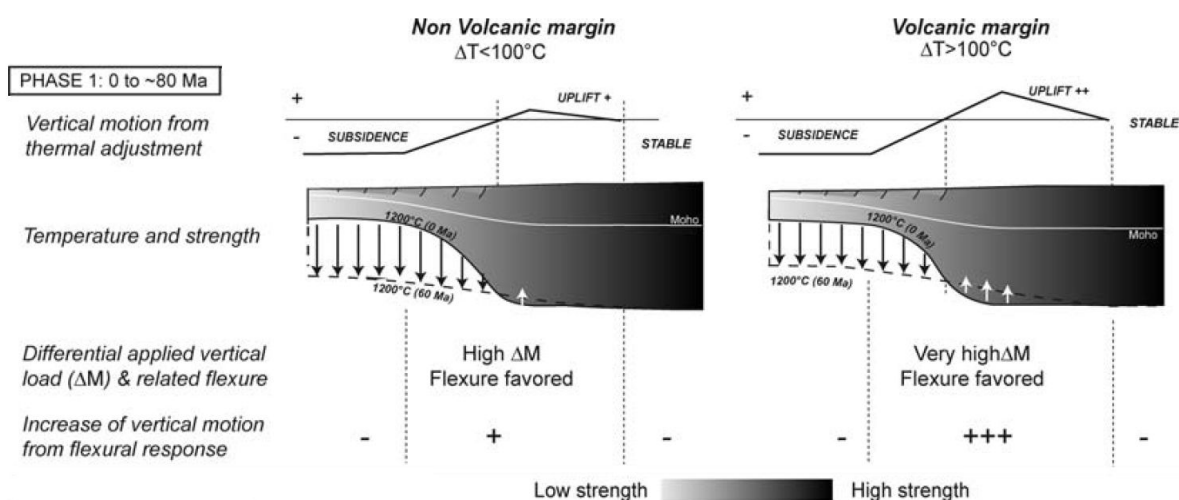


FIGURE I.7 – Variations des mouvements verticaux post-rift en fonction du type de marges. À gauche : cas d'une marge non-volcanique. À droite : cas d'une marge volcanique. [Leroy et al., 2008].

Structuration type d'une marge non-volcanique

Sur la base d'une compilation d'études variées portant sur les marges non-volcaniques à travers le monde, Mohn et al. (2012) (voir références à l'intérieur) ont proposé récemment une architecture type des marges non-volcaniques et l'on vérifié avec l'exemple de l'archétype ibérique (Fig I.8).

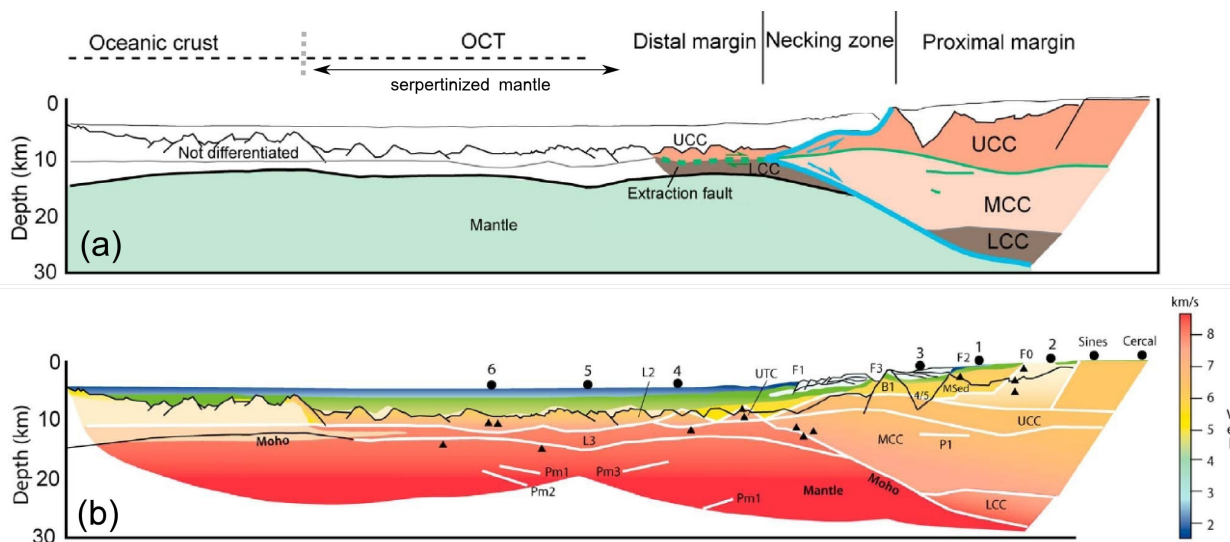


FIGURE I.8 – (a) Structuration de la marge ouest ibérique [Mohn et al., 2012, modifié] (UCC : Upper Continental Crust. MCC : Middle Continental Crust. LCC : Lower Continental Crust). (b) Structure en vitesse de la marge ouest ibérique issue d'un transect de sismique réfraction.

Depuis le continent vers l'océan, la marge proximale (Fig I.8) est caractérisée par de grandes failles normales listriques délimitant la partie externe du rift. L'amincissement crustal dans ce domaine est généralement faible, avec une épaisseur crustale régulière de 30-40 km. Elle est suivie de la zone de "necking" ou zone de striction, qui correspond à la zone d'amincissement plus ou moins rapide de la croûte continentale. Elle connecte la marge proximale faiblement amincie à la marge distale extrêmement amincie. L'amincissement se produit en moyenne sur une distance de 50-60 km. Dans ce domaine, le Moho remonte progressivement en direction de l'océan contrairement aux domaines de marge proximale et distale, où le Moho stagne à une profondeur relativement constante. Même dans le cas de marges dites asymétriques, la zone de striction semble présenter une symétrie tandis que la partie distale des marges diffère fortement. La partie distale de la marge sépare la zone de transition océan-continent (voir paragraphe suivant) de la marge continentale proximale, par l'intermédiaire d'une croûte de nature continentale hyper-étirée (Fig I.8). Dans ce domaine, la croûte continentale peut atteindre une épaisseur fine inférieure à 10 km. Ceci n'est valable que si la croûte subit un amincissement extrême sur une faible distance (dizaine de kilomètre). Au-delà la rupture continentale intervient. Cette terminaison continentale est séparée du domaine océanique par l'intermédiaire de la transition océan-continent. L'identification de la TOC est essentielle dans l'évolution des marges, puisqu'elle témoigne des conditions physiques (rhéologique, thermique, forces aux limites) entre la rupture continentale et le début de l'accrétion océanique.

Zone de transition océan-continent

Les nombreuses observations effectuées sur les marges depuis les années 80 ont montré que les modèles plaçant en contact direct les croûtes continentales et océaniques sont un peu trop simplistes. Il n'y aurait généralement pas de limite franche entre les deux domaines mais une zone de transition dont la nature reste sujette à débat. Une exception à cette "règle" serait peut-être les marges transformantes où le contact entre océan et continent est supposé direct [Sage et al., 2000] (voir paragraphe I.1.3.5). Les nombreuses études menées sur la zone de transition indiquent qu'elle ne correspond généralement ni à une croûte continentale ni à une croûte océanique. Ce domaine transitionnel est communément appelé zone de transition océan-continent ou TOC par commodité.

Selon les auteurs et les marges, la TOC est interprétée comme (1) du manteau serpentinisé (hydraté) et exhumé mécaniquement à l'approche de la zone de rupture continentale [Boillot et al., 1989; Beslier et al., 1995; Brun and Beslier, 1996; Chian et al., 1999; Dean et al., 2000], (2) une croûte océanique accrétée par une dorsale à taux d'accrétion lent à ultra-lent [Whitmarsh et al., 1996] pouvant contenir des fragments de péridotites et de gabbros exhumés, ou (3) une croûte continentale étirée, fracturée et intrudée de matériel magmatique [Whitmarsh and Miles, 1995; Whitmarsh et al., 1996]. Dans le cas de la marge ouest ibérique, l'hypothèse d'un manteau exhumé

a été retenue sur la base de forages témoignant de la présence de péridotites serpentinisées (Fig I.9) [Boillot et al., 1989].

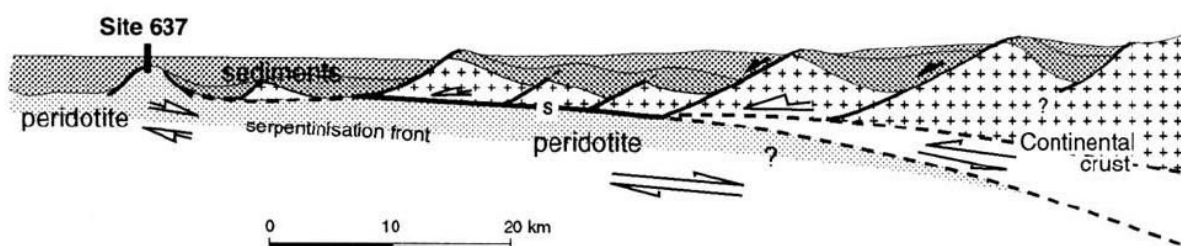


FIGURE I.9 – Structure d'une marge passive non-volcanique type, l'exemple de la marge Galice (marge ouest ibérique) [Brun and Beslier, 1996]. La limite croûte supérieure fragile/manteau serpentinisé constitue un niveau de décollement sur lequel basculent les blocs sus-jacents. Le site 637 localise un forage effectué sur la ride péridotitique sous-jacente.

La figure I.9 présente la structure de la marge ouest ibérique, notamment sa géométrie à l'approche de la zone de transition océan-continent. La marge est découpée par un certain nombre de blocs basculés dont la taille diminue en direction de l'océan. La base des blocs basculés à proximité de la TOC correspondrait en sismique réflexion à un réflecteur plat, qui marquerait le contact entre la base de la croûte fragile et le manteau serpentinisé [Brun and Beslier, 1996]. Les mécanismes permettant l'exhumation du manteau à la TOC ne sont pas totalement compris. La présence d'une zone de décollement (découplage) formée par la délimitation de la croûte fragile ductile [Brun and Beslier, 1996] ou encore l'action de grands détachements lithosphériques tels qu'ils sont présentés dans le cas du mécanisme de cisaillement simple (Fig I.5) pourraient expliquer le processus [Whitmarsh et al., 2001].

I.1.3.5 Marges transformantes et marges obliques

Jusqu'ici la direction d'ouverture par rapport à la direction d'extension amenant à la formation de marges passives n'a pas encore été évoquée. Pourtant, l'existence d'une obliquité entre direction d'extension et direction d'ouverture, va être à l'origine d'une structure "3D" complexe des marges.

Durant le rifting continental et l'accrétion océanique, les déplacements orthogonaux à l'axe du rift aboutiront à la formation des marges passives classiques dites divergentes (exemple de la figure I.4). Il existe cependant des cas où la dynamique est dominée par des mouvements parallèles à l'axe du rifting initial et sont à l'origine des marges transformantes. Il existe également des cas intermédiaires où les marges se forment de façon oblique par rapport à la direction d'extension, c'est le cas des marges de type oblique. Le cas des marges transformantes sera illustré par l'exemple de la marge Côte-d'Ivoire-Ghana et le cas des marges obliques par les marges du Golfe d'Aden.

Les marges transformantes : l'exemple de la marge Ghana-Côte d'Ivoire

Les marges transformantes résultent de mouvements décrochants entre les plaques lithosphériques pendant le rifting et l'accrétion océanique. Les marges transformantes issues de cette évolution particulière héritent de quelques spécificités morphologiques et structurales, les éloignant de la géométrie des marges divergentes (voire paragraphe I.1.3.4). Dans le cas de ces marges, le contact entre les lithosphères continentales et océaniques se fait par l'intermédiaire d'un contact vertical localisé le long de la faille transformante.

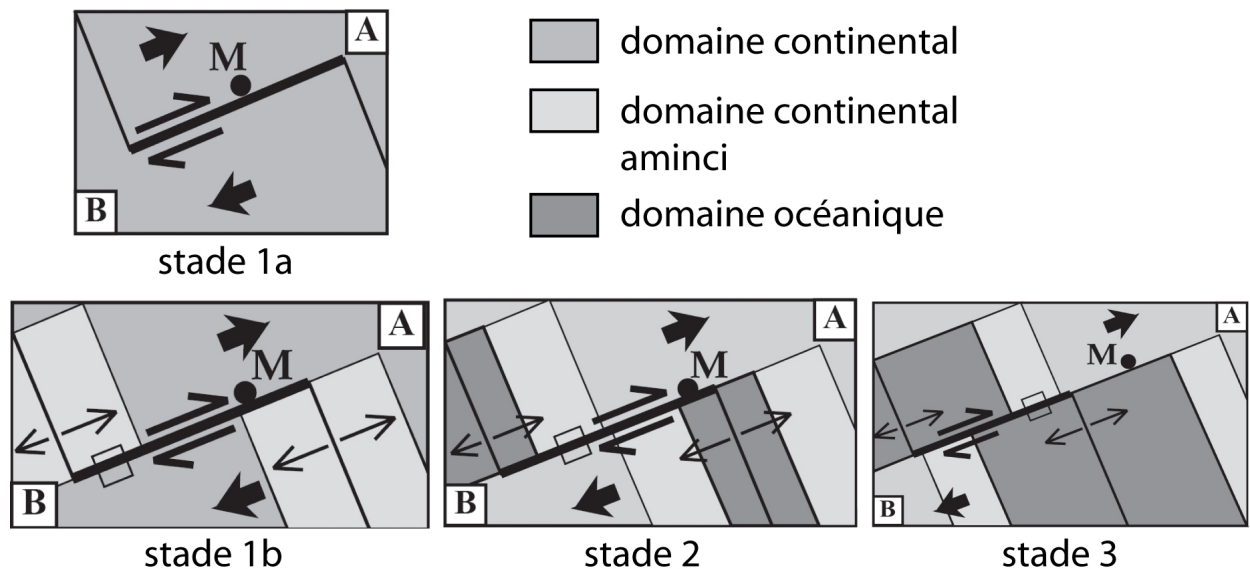


FIGURE I.10 – Schéma d'évolution d'une marge transformante [Sage et al., 2000 ; modifié] (Voir explications dans le texte).

Dans la littérature, il est proposé que ces marges évoluent selon trois étapes majeures [Masile and Basile, 1998 ; Sage et al., 2000]. Le premier stade serait marqué par une déformation intra-continentale entre deux lithosphères de composition et d'épaisseur identiques (*stade 1a*, Fig I.11). La lithosphère continentale qui s'amincit sous l'influence de mouvements extensifs, va mener à l'isolation de deux bassins intra-continentaux séparés par une discontinuité assimilable à une faille transformante (*stade 1b*, Fig I.11.b). À ce stade, le domaine de lithosphère continentale non-amincie se retrouve en contact avec une lithosphère amincie. Même si ces deux lithosphères sont de même composition, la différence d'épaisseur va suffire à initier une asymétrie thermique et mécanique entre les deux domaines. L'initiation de l'accrétion et le développement du domaine océanique va progressivement conduire à la mise en contact des lithosphères continentale et océanique (*stade 2*, Fig I.11). Les régimes thermo-mécaniques extrêmement différents entre la lithosphère océanique plus chaude et la lithosphère continentale plus froide vont induire des échanges de chaleurs conséquents, à l'origine d'importants mouvements verticaux. La déformation se traduit par la surrection de la bordure

continentale. Elle devrait atteindre son paroxysme lorsque l'axe d'accrétion entre en contact avec le domaine continental non-aminci adjacent (*stade 3*, Fig I.11). Cette configuration marque l'arrêt de l'activité transformante et le début de la subsidence thermique de la marge.

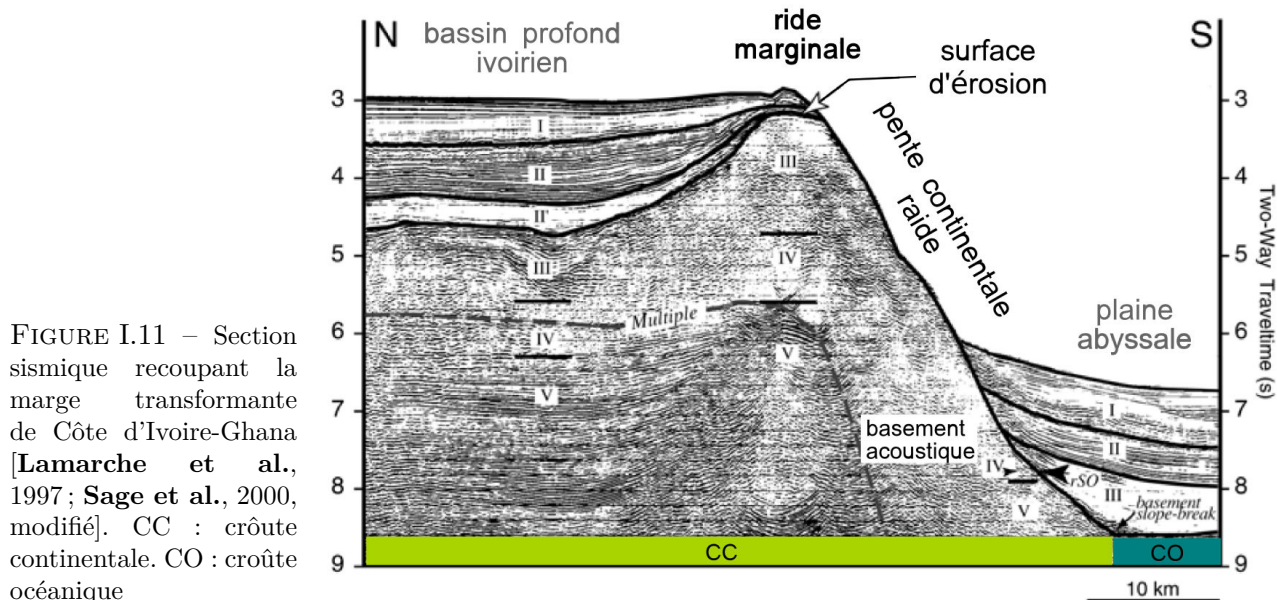


FIGURE I.11 – Section sismique recoupant la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana [Lamarche et al., 1997; Sage et al., 2000, modifié]. CC : croûte continentale. CO : croûte océanique

Les trois stades précédemment décrits, présentent une vision ponctuelle (*au point M*, Fig I.11) de l'évolution d'une marge transformante. Dans la nature, ces trois stades peuvent s'exercer simultanément si l'on considère l'ensemble du segment transformant. Cette vision même simplifiée de l'évolution d'une marge transformante atteste bien de la complexité des conditions thermique et mécanique aux limites transformantes. D'un point de vue morphologique, ces marges se caractérisent le plus souvent par une plate-forme immergée de forme allongée et étroite, séparée de la plaine abyssale par une pente continentale très raide [Edwards et al., 1997; Mascle and Basile, 1998] ($> 10 - 15^\circ$) (Fig I.10). À l'échelle crustale, le passage de la croûte continentale à la croûte océanique est extrêmement abrupt, en l'absence de zone transitionnelle.

Les marges obliques : l'exemple du Golfe d'Aden

Les marges obliques se forment lorsque l'orientation de l'axe du rift n'est ni perpendiculaire à la direction d'extension, ni parallèle. Le rifting oblique se traduit généralement par une forte segmentation du système par l'intermédiaire de failles transformantes (Fig I.12). Le Golfe d'Aden est un bon exemple de rifting oblique (Fig;I.12). La direction d'extension est constante à travers le Golfe d'Aden tandis que le golfe change d'orientation d'Est en Ouest. Cela induit une variation du degré d'obliquité des marges à travers le Golfe. Ce domaine extensif jeune [rifting < 34 Ma; océanisation à 17,6 Ma; Leroy et al., 2012] apparaît donc comme un laboratoire naturel idéal pour étudier l'influence du degré d'obliquité sur la formation et le développement de marges obliques.

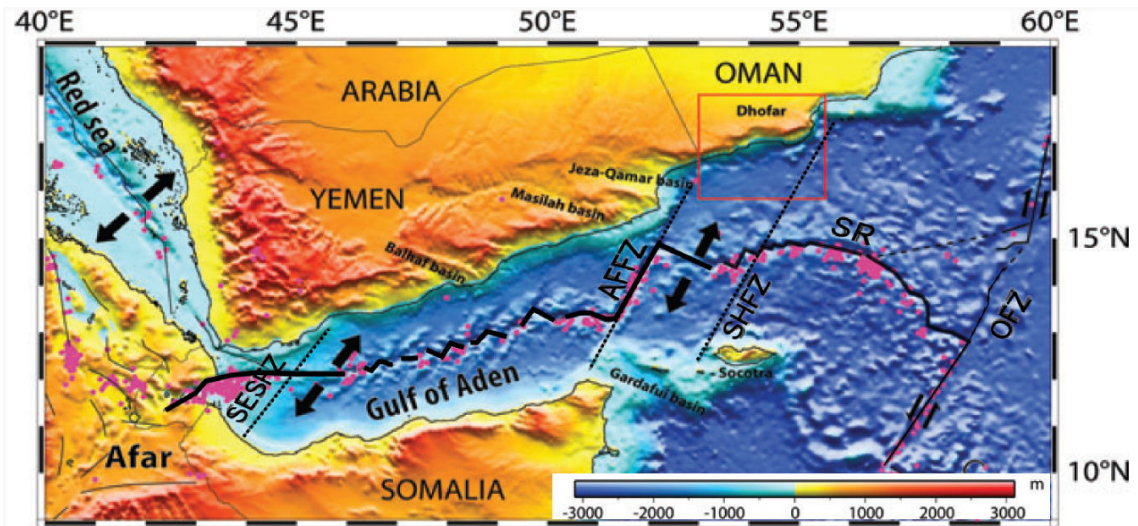


FIGURE I.12 – Ouverture oblique du Golfe d’Aden [Autin et al., 2010]. Le rift est découpé en de nombreux petits segments divergents. Le mouvement différentiel de ces segments est accommodé le long de failles transformantes. AFFZ : Alula-Fartak fracture zone ; SESFZ : Socotra-Hadbeen fracture zone. [Autin et al., 2010 ; modifié].

Les observations de terrain et les modèles numériques du rifting oblique montrent que la déformation se traduit par le développement d’un réseau complexe de failles (des failles normales à l’extension, des failles parallèles au rift et des failles d’orientation intermédiaires). L’étude des mécanismes à l’origine des réseaux de failles complexes met en avant le rôle déterminant joué par les niveaux ductiles lithosphériques, la réactivation de failles héritées, le degré d’obliquité et la présence, ou l’absence, de zones de faiblesses lithosphériques [Bellahsen et al., 2006 ; Autin et al., 2010].

L’étude des marges transformantes et obliques (Fig I.11) impliquent une vision tri-dimensionnelle de ces marges. Les forces de volumes mises en jeu sont importantes et vont jouer un rôle majeur sur l’évolution de ces marges, par la mise en contact de lithosphères non-homogènes (non-amincies/amincies, continentales/océaniques, froides/chaudes), constituant potentiellement des zones de faiblesses lithosphériques favorables à l’inversion de ces marges.

I.1.3.6 Formation des marges en contexte d’arrière-arc

Certaines marges se forment en bordure de bassins d’arrière-arc. Ces bassins extensifs d’arrière-arc se développent à l’arrière d’une zone de subduction par le rifting de la plaque sus-jacente et l’accrétion d’un nouveau plancher océanique (Fig I.13.a). Il existe un grand nombre de points communs entre la formation de la croûte en contexte arrière-arc et celle aux rides médio-océaniques. Cependant, certains aspects diffèrent, principalement en raison de la proximité des bassins avec une frontière de plaque convergente, de la présence de magmatisme de subduction, et à la circulation dans le coin mantellique sous l’arc.

Mécanisme d'ouverture des bassins d'arrière-arc

Une zone de subduction est localisée en surface par la fosse ("trench"). La traction du panneau plongeant dans le manteau terrestre ("slab-pull") a longtemps été considérée comme le mécanisme moteur contrôlant le retrait des fosses de subduction vers l'océan, et de fait l'ouverture des bassins d'arrière-arc. Des études plus récentes ont montré que la dynamique de la fosse, est contrôlée par un certain nombre de facteurs tels que l'âge de la lithosphère subduite (sa rhéologie), la cinématique des plaques mises en jeu et la rhéologie du manteau (Fig I.13).

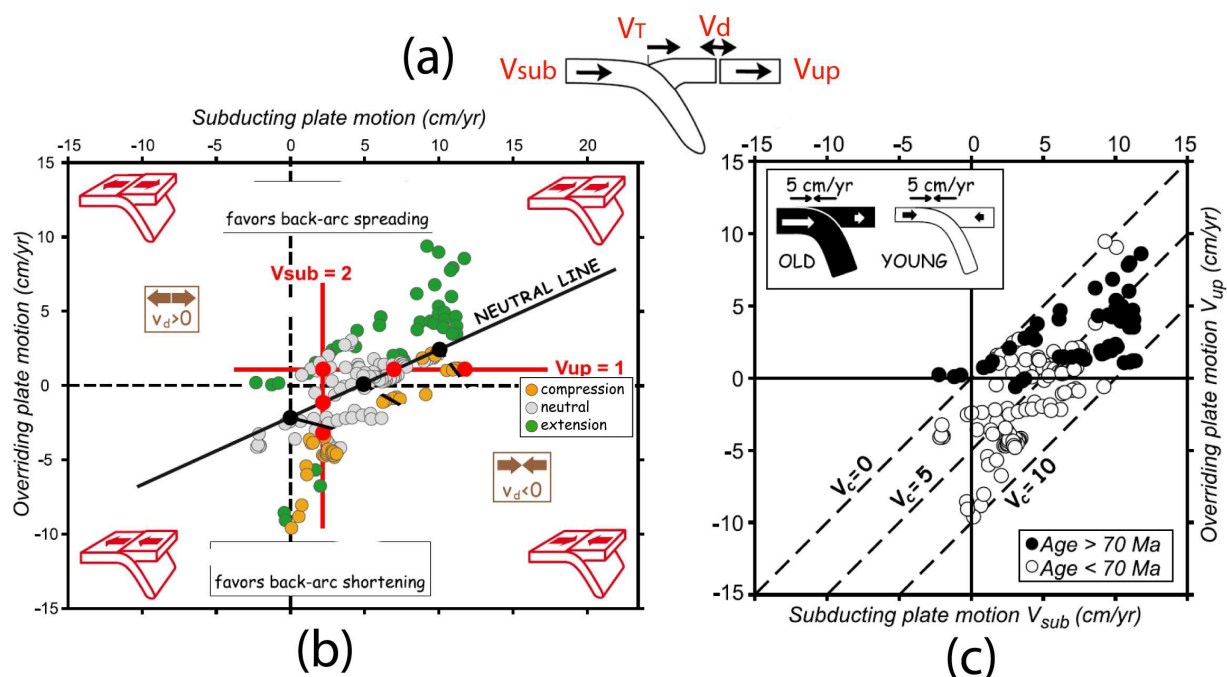


FIGURE I.13 – (a) Schéma simplifié d'une zone de subduction. V_{sub} : vitesse de la plaque subduite [Heuret et al. (2007) ; modifié]. V_{up} : vitesse de la plaque supérieure. V_T : vitesse de la fosse. V_d : vitesse de déformation dans la plaque supérieure. Les flèches noires indiquent les vitesses positives. (b) Mouvement absolu de la plaque supérieure V_{up} en fonction du mouvement de la plaque subduite V_{sub} obtenu pour 166 transects recoupant des zones de subduction [Lallemand et al., 2008]. La couleur des cercles dépend du régime de contrainte induit dans la plaque supérieure. (c) Même diagramme que (b) mais la couleur des cercles est fonction de l'âge de la lithosphère subduite. V_c : vitesse de convergence des plaques

Grâce à la compilation des paramètres caractérisant les subductions actuelles (cinématique des plaques, taux et types de déformation sur la plaque supérieure, Fig I.13.a), Heuret et al. (2007) et Lallemand et al. (2008) expliquent que dans certains cas, la dynamique de la subduction va se traduire par le retrait ou l'avancée de la fosse, et que la déformation générée dans la plaque supérieure peut être extensive comme compressive (Fig I.13.b). Leurs observations révèlent une corrélation positive entre vitesse de la plaque subduite, âge de la lithosphère et rigidité. Des vitesses rapides de

la plaque subduite (plus ancienne) favorisent un mouvement vers l'avant de la fosse, alors que des vitesses lentes (lithosphère plus jeune) favorisent son recul (c.a.d un mouvement de direction opposé à la direction de pendage du slab). Ces observations pourraient traduire la résistance à la torsion de la lithosphère subduite en pénétrant dans le manteau supérieur [Faccenna et al., 2007].

Pour expliquer les variations de déformations et de mouvements de la fosse, Lallemand et al. (2008) ont défini un état neutre pour lequel la déformation de la plaque supérieure est nulle et la vitesse de la fosse V_T égale à la vitesse de la plaque supérieure V_{up} . Cet état d'équilibre est représenté par la ligne neutre ("*neutral line*") sur la figure I.13.b. Lorsque l'on s'éloigne de cet équilibre en modifiant les vitesses de la plaque subduite et/ou de la plaque supérieure, la lithosphère supérieure se déforme. Si l'on augmente V_{sub} , la fosse avance plus rapidement que la plaque supérieure ne recule, dans ce cas une déformation compressive de la plaque supérieure est favorisée (Fig I.13.a et Fig I.13.b). Au contraire, si l'on diminue V_{sub} , la fosse recule plus vite que n'avance la plaque supérieure, et alors la déformation devient extensive.

La formation d'un bassin d'arrière-arc résulterait donc d'une combinaison spécifique des mouvements absolus de la plaque subduite et de la plaque supérieure (Fig I.13.b), V_{up} étant fortement dépendante de la rhéologie de la lithosphère subduite et de la réponse du manteau (rhéologie, convection).

Influence de la distance du bassin arrière-arc à l'arc

Au-delà de la déformation générée dans la plaque supérieure, les mouvements de la fosse et du panneau plongeant vont modifier la circulation mantellique, notamment dans le "coin mantellique" situé sous l'arc volcanique (Fig I.14). La phase de rifting tout comme la phase d'accrétion en contexte arrière-arc, doivent être influencées par cette dynamique mantellique. Par exemple, dans la littérature, il est suggéré que la rupture continentale lors du rifting s'initie préférentiellement à proximité de l'arc volcanique, domaine caractérisé par un important flux de chaleur [Martinez et al., 2007].

Dans un bassin arrière-arc, des variations latérales de température et de composition du manteau sont généralement suggérées, variant en fonction de la distance du bassin ou de la marge à l'arc volcanique (FigI.14). En effet, le coin mantellique est anormalement chaud et riche en éléments volatiles issus de la subduction [Kelley et al., 2006; Martinez and Taylor, 2002]. L'incorporation d'éléments volatiles comme par exemple l'eau dans le manteau, va avoir tendance à abaisser le solidus (c.a.d diminuer la température nécessaire pour la fusion ait lieu), et donc permettre la fusion mantellique à des températures plus faibles et/ou des pressions plus importantes. Selon la distance à laquelle se situe un bassin arrière-arc de l'arc volcanique, les caractéristiques (température, hydratation) du manteau sous-jacent devraient logiquement évoluer progressivement, de même que celles de la croûte générée au centre d'accrétion. Cela a été proposé par exemple pour du bassin arrière-arc de

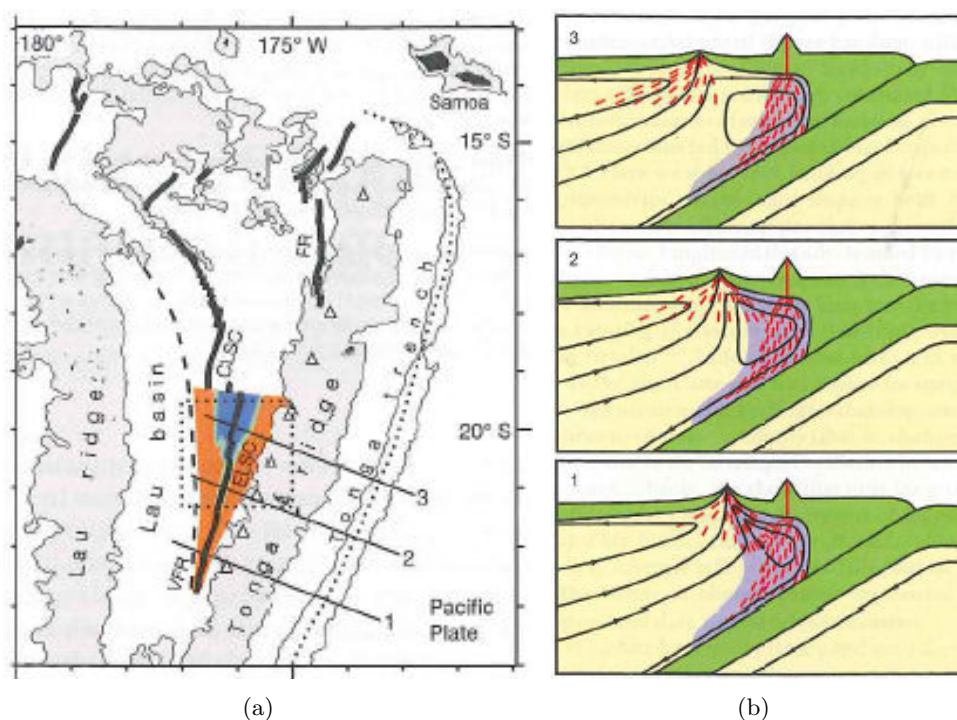


FIGURE I.14 – Influence de la composition et de la circulation des flux au coin mantellique sur l'accrétion océanique en contexte d'arrière-arc, exemple du bassin de Lau [Dunn and Martinez, 2011]. (a) Carte du bassin de Lau localisant les trois transects présentés en .b. (b) 1. Lorsque l'axe d'accrétion est proche de l'arc volcanique, la dynamique mantellique entraîne la remontée active sous l'axe d'accrétion d'un manteau faiblement visqueux et hydraté par l'eau provenant du slab subduit. La croûte formée dans le bassin arrière-arc est hétérogène et épaisse (fortement contaminée par l'arc). 2. Lorsque le centre d'accrétion s'éloigne de l'arc, la connexion avec le manteau hydraté et faiblement visqueux sous l'arc est rompu. La croûte formée au centre d'accrétion est plus fine et présente une composition transitionnelle (entre 1. et 3.). 3. Lorsque la séparation entre le centre d'accrétion et l'arc volcanique est plus importante, l'accrétion résulte de la remontée passive mantellique liée à l'éloignement des deux plaques. La croûte générée est fine et faiblement hydratée. Les lignes pointillées rouges indiquent les flux de fusion. Elles peuvent être indépendantes des lignes noires symbolisant les flux mantelliques. La zone en bleu indique un manteau hydraté. La zone en vert est dominée par un manteau anhydre. Les zones en vert correspondent aux plaques lithosphériques.

Lau (Sud-Ouest Pacifique) afin d'expliquer des changements dans les propriétés de la croûte générée au centre d'accrétion [Martinez and Taylor, 2002 ; Dunn and Martinez, 2011]. La figure I.14, montre trois coupes schématisées à travers le bassin arrière-arc de Lau et la zone de subduction des Tonga, où le bassin est plus ou moins proche de l'arc. Cet exemple montre l'importance d'une potentielle perturbation du coin mantellique sur l'accrétion à la dorsale lorsque celui-ci est proche.

On pourrait alors s'attendre à ce que les marges formées en contexte arrière-arc et leur bassin associé [Shillington et al., 2009] acquièrent quelques spécificités morpho-structurales, en particulier en ce qui concerne la marge située du même côté que la zone de subduction, et donc à proximité de l'arc magmatique. Ceci est d'autant plus vrai que cette proximité va perdurer bien après le breakup.

I.1.4 Quelle déformation pendant la réactivation ?

Nous avons vu qu'il existe une grande diversité de marges continentales. Cela soulève un certain nombre de questions quant aux mécanismes de déformation lors de la réactivation en compression. Comment va se manifester la déformation lors de la réactivation de ces marges ? Le type de marge va-t-il déterminer le style de déformation ? Il semblerait que dans certains cas, les failles normales héritées du rifting soient inversées alors que dans d'autres cas, de nouvelles failles inverses se développent.

Prenons l'exemple de la mer du Japon (Mer de l'Est, Fig ??). Ce bassin qui résulte d'un rifting d'arrière-arc d'âge Oligocène à mi-Miocène, est repris en compression depuis la fin du Miocène [Itoh et al., 2006]. Dans cette région, la déformation compressive se focalise sur les anciennes marges et se traduit par la réactivation de failles normales héritées du rifting (Fig I.16). La lithosphère jeune dans le bassin agit comme un bloc rigide qui tend à focaliser la déformation aux limites entre deux domaines rhéologiquement différents, ou en limite de plaque [Choi et al., 2012] (Fig I.16).

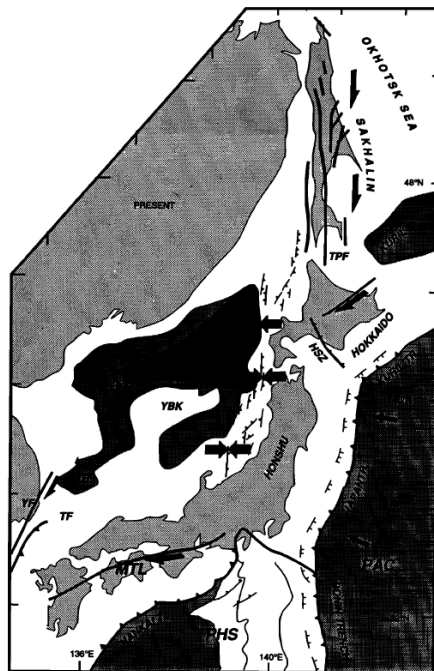


FIGURE I.15 – Contexte tectonique actuelle de la mer du Japon, montrant la direction relative les mouvements convergents et décrochants affectant la marge Est de la mer [Jolivet et al., 1994].

Dans le cas du bassin algérien formé au Miocène Inférieur, également en contexte d'arrière-arc et repris en compression depuis le Pliocène, la plupart des failles activées semblent néoformées [Domzig et al., 2006a; Domzig, 2006b]. Par ailleurs, la déformation se concentre préférentiellement sur la marge sud du bassin qui est le siège d'une réorganisation de la limite de plaque Afrique-Europe [Serpelloni et al., 2007].

A l'heure actuelle, il est difficile d'établir un lien direct entre le style de déformation (inversion de structures préexistante, formation de nouvelles structures) observé aux marges pendant la réactivation et le contexte dans lequel une marge a évolué. Ceci pose la question du rôle de la fabrique initiale de la marge, sur les modalités de la réactivation.

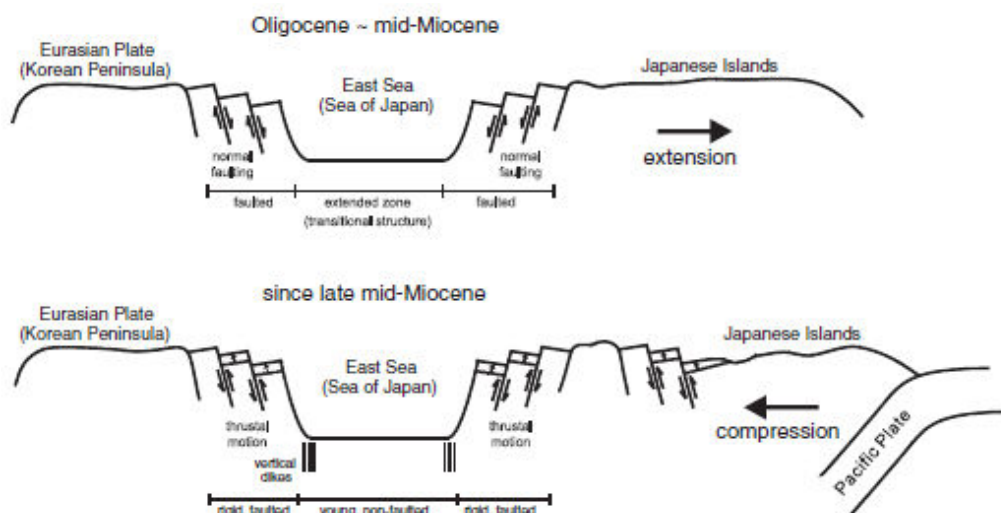


FIGURE I.16 – Modèle 2D schématisant l'inversion des failles normales héritées du rifting sur les marges de la mer Est du Japon [Choi et al., 2012]. En haut : développement de failles normales à pendage vers l'océan causé par l'ouverture de la mer de l'Est (Japon) de l'Oligocène au milieu du Miocène. En bas : activation en chevauchement des paléo-failles normales sur les marges soumise à une déformation compressive depuis la fin du Miocène.

I.1.5 Quelles marges potentielles dans le monde ?

En dépit de l'abondance des marges continentales passives et actives sur Terre, très peu de marges en transition entre ces deux stades et donc en cours d'inversion sont reconnues. Les exemples de marges où l'initiation d'une subduction a lieu sont extrêmement rares et peu évidents à identifier. Ce n'est pas parce qu'une marge est réactivée qu'elle évoluera automatiquement vers une subduction. Quelques régions du monde seulement pourraient être le siège d'un tel phénomène : la marge Nord-Ouest de l'île de Honshu dans la mer du Japon, une partie de la marge Sud de la Nouvelle-Zélande ou encore les marges Sud de la Méditerranée occidentale. La marge algérienne représente l'un des rares exemples au monde où le stade précoce d'initiation d'une zone de subduction peut être étudié.

I.1.6 Synthèse sur la réactivation des marges

Les conditions d'initiation des zones de subduction et d'inversion des marges passives restent largement incomprises. Comme nous venons de le voir, le rifting et l'évolution post-breakup des marges présentent un caractère polyphasé et fortement diversifié, conférant aux marges des architectures variées tant du point de vue morpho-structural et rhéologique que thermique.

Le lien existant entre l'évolution d'une marge passive et les conditions favorables à la nucléation d'une zone de subduction, n'est clairement pas évident à établir. Néanmoins, l'on peut penser que cet étape essentielle dans le cycle de Wilson, sera facilitée par (1) la présence d'une thermicité importante,

(2) de zones de faiblesses héritées, (3) d'une importante charge sédimentaire, (3) de zone de contraste rhéologique prononcé à la transition océan-continent ou encore (4) des contraintes compressives aux limites.

Il apparait que les forces aux limites même faiblement compressives, restent une condition nécessaire. Les modèles mettent tous en avant l'importance des zones de faiblesses et les rôles certainement majeurs que jouent la zone de transition océan-continent et l'état thermique de la marge. Une thermicité élevée de la marge sera certainement plus favorable à la nucléation d'une zone de subduction, ce qui ferait des marges volcaniques des lieux privilégiés pour l'inversion, de même pour le cas particulier des marges "d'arrière-arc" formées proche de l'arc volcanique.

La marge algérienne reprise en compression dans le cadre de la convergence lente entre les plaques africaine et eurasienne, semble réunir un certain nombre des critères suggérés comme favorables à l'initiation d'une zone subduction. Cette marge Cénozoïque, résulte en effet de l'ouverture du bassin algérien en position d'arrière-arc, associée au recul d'une zone de subduction. Elle constituait alors la marge située du côté de l'arc volcanique, et a donc pu voir sa thermicité perturbée. La marge algérienne est également une marge jeune, un autre critère probablement favorable à l'initiation d'une subduction. Ci-dessous sont listés les principaux critères favorables à l'initiation d'une zone de subduction au Nord de l'Algérie :

- la relative jeunesse de la lithosphère dans le bassin d'arrière-arc algérien (< de 20 Ma) [**Schettino and Turco**, 2006]
- les conditions aux limites compressives [**Serpelloni et al.**, 2007]
- la probable perturbation thermique du manteau sous la marge, engendrée par le passage d'une zone de subduction [**Maury et al.**, 2000]
- la situation de la marge du côté de la subduction

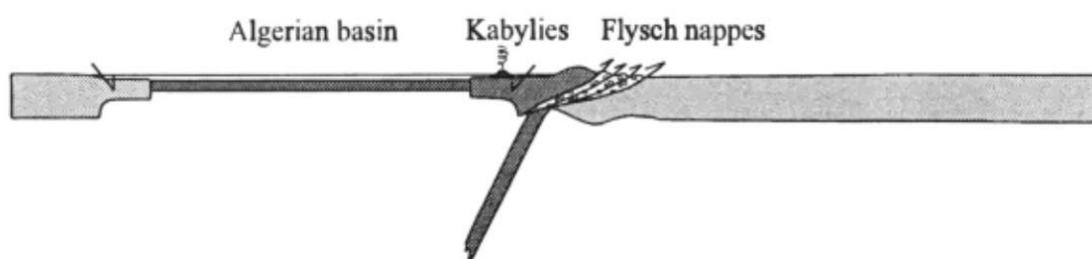


FIGURE I.17 – Coupe schématique 2D illustrant la position de la marge algérienne par rapport à la subduction téthysienne au Langhien (~15 Ma) proposée par **Frizon de Lamotte et al.** (2000), pour le secteur des Kabylies (voir partie suivante). Sur le schéma la marge algérienne est représentée par les Kabylies.

La section qui va suivre a pour objectif de dresser un bilan sur les conditions d'évolution géody-

Chapitre I. CADRE DE L'ÉTUDE & PROBLÉMATIQUE

namique de la marge algérienne, afin de pouvoir à terme, évaluer son potentiel quant à l'initiation d'une subduction et les modalités de l'inversion.

I.2 Évolution Géodynamique de la marge algérienne

Afin d'étudier les modalités de l'inversion d'une marge passive, nous nous focaliserons sur le cas de la marge algérienne qui présente un certain nombre de caractéristiques propices à l'initiation d'une zone de subduction. En effet, cette marge jeune (< 20 Ma) accommode actuellement une part importante de la convergence des plaques eurasienne et africaine et pourrait évoluer vers une subduction. Dans cette section nous dresserons un bilan des connaissances sur l'évolution géodynamique de cette marge afin de pouvoir appréhender au mieux les mécanismes d'inversion induite par ce contexte et son héritage structural.

I.2.1 Les grands ensembles structuraux d'Afrique du Nord

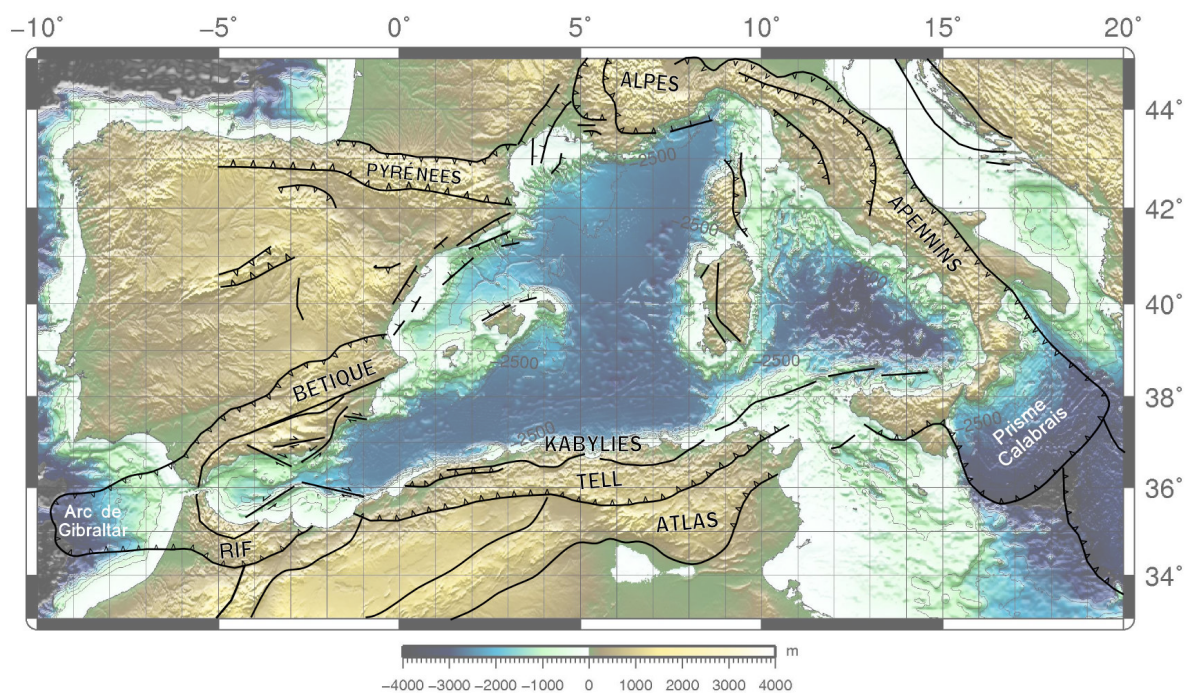
L'Algérie septentrionale est formée de divers terrains géologiques d'origines variées. Ces ensembles géologiques et structuraux seront présentés en premier lieu, leur situation actuelle permettant de contraindre les scénarios d'évolution géodynamique de la région que nous verrons par la suite.

La zone côtière est bordée par deux orogènes majeurs, l'Atlas et le Tell. La *chaîne de l'Atlas* (l'Atlas saharien en Algérie, Fig I.18 et Fig I.20) est délimitée au Sud par le Front Sud Atlasique, et bordée par la plate-forme saharienne peu déformée au cours de l'histoire Méso-Cénozoïque du Nord de l'Afrique [Frizon de Lamotte et al., 2000]. Cette chaîne montagneuse d'orientation NE-SO constitue des reliefs marqués, les plus importants du Nord de l'Algérie.

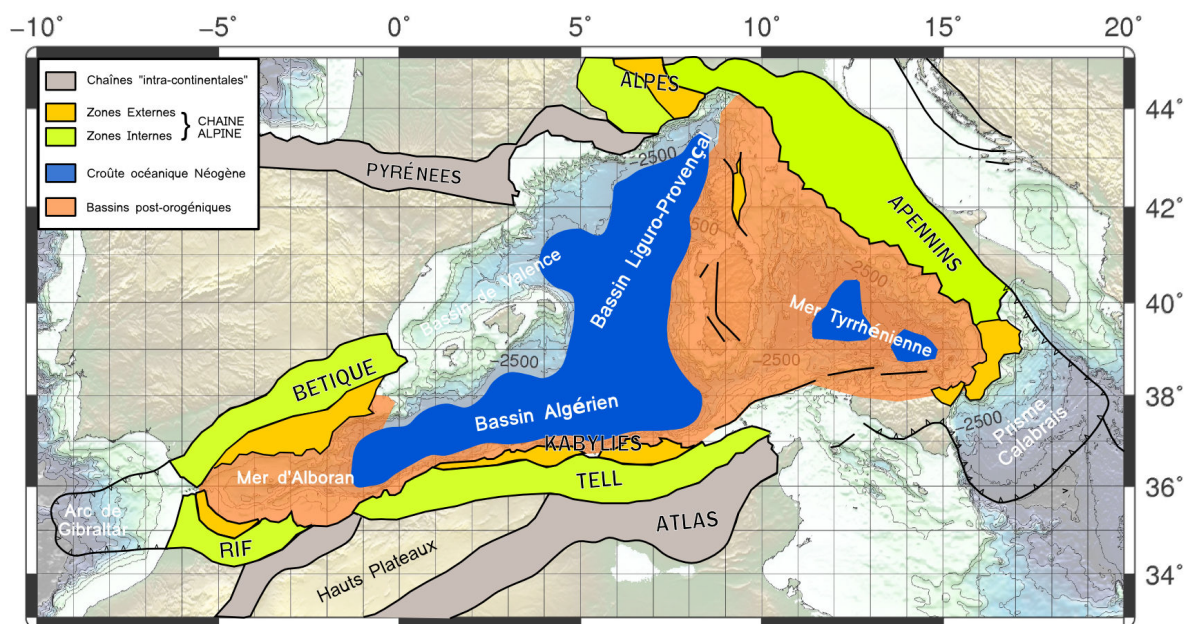
Plus au Nord, *les Maghrébides* au relief moins prononcé que l'Atlas saharien appartiennent à l'orogène de type alpin péri-méditerranéen [Durand-Delga, 1969] c.à.d dont l'histoire est liée à l'ouverture et la fermeture de la Téthys "Alpine". Cet orogène s'étend sur plus de 2000 km depuis le sud de l'Espagne (Cordillère Bétique) à l'arc calabro-sicilien (Fig I.18). Elle comprend côté africain la chaîne du Rif au Nord du Maroc et la chaîne du Tell au Nord de l'Algérie et de la Tunisie (Fig I.18). Le domaine tellien est formé d'un imbriquement de nappes d'origines paléogéographiques différents. La chaîne du Tell comprend, du sud vers le nord : (1) les Zones Externes (les nappes telliennes), (2) les nappes de Flyschs et (3) les Zones Internes (Kabylies, Fig I.20).

I.2.1.1 Les Zones Externes

Les Zones Externes du Tell sont constituées d'un ensemble de nappes allochtones composées de marnes d'âge Crétacé Moyen à Paléogène et charriées sur une centaine de kilomètres vers le Sud [Bouillin, 1986]. D'un point de vue paléogéographique, il est admis que les Zones Externes dans les Maghrébides constituaient la marge septentrionale du continent africain et donc la *marge sud de la Téthys Alpine* aujourd'hui inversée [Frizon de Lamotte, 2006] (Fig IV.21).



(a)



(b)

FIGURE I.18 – (a) Contexte tectonique actuel de la Méditerranée occidentale (modifié d'après **Billi et al.** (2011)). (b) Principaux domaines structuraux de la Méditerranée occidentale [modifié d'après **Frizon de Lamotte et al.**, 2000 et **Billi et al.**, 2011].

I.2.1.2 Les nappes de flyshs

Les nappes de flyshs présentes dans les Maghrébides 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 flyshs se distinguent : les flyshs massyliens et les flyshs maurétaniens qui se seraient déposés du Crétacé Inférieur à l'Éocène Supérieur dans un sillon dit "maghrébin" [Bouillin et al., 1970 ; Bouillin, 1986]. Ce sillon correspondait au bassin étroit séparant la marge méridionale européenne [formée par les Zones Internes, Bouillin, 1986] de la marge sud africaine (Fig I.19). Les flyshs massyliens se sont déposés dans la partie distale du sillon maghrébin à partir du Crétacé, voir plus tôt. Ces flyshs sont à affinité africaine et étaient alimentés par les Zones Externes contrairement aux flyshs mauritaniens qui seraient d'affinité européenne, déposés au pied de la dorsale maghrébine (Zones Internes) (Bouillin et al., 1970 ; Bouillin, 1986). Actuellement, elles sont piégées entre les Zones Internes et les Zones Externes (Fig I.20 et Fig IV.21).

I.2.1.3 Les Zones Internes

Les Zones Internes peuvent être subdivisées en 2 sous-ensembles :

Le socle kabyle

Les massifs internes (socle kabyle, Fig IV.21) des Maghrébides sont majoritairement constitués d'un socle cristallin hercynien [Bouillin, 1986]. Ce domaine paléogéographique formait jusqu'à l'Éocène la **marge nord de l'ancien océan téthysien** [Bouillin, 1986]. Le socle Kabyle est parfois recouvert d'une série sédimentaire nommé l'Oligo-Miocène Kabyle, majoritairement détritique et d'âge Oligocène supérieure à Burdigalien (Fig IV.21).

La dorsale kabyle

Au sud de ces unités, la série carbonaté Mésozoïque constituant la "Dorsale Calcaire" est composée de plusieurs unités étroites (Fig IV.21). Depuis sa partie la plus interne vers sa partie la plus externe, on passe rapidement d'une série épicontinentale, à des série de bassin avec intercalation de haut-fond et enfin à des séries intermédiaires entre les autres séries identifiées sur la dorsale et celles du bassin maghrébin dans la partie la plus externe [Bouillin, 1992]. Ces observations de terrain ont permis d'interpréter le dorsale calcaire comme provenant d'une partie plus distale de la marge sud européenne que le socle kabyle. [Bouillin, 1986 ; Bouillin, 1992] (Fig I.19).

Chapitre I. CADRE DE L'ÉTUDE & PROBLÉMATIQUE

Les similitudes lithologiques importantes existantes entre les blocs internes d'Espagne, du Maroc, d'Algérie et d'Italie ont incité **Bouillin** (1986) à proposer une origine commune à ces domaines. Tous ces blocs sont considérés comme issus de la dislocation d'un même paléodomaine sud européen communément appelé AlKaPeCa, pour Alboran-Kabylies-Péloritain-Calabre. D'Est en Ouest, elles sont représentées en Algérie par les massifs de la Petite Kabylie, de la Grande Kabylie, d'Alger et du Chenoua (Fig IV.21).

Les caractéristiques géologiques et structurales des ensembles constituant le Tell ont permis de remonter à leur situation paléogéographique d'origine, avant l'ouverture du bassin algérien et la structuration des chaînes tellienne et atlasique. Pour résumé, la figure I.19 présente une reconstitution de la paléogéographie de la région à la fin du Crétacé. À cette époque les Zones Internes formaient la marge Nord du bassin océanique de la Téthys alpine, et le Tell Externe sa marge Sud. Les séries de Flyschs se déposaient alors dans le bassin téthysien (Fig I.19).

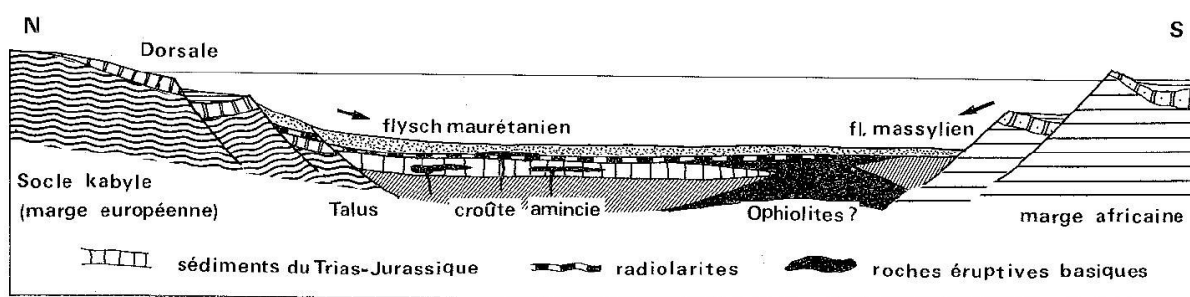


FIGURE I.19 – Reconstitution paléogéographique à la fin du Crétacé d'après **Bouillin** (1986).

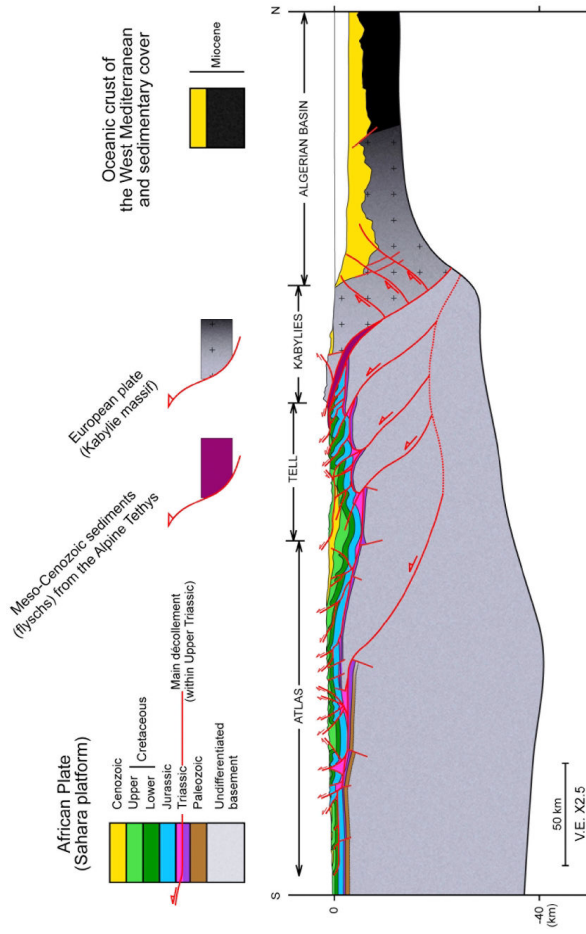


FIGURE I.20 – Coupe schématique du domaine nord de l'Algérie depuis le Front Sud Atlasique au bassin profond algérien en passant par les Kabylies [modifié par Frizon de Lamotte et al., 2011, d'après Bracene and de Lamotte, 2002, Roca et al., 2004 et Benaouali-Mebarek et al., 2006]

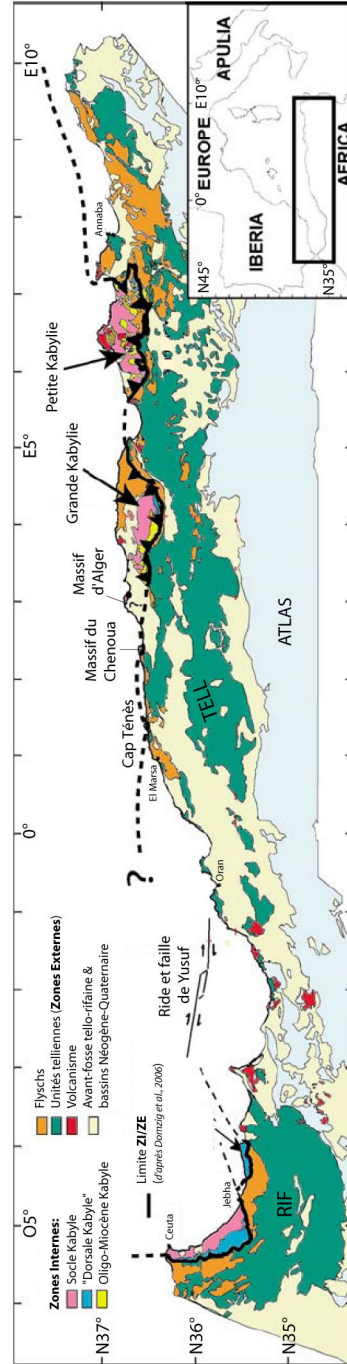
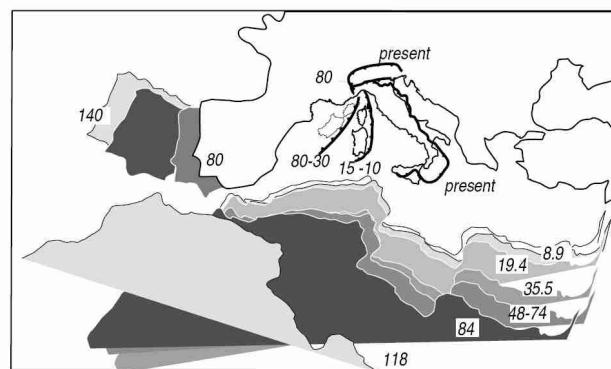


FIGURE I.21 – Carte géologique simplifiée du nord de l'Algérie [Domzig et al., 2006a, modifié].

I.2.2 Contexte de formation de la Méditerranée occidentale et du bassin algérien

L'évolution de la Méditerranée est étroitement liée à la mise en place des chaînes alpines [Doglioni et al., 1997 ; Gelabert et al., 2002] et plus largement aux mouvements relatifs des plaques africaine et européenne déduits en grande partie des anomalies magnétiques de l'océan Atlantique [Olivet et al., 1982 ; Dewey et al., 1989 ; Ricou, 1994 ; Rosenbaum et al., 2002a] (Fig I.22).

FIGURE I.22 – Mouvement de la plaque africaine par rapport à la plaque eurasiennne fixe [Faccenna et al., 2001] et du front de subduction téthysien du Crétacé à l'actuel. Les nombres indiquent les âges en Ma pour les différentes positions de l'Ibérie, de l'Afrique et du front de subduction téthysien. On remarque qu'à 84 Ma s'initie la convergence entre l'Afrique et l'Europe (plaque en gris foncé) qu'elle est continue et toujours en court aujourd'hui



Pour comprendre le contexte dans lequel se sont formés les bassins de Méditerranée occidentale et notamment le bassin algérien il est nécessaire de remonter jusqu'au Mésozoïque, un temps où la Téthys Alpine séparait les continents européen et africain (Fig I.23).

Cinématique Mésozoïque & initiation de la convergence Afrique-Europe

L'ouverture de la Téthys Alpine (branche ouest de l'océan téthysien) résulte de la dislocation de la Pangée à la fin du Paléozoïque [Frizon de Lamotte et al., 2011]. Ce domaine s'ouvre en réponse au mouvement latérale sénestre entre l'Ibérie et l'Afrique provoqué par l'expansion de l'Atlantique Central [Cavazza et al., 2004] (Fig I.23). Jusqu'au Crétacé, ce domaine océanique d'orientation E-W sépare la plaque européenne et africaine, formant un couloir océanique de transtension sénestre.

À partir du Crétacé supérieur (84 Ma), la trajectoire de la plaque africaine est modifiée suite à l'ouverture de l'Atlantique Sud, ce qui provoque le début de la convergence entre l'Europe et l'Afrique [Olivet et al., 1982 ; Dewey et al., 1989 ; Ricou, 1994 ; Rosenbaum et al., 2002a ; Cavazza et al., 2004 ; Schettino and Turco, 2011] (Fig I.22). Ce nouveau régime de contraintes va initier la fermeture progressive de la Téthys Alpine par la subduction et la collision de la plaque africaine avec la plaque européenne, à l'origine du développement des chaînes alpines. L'initiation de la convergence Afrique-Europe va conditionner toute l'évolution de la Méditerranée occidentale au Cénozoïque.

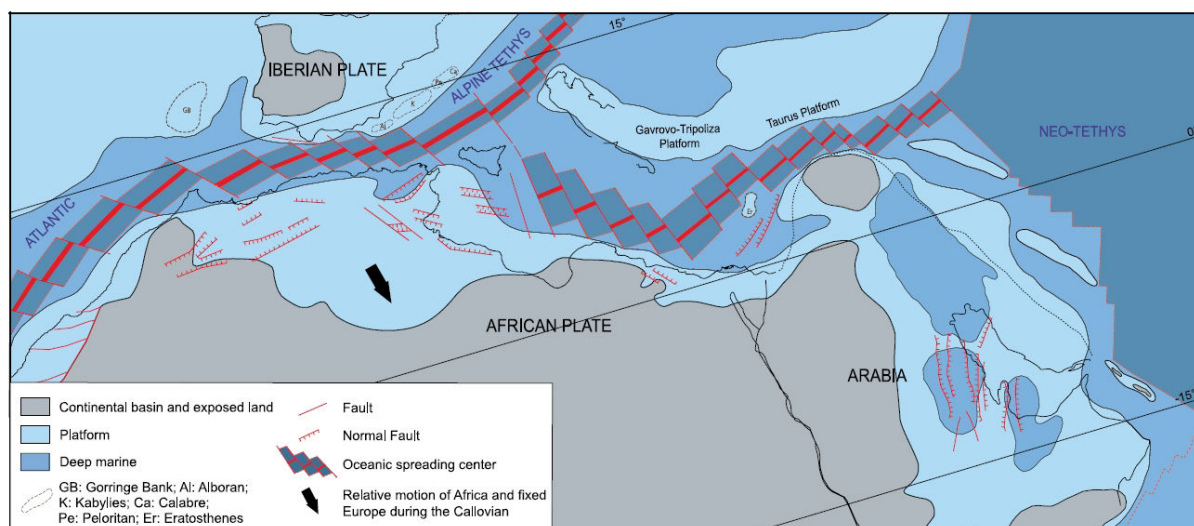


FIGURE I.23 – Reconstruction paléo-tectonique de la Téthys Alpine à 165-160 Ma [Frizon de Lamotte et al., 2011]. La partie la plus occidentale de la Téthys Alpine sépare l’Ibérie de l’Afrique. Ce domaine est connecté à l’Ouest à l’Atlantique Central. On notera que les micro-blocs Alboran, Kabyles, péloritains et calabrais sont localisés à l’Est de l’Ibérie, et forment la marge Nord de la Téthys Alpine.

I.2.3 Formation des bassins arrière-arc de Méditerranée occidentale

C’est dans ce contexte général de convergence que vont se former les bassins de Méditerranée occidentale. A l’Oligocène, extension et compression affectent simultanément le domaine méditerranéen menant (1) d’une part à une extension continentale importante en Alboran et au nord du bassin tyrrhénien, allant jusqu’à l’océanisation dans les bassins Liguro-Provençal, algérien et sud tyrrhénien (Fig I.18), et (2) d’autre part à la formation de chaînes de montagne sur le pourtour Méditerranéen telles que les Alpes, les Maghrébides, les Apennins et Cordillère Bético-Rifaine (Fig I.18).

Le processus de rollback est le plus généralement admis afin d’expliquer la concomitance de la compression et d’extension dans cette région [Malinverno and Ryan, 1986 ; Royden, 1993 ; Lonergan and White, 1997], bien que 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] soient proposés par certains auteurs, notamment dans le cas du domaine d’Alboran. Très récemment, le processus de délamination lithosphérique a été proposé par Roure et al., 2012 comme mécanisme d’ouverture du bassin algérien qui remet en question les théories de rollback fortement ancrées dans les esprits depuis de nombreuses années.

Tomographie sismique

Le développement des méthodes tomographiques a particulièrement contribué à ancrer le concept de rollback comme le processus moteur à l’origine de l’ouverture des bassins méditerranéens. La

tomographie sismique a en effet permis d'imager dans le manteau des zones d'anomalies liées à la présence de matériel plus dense, interprétées comme la trace d'une lithosphère subduite sous la Méditerranée occidentale, témoin de l'océan Téthys disparu [Lucente et al., 1999 ; Spakman et al., 1993 ; Piromallo and Morelli, 2003 ; Spakman and Wortel, 2004]. La détection de ces masses subduites, stagnant "horizontalement" à 640 km de profondeur dans le manteau, en particulier côté italien, a été un argument supplémentaire appuyant les modèles d'ouverture de la méditerranée par roll-back [Spakman and Wortel, 2004] (Fig I.24). En effet, des études ont montré que le roll-back d'un slab tend à causer l'aplatissement de celui-ci à la transition manteau supérieur/manteau inférieure (~640 km) ce qui semble observé sous la Méditerranée occidentale [Spakman and Wortel, 2004].

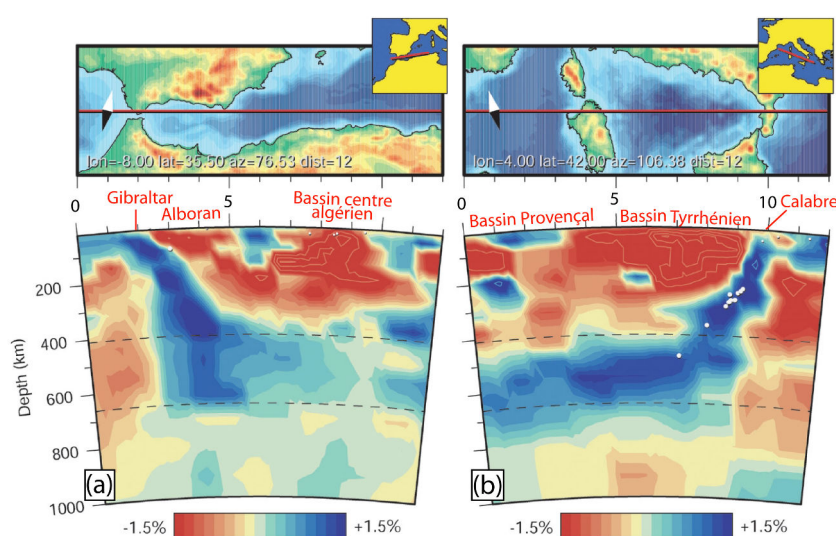


FIGURE I.24 – Coupe tomographie à travers (a) le détroit de Gibraltar, la mer d'Alboran et le bassin algérien et (b) le bassin Liguro-Provençal, la Corse, le bassin Tyrrhénien et la Calabre [d'après Spakman and Wortel, 2004].

Actuellement, des fragments de slab sont observés sous l'Arc de Gibraltar (Alboran) à l'Ouest et sous la Calabre à l'Est (Fig I.24). Ces deux slabs présentent des pentages opposés respectivement vers l'Est et vers l'Ouest (Fig I.24). Ces morceaux de slab sont généralement interprétés comme initialement issus d'une même et unique zone de subduction (Fig I.25). Néanmoins, sous le nord de l'Afrique l'emprunte de ce slab semble disparaître 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, 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 Zones Internes avec l'Afrique, permettant ainsi le retrait des fragments de slab vers l'Ouest (Gibraltar) et vers l'Est (Calabre) vers leur position actuelle [Lonergan and White, 1997 ; Carminati et al., 1998] (Fig I.24 et Fig I.25). Les analyses couplées des marqueurs d'une zone de subduction (sismicité, volcanisme, déformation de subsurface, métamorphisme, tomographie et cinématique) permettent

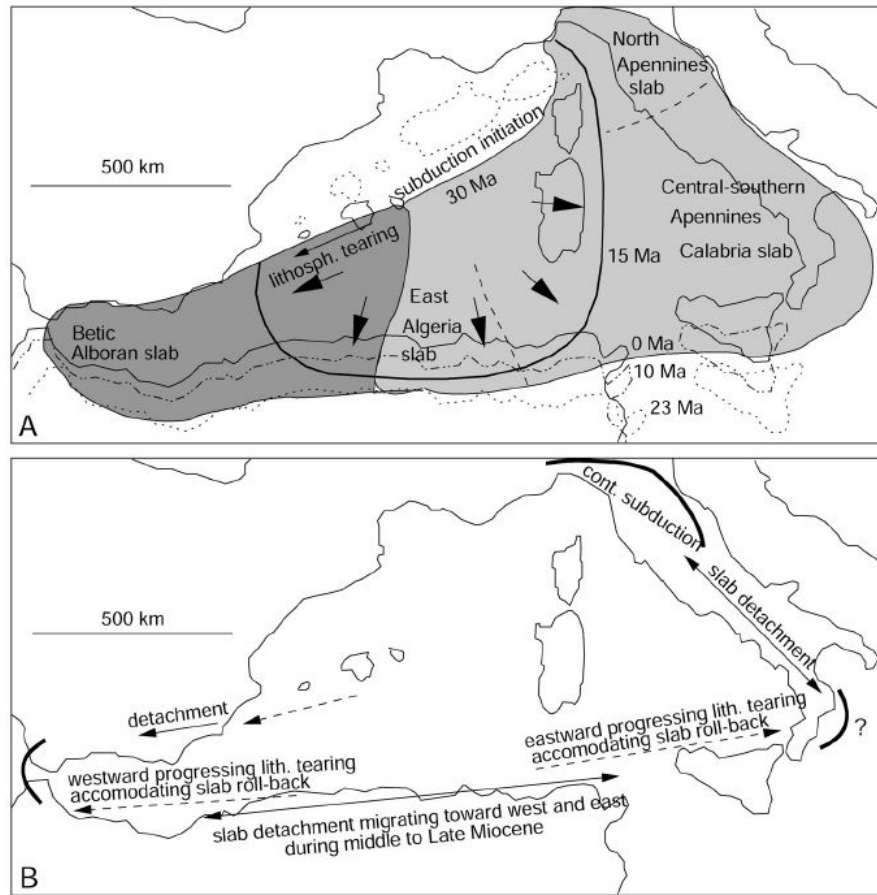


FIGURE I.25 – A - Reconstitution de la Téthys alpine occidentale basée sur la quantité de lithosphère subduite et la géométrie du slab [Cavazza et al., 2004]. La ligne noire épaisse localise la position du front de subduction à ~15 Ma, après que le détachement du slab se soit initié le long de la marge africaine, suite à la collision des blocs Kabyles avec l’Afrique. B - Migration vers l’Est et vers l’Ouest des fragments de slab.

alors de retracer l’évolution de front de subduction téthysien au cours du temps dans le cadre de l’histoire méditerranéenne.

Le magmatisme Néogène

L’évolution de la Méditerranée occidentale et la rupture progressive du slab sous la marge africaine est aussi argumenté par le témoignage en surface du magmatisme Néogène [Maury et al., 2000 ; Coulon et al., 2002]. En Méditerranée occidentale les témoignages d’activités magmatiques sont nombreux et extrêmement variés [Savelli (2002)] (Fig I.26). Le magmatisme orogénique principalement de type calco-alcalin, est daté en Provence à ~30-24 Ma, dans le domaine Baléares et en Sardaigne à ~30-15 Ma. Son âge décroît vers l’Est en Mer tyrrhénienne et en Italie, où il est daté de 7 Ma environ à l’actuel. Le magmatisme calco-alcalin évolue peu à peu vers un magmatisme transitionnel, puis alcalin, notamment au Nord de l’Afrique ce qui pourrait témoigne de la déchirure/rupture du panneau plongeant sous la marge centre algérienne, associée à une phase de forte

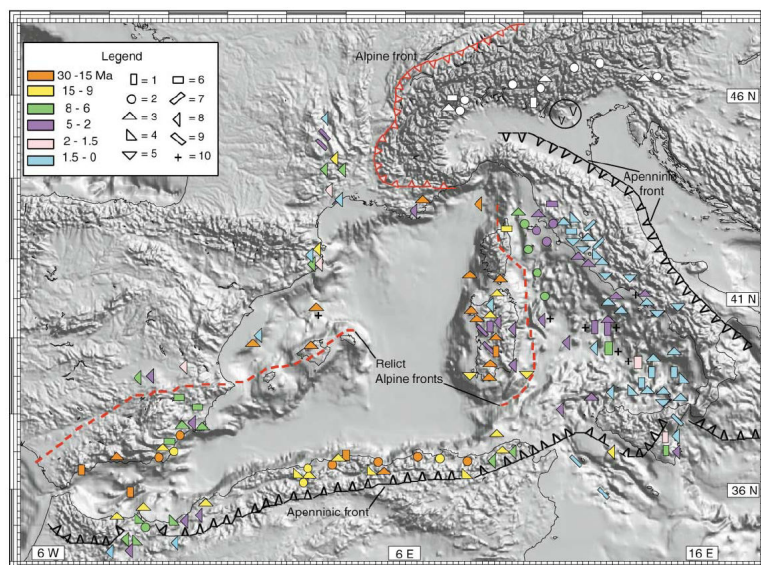


FIGURE I.26 – Diminution de l'âge du magmatisme en Méditerranée occidentale de l'Ouest vers l'Est [Savelli, 2002].

thermicité vers 17 Ma.

Schéma d'évolution généralement admis

L'histoire des bassins de Méditerranée occidentale met en jeu un certain nombre de micro-blocs dont la paléogéographie précise reste fortement débattue (les Zones Internes). Néanmoins, la position de ces blocs sur la bordure méridionale de la plaque européenne jusqu'à l'Oligocène est largement admise (Fig I.27).

À l'Oligocène supérieur, la phase de rifting s'initie dans le Golfe du Lion et le bassin de Valence mais cesse au début du Burdigalien avant d'atteindre l'océanisation [Faccenna et al., 2001; Gelabert et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002b]. Le début de l'accrétion océanique dans la bassin Liguro-Provençal intervient avec la rotation anti-horaire de 25-30° du block Corso-Sarde au milieu du Miocène inférieur [Speranza et al., 2002]. La rotation du bloc Corso-Sarde par rapport au Promontoire Baléares est accommodée le long d'une importante faille décrochante dextre, la Zone de transfert Nord Baléares, qui sépare le bassin de Valence du Golfe du Lion (Fig I.27).

L'extension se déplace ensuite vers le sud entre le Promontoire Baléares et les Kabyliques en réponse au recul de la subduction téthysienne en direction du sud. Le bassin algérien se développent jusqu'à collision des Kabyliques avec la marge nord africaine entre 18 et 15 Ma [Lonergan and White, 1997; Frizon de Lamotte et al., 2000; Gelabert et al. (2002); Rosenbaum et al., 2002b] (Fig I.27 Fig I.30). Mi-Miocène, l'échouage des Kabyliques sur l'Afrique provoque la segmentation de la zone de subduction sous la marge centre algérienne résultant en deux panneaux plongeants, l'un reculant alors vers l'Ouest en direction de Gibraltar, l'autre vers l'Est en direction de la Calabre [Lonergan and White, 1997] (Fig I.25 et Fig I.27). La migration vers l'Ouest de l'arc de Gibraltar aurait entraînée avec elle le bloc Alboran autrefois situé à quelques centaines de kilomètre à l'Est de sa

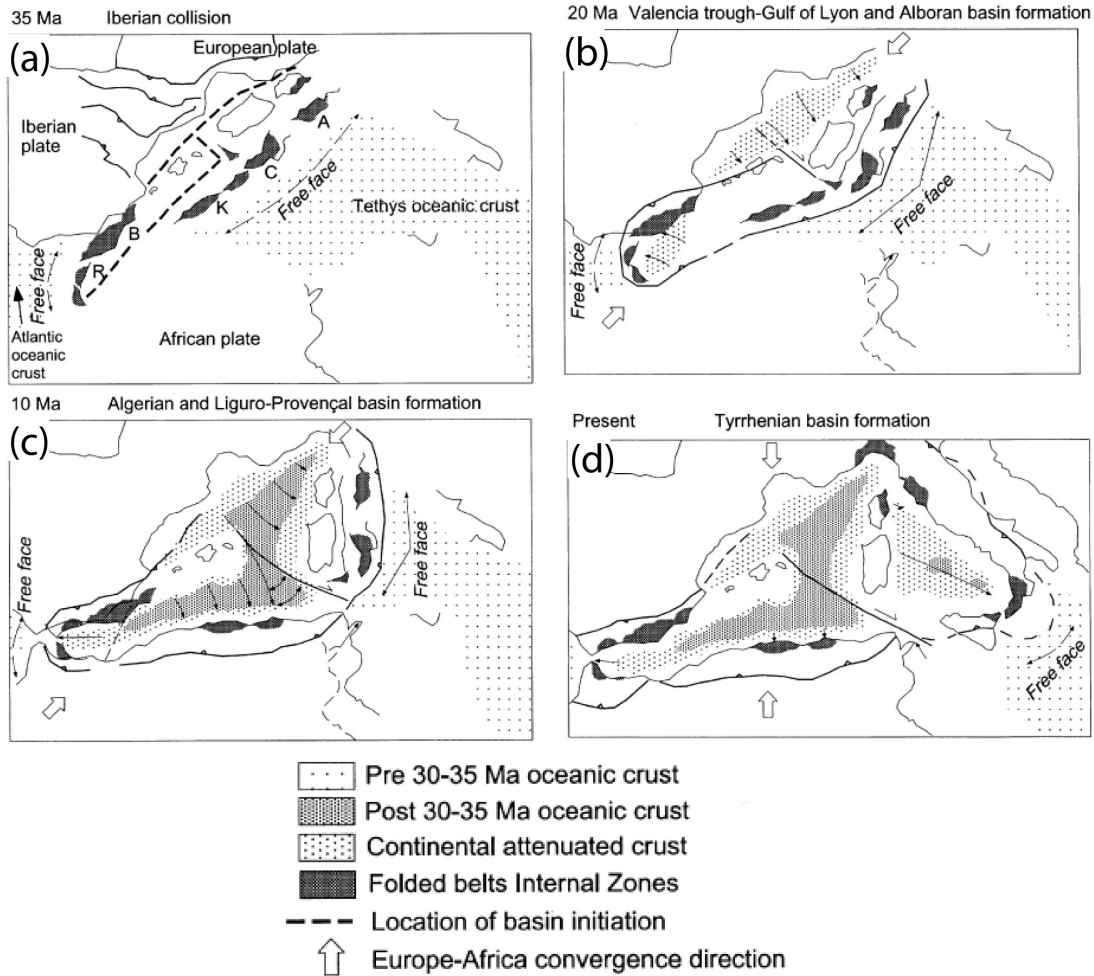


FIGURE I.27 – Reconstruction paléo-tectonique de la Méditerranée de (a) 84-35 Ma et (b) à 35-30 Ma [d'après Gelabert et al., 2002].

position actuelle. À l'Est, le bassin Tyrrhénien le plus récent de Méditerranée Occidentale s'ouvre alors en réponse au rollback vers l'E-SE du panneau plongeant à partir du Tortonien.

L'évolution du domaine sud de la Méditerranée occidentale, notamment le timing exact de l'initiation de l'ouverture du bassin algérien et de la collision des blocs kabyles avec l'Afrique, ainsi que la paléo-géographie de la plaque Alboran.

Deux hypothèses majeures sont proposées pour le bassin algérien :

(1) la première hypothèse considère une ouverture E-W Mi-Miocène, avec formation d'une croûte océanique à l'ouest du Centre d'accrétion formée par la ride d'Hannibal entre 16 et 8 Ma [Mauffret et al., 2004 ; Mauffret et al., 2007a ; Camerlenghi et al., 2009]. Selon cette hypothèse, l'ouverture du bassin est associée à la migration vers l'ouest de l'Arc de Gibraltar, et est postérieure à la collision des Kabylies avec le Nord de l'Afrique (Fig I.28). La migration de la plaque Alboran vers l'Ouest

serait alors une l'origine d'une déformation de type transformante, de sens opposée sur la marge Sud Baléares et Nord Ouest algérienne.

(2) la seconde hypothèse se base sur une ouverture N-S à NO-SE, en position arrière-arc à l'arrière de la zone de subduction de la Téthys Alpine qui migre alors vers le S-SE [Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Gelabert et al., 2002 ; Rosenbaum et al., 2002b et références à l'intérieur] (Fig I.27 et Fig I.29).

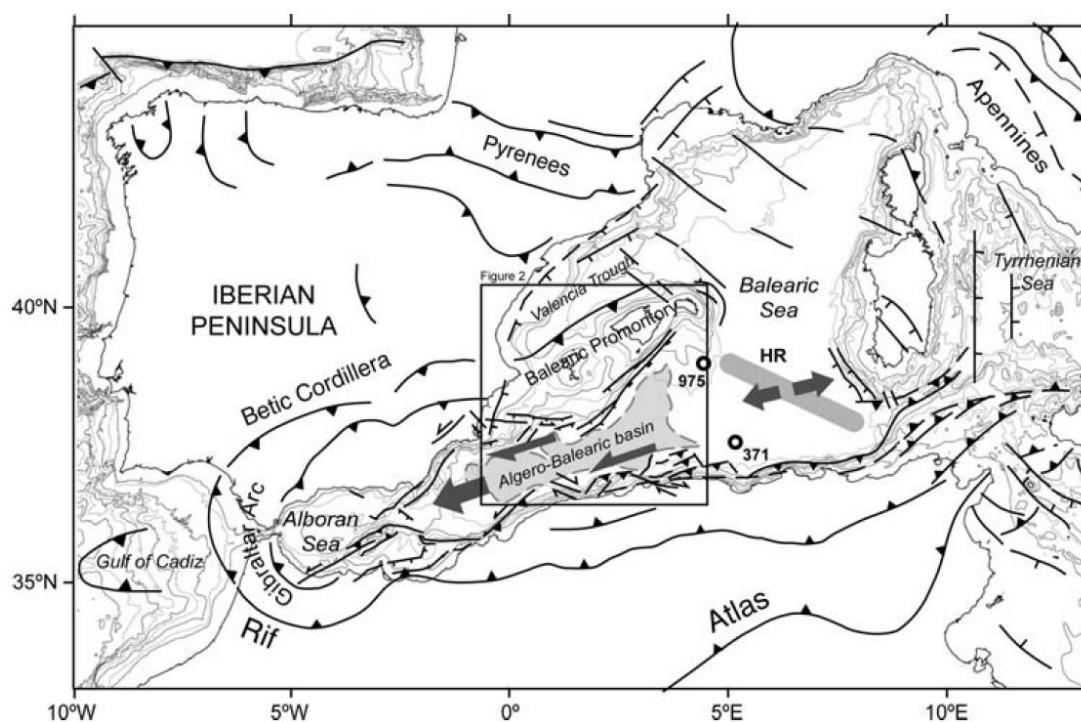


FIGURE I.28 – Schéma d'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale proposé par Camerlenghi et al. (2009), d'après Mauffret et al. (2004) et Mauffret et al. (2007a). Selon ce scénario, le bassin algérien s'ouvre au Miocène à l'ouest du Centre d'accrétion de la ride d'Hannibal (HR). Les flèches en gris indiquent les directions d'accrétion, et l'ouverture vers l'ouest du bassin algérien.

I.2.4 Évolution des domaines atlasique et tellien & ouverture du bassin Est algérien vue depuis l'Afrique

La chaîne tello-rifaine résulte de la fermeture progressive de la branche occidentale de l'océan Téthys et de l'ouverture simultanée du bassin algérien. Par opposition, l'Atlas est assimilé à une chaîne intra-continentale développée dans l'avant pays du Tell sur un ancien couloir d'extension continentale. L'inversion et la surrection du système atlasique algérien résulte de deux événements tectoniques majeurs, le premier à l'Éocène terminal et le second au Pléistocène [Bracene and de Lamotte, 2002].

Dans l'Atlas, l'épisode daté de l'Éocène terminal (Fig I.29.B) accommode la convergence Afrique-

Europe par la réactivation d'une zone de faiblesse issue d'une phase de rifting triasso-liassique [Frizon de Lamotte et al., 2000; Frizon de Lamotte, 2006], associée à l'ouverture des océans téthysien et Atlantique Central. Ce premier épisode est responsable du développement de larges plis d'orientation NE-SO dans l'Atlas [Bracene and de Lamotte, 2002]. Bien que la signification exacte d'un point de vue géodynamique de la mise en place de l'Atlas est encore débattue, il est maintenant bien établi que cet phase dite *atlasique* est (1) généralisée à l'échelle du Maghreb, et (2) est antérieure à la collision des Kabilides avec l'Afrique [Benaouali-Mebarek et al., 2006] (Fig I.29).

Si l'on considère qu'à cet époque le domaine d'AlKaPeCa est rattaché au Promontoire Baléares, cet épisode serait relié à l'initiation ou à l'accélération de la subduction de l'océan téthysien sous la paléomarge nord téthysienne [Frizon de Lamotte et al., 2000; Roca et al., 2004]. (Fig I.30). Les Zones Internes sont en position de prisme d'accrétion par rapport à la subduction téthysienne. Ce prisme va se structurer progressivement pendant que les Kabyliques dérivent vers le Sud et que le bassin algérien se développe (Fig I.29) et Fig I.30).

Du Miocène inférieur au Miocène supérieur, l'épisode extensif enregistré sur la marge sud européenne (Baléares-Kabyliques) [Aite and Gelard, 1997] marque l'initiation de l'extension arrière-arc dans le bassin algérien en même temps que se dépose les flyschs Numidiens dans l'océan téthysien (Fig I.30). Les Kabyliques migrent progressivement vers le sud en même temps que la subduction recule, jusqu'à collision avec la paléomarge nord africaine (Tell Externe). L'effet de *"slab-pull"* [Benaouali-Mebarek et al., 2006] et/ou la mise en place des nappes [Bracene and de Lamotte, 2002] provoquent la flexuration de plaque africaine qui affecte le domaine de Flyschs dans un premier temps (au sud des Zones Internes) puis se propage vers le Sud. Cet épisode flexural est responsable de la mise en place du Flyschs Numidien [Benaouali-Mebarek et al., 2006].

L'âge de la collision des Zones Internes africaine ainsi que l'orientation de cette collision restent sujet à débat. Des données stratigraphiques indiquent que le domaine de Flyschs est déjà intégré dans le prisme au Burdigalien [Benaouali-Mebarek et al., 2006] (Fig I.30). Certains auteurs placent la collision Kabyle à 15 Ma [Pique et al., 1998a; Frizon de Lamotte et al., 2000; Benaouali-Mebarek et al., 2006] tandis que d'autres la situe un peu plus tardivement à 18 Ma [Lonergan and White, 1997] ou encore à 19 Ma [Schettino and Turco, 2006]. Quoiqu'il en soit, l'accolement des Kabyliques à l'Afrique entraîne la formation de chevauchements (nappes telliennes) progressant peu à peu vers le sud sur le continent [Frizon de Lamotte et al., 2000; Benaouali-Mebarek et al., 2006] (Fig I.30). L'échouage des Kabyliques marquent également la fin de l'épisode flexurale nord africaine. Au Miocène supérieure, la chaîne côtière africaine est soumise à une surrection généralisée qui pourrait être liée à un rebond suivant la rupture de la plaque subduite sous la marge algérienne, comme suggérée par les données tomographique et magmatique [voir paragraphes précédents, Spakman and Wortel, 2004; Coulon et al., 2002]

Le second épisode tectonique majeur ayant affecté l'Atlas, daté du Pléistocène, est responsable de la formation de plis et chevauchement d'orientation E-W selon une direction de raccourcissement

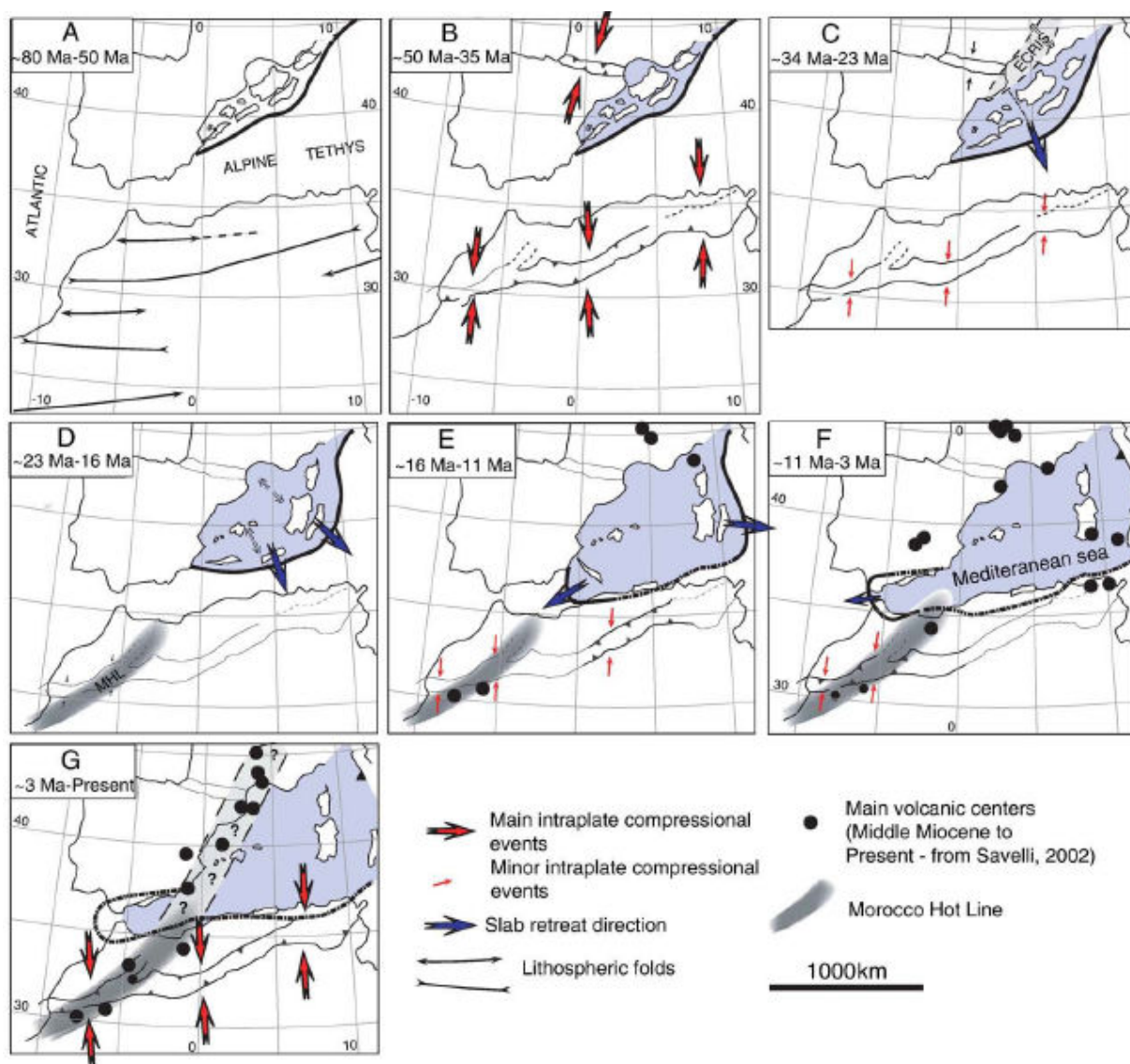


FIGURE I.29 – Structuration des chaînes atlasique et tellienne, et ouverture du bassin algérien [?].

N-S [Frizon de Lamotte et al., 2000; Bracene and de Lamotte, 2002]. Cette seconde phase de surrection rapide intervient après une phase de relative quiescence tectonique [Bracene and de Lamotte, 2002]. Il est important de souligner que les deux phases de surrection majeures à l'Éocène (Luthétien supérieur) et au Pléistocène ne dans l'Atlas ne sont pas liée à la collision des Kabyldes mais sont attribuées à l'initiation et à la cessation du développement de la Méditerranée occidentale [Frizon de Lamotte et al., 2000; Bracene and de Lamotte, 2002].

Les différents modèles d'ouverture pour le bassin algérien montrent la difficulté de de la communauté à s'accorder sur un modèle. Ceci vient notamment du fait que l'évolution de ce bassin doit être considéré avec une vision tri-dimensionnelle, puisqu'elle implique des mouvements globalement N-S,

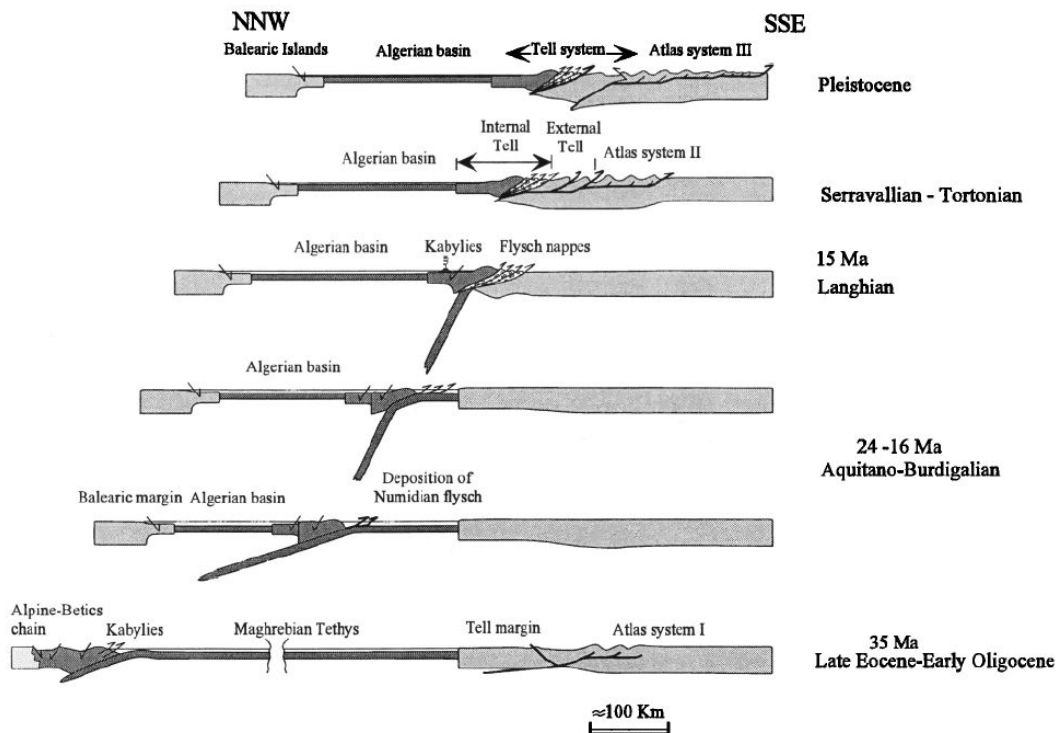


FIGURE I.30 – Évolution du bassin Est algérien depuis la fin de l'Éocène début Oligocène proposé par **Frizon de Lamotte et al.** (2000)

ainsi que des mouvements latéraux. On remarque que généralement les études portant sur le Promontoire Baléares s'appuient sur une ouverture E-O du bassin à l'arrière de la plaque Alboran, tandis que les études portant sur le Nord de l'Afrique s'accordent le plus souvent pour ouverture NE-SO du bassin algérien, à l'exception de sa partie la plus occidentale. Dans le cas des Baléares ceci est en particulier lié à la géométrie très raide et linéaire que présente la marges sur les escarpements de Mazarron et d'Emile Baudot (Fig I.31), rappelant la structure des marges transformantes.

I.3 Contexte sismo-tectonique

I.3.1 Cinématique actuelle en Méditerranée occidentale

L'analyse de données GPS permet de contraindre la cinématique et les zones d'accommodation de la déformation aux limites de plaques alors que la sismicité et les mécanismes aux foyers associés vont permettre de définir le mode de déformation.

Les études géodésiques récentes basées sur les données GPS, révèlent le rapprochement relatif de l'Afrique par rapport à l'Europe à une vitesse de ~ 5 mm/an à la longitude d'Alger ($\sim 3^\circ$ E) en direction du NO-SE à NNO-SSE [**Calais et al.**, 2003; **Nocquet and Calais**, 2004; **Serpelloni et al.**, 2007] (Fig I.33.b). La comparaison entre les mouvements de l'Afrique par rapport à l'Europe

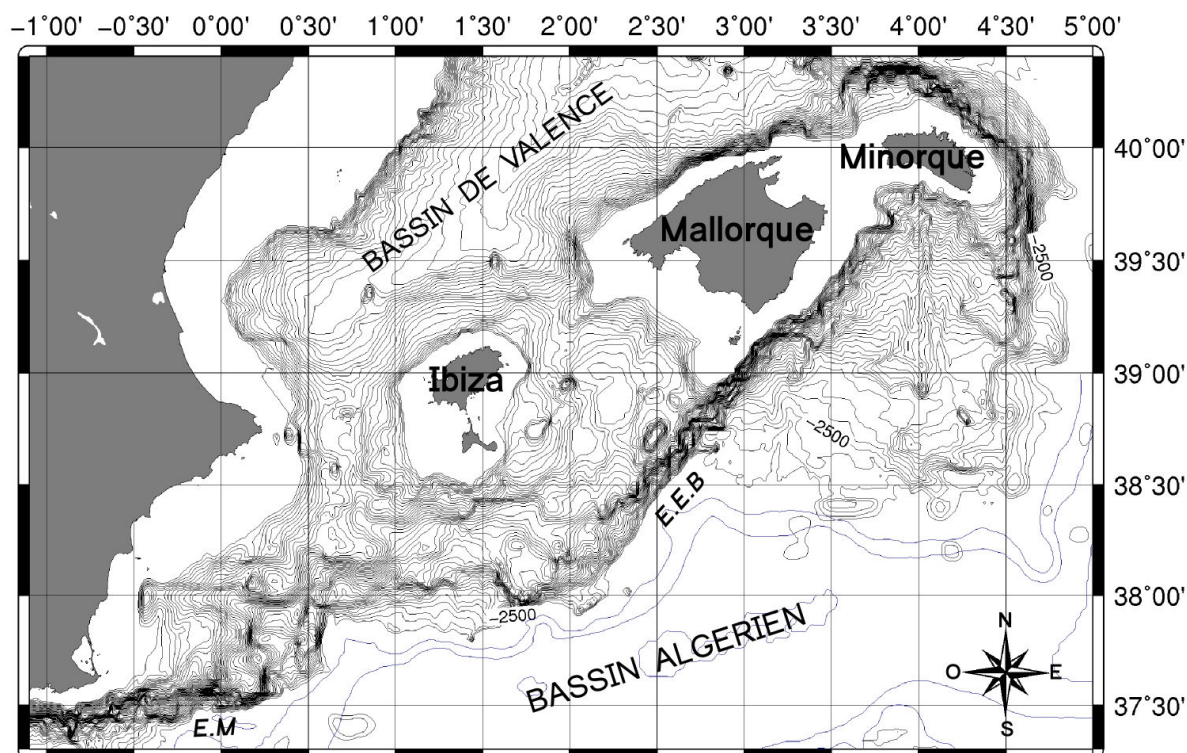


FIGURE I.31 – Le Promontoire Baléares : Bordure Nord du bassin algérien. E.E.B : Escarpement d'Emile Beaudot ; E.M : Escarpement de Mazarron

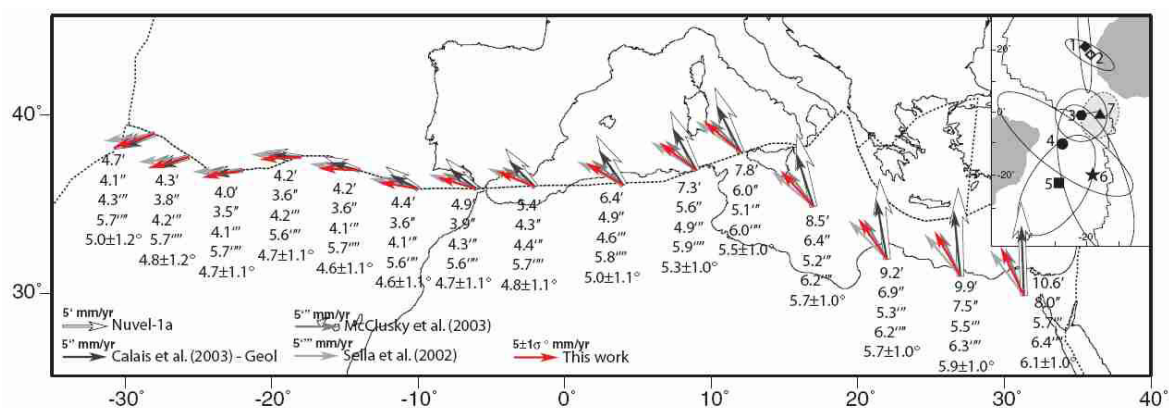


FIGURE I.32 – Cinématique à la limite de plaque Afrique-Europe dérivée des pôles d'Euler estimés par différents auteurs et compilés par Serpelloni et al. (2007).

estimés à partir des données géodésiques (estimation court terme, à l'échelle de 10-15 ans), avec ceux estimés par les données géologiques, (estimation long terme, à l'échelle de plusieurs Ma) traduisent une augmentation de l'obliquité de la convergence en Méditerranée d'une vingtaine de degré depuis ~3 Ma, ainsi qu'une diminution du taux de de celle-ci [Calais et al., 2003]. Cette observation peut également expliquer les vitesses plus importantes estimées par Demets et al. (1994) (6,4 mm/an, Fig I.33.b), cette étude se basant également sur les données géologiques pour contraindre les vitesses.

Les données géodésiques permettent aussi d'étudier les variations des vitesses GPS le long de transect, qui permettent de quantifier des quantités de raccourcissement. Ainsi **Serpelloni et al.** (2007) ont pu estimer des taux de raccourcissement, variant au Nord de l'Algérie à terre de $2,7 \pm 0,9$ mm/an à l'Est (profil 1, Fig I.33.a) à $3,9 \pm 0,9$ mm/an à l'Ouest (profil 2, Fig I.33.a). En mer, le raccourcissement estimé est plus faible, de l'ordre de $1,6 \pm 0,6$ mm/an à l'Est, à $2,7 \pm 0,6$ mm/an à l'Ouest (Fig I.33.a).

I.3.2 Sismicité de la Méditerranée occidentale

L'actuelle limite de plaque entre l'Afrique et Europe, qui s'étend du point-triple des Açores au Nord de la Sicile, présente des régimes tectoniques variés évoluant de transtensif à l'Ouest à compressif vers l'Est, en passant par des mouvements décrochants et transpressifs.

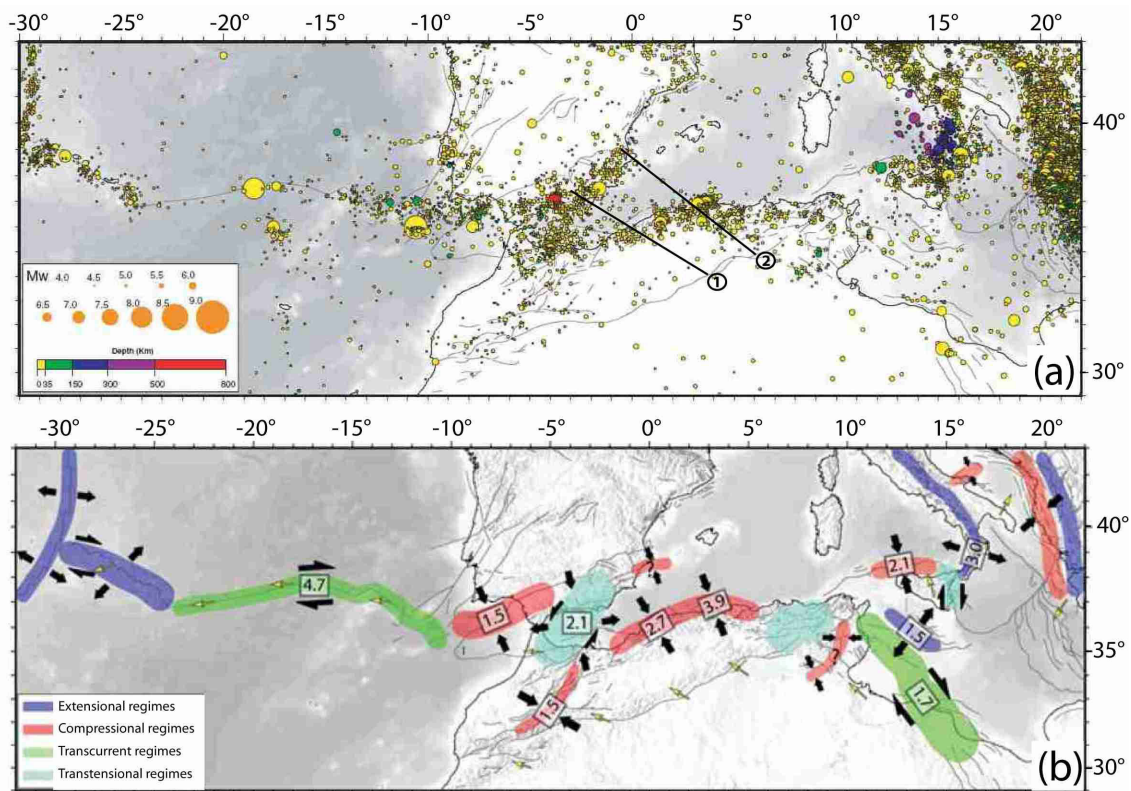


FIGURE I.33 – (a) Répartition de la sismicité à la limite de plaque Afrique-Europe (séismes de magnitude supérieure à 4) [**Serpelloni et al.**, 2007]. Les lignes noires indiquent la localisation de profils de vitesse GPS : (1) le profil Est et (2) le profil Ouest (voir détails dans le texte). (b) Régimes de déformation générés à la limite de plaque. Les nombres correspondent aux taux de déformation en mm/an [**Serpelloni et al.**, 2007].

À l'approche du détroit de Gibraltar côté Atlantique, et dans la région d'Alboran (Fig I.33.a) la sismicité est éparse, indiquant une large bande de déformation et une limite de plaque diffuse [**Jimenez-Munt et al.**, 2001 ; **Serpelloni et al.**, 2007]. L'Arc de Gibraltar (Rif-Bétique-Alboran)

enregistre de nombreux séismes dont la grande majorité est d'intensité faible à modérée. La sismicité indique des mécanismes de déformation de type transtensif à compressif [Stich et al., 2006 ; Serpelloni et al., 2007] (Fig I.33 et Fig I.34). La plupart de ces séismes se produisent à de faibles profondeurs (≤ 30 km), même si certains séismes sont enregistrés jusqu'à 650 km [Buforn et al., 1995]. Les séismes profonds seraient associés à la présence d'une zone de subduction que semble confirmer la tomographie locale du manteau [Gutscher et al., 2002] (Fig I.18)

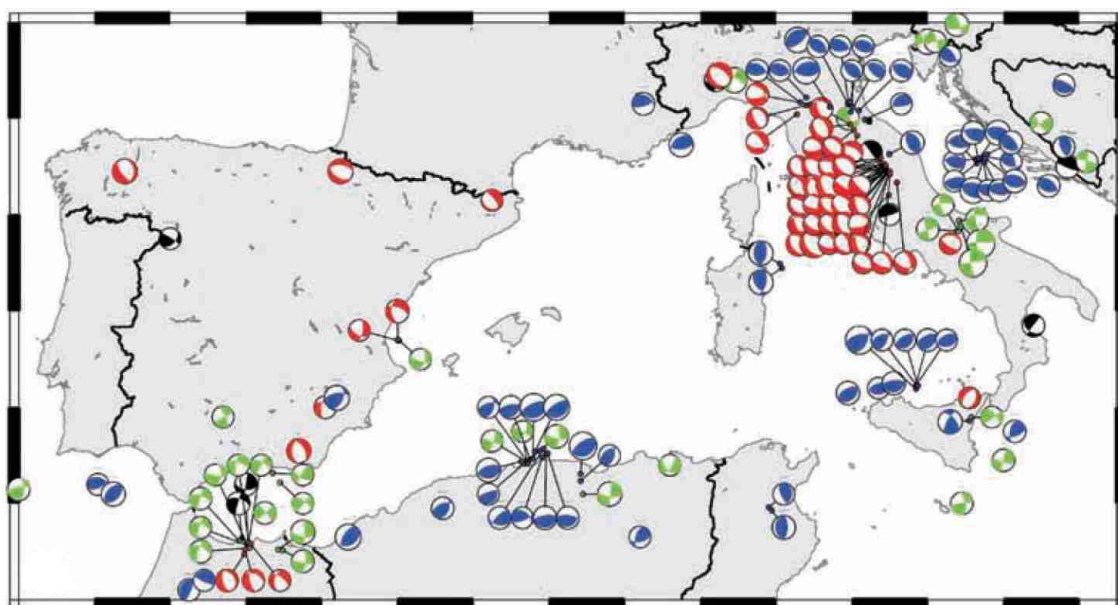


FIGURE I.34 – Carte des mécanisme aux foyers des séismes de Méditerranée occidentale [Billi et al. (2011)].

Le Nord de l'Algérie, apparaît comme l'une des zones la plus active sismiquement de la Méditerranée occidentale (Fig I.33.a). La sismicité est répartie à cet endroit sur une bande large de 200 km environ, de la chaîne externe du Tell à l'offshore algérien (Fig I.18). Toute cette région est soumise à un régime dominant compressif induit par la convergence Afrique-Europe (Fig I.33.b et Fig I.34) qui témoignerait de la réorganisation depuis la suture Miocène vers le bassin algérien.

À l'extrémité Est de l'Algérie, au Nord de la Tunisie et dans le canal de Sicile une forte diminution de l'activité est observée. La sismicité redevient très intense en Italie, notamment en Sicile et en Calabre (Fig I.33). Tout comme au Nord de l'Algérie, l'offshore Nord sicilien est soumis à un régime compressif, bien que de plus faible intensité (Fig I.33 et Fig I.34).

I.3.3 Sismicité du Nord de l'Algérie

La sismicité du nord de l'Algérie est l'expression de la convergence entre les plaques africaine et européenne. L'Algérie a connu au cours de son histoire de nombreux séismes dont la majorité est concentrée dans le Tell (Fig I.35). Le dernier grand séisme destructeur de Boumerdès qui s'est produit le 21 Mai 2003 [$M=6,8$, Bounif et al., 2004 ; Delouis et al., 2004 ; Hamdache et al.,

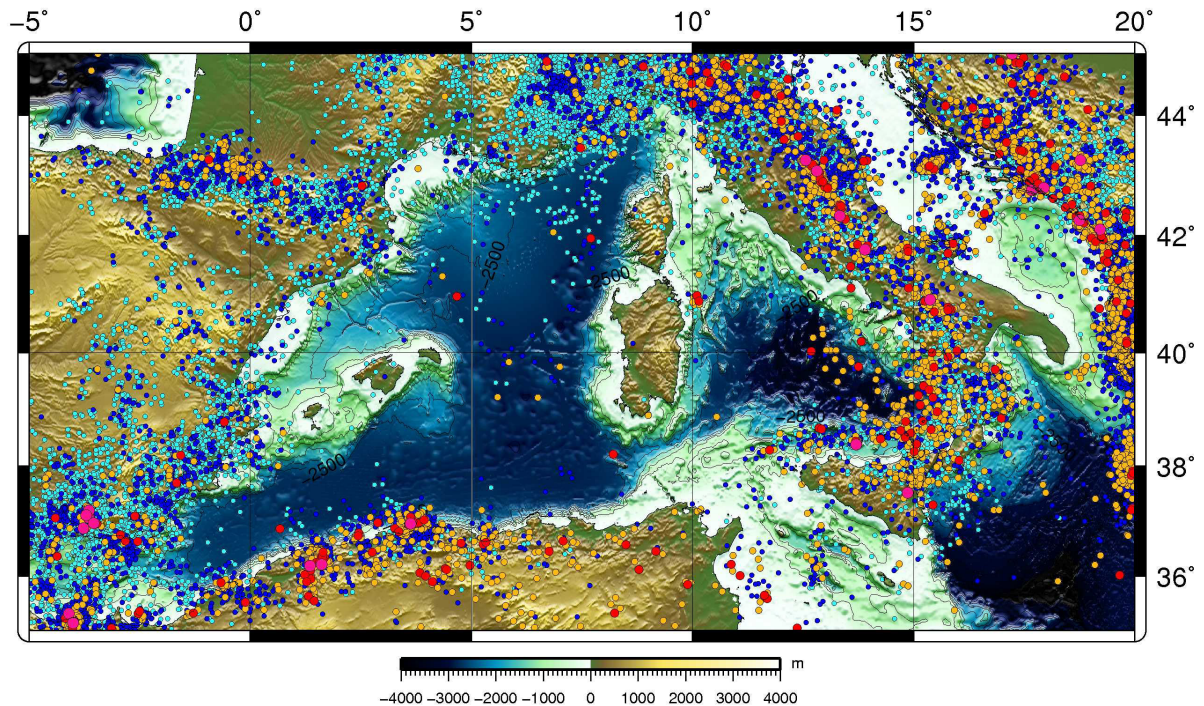


FIGURE I.35 – Carte de la sismicité en Méditerranée Occidentale, de 1973 à 2012 (catalogue NEIC). En bleu clair : $0 < M_w < 3$; en bleu foncé : $3 \leq M_w < 4$; en jaune : $4 \leq M_w < 5$; en rouge : $5 \leq M_w < 6$; en rose : $M_w \geq 6$

2004; Meghraoui et al., 2004; Ayadi et al., 2008; Belabbès et al., 2009a] témoigne de cette déformation, de même que les séismes plus anciens d'El Asnam le 10 octobre 1980 [$M_w=7,3$; Meghraoui et al., 1988], de Chenoua-Tipaza le 29 octobre 1989 [$M_w=6,0$; Meghraoui, 1991; Bounif et al., 2003], de Mascara le 17 août 1994 [Benouar et al., 1994] et de Ain Temouchent le 22 décembre 1999 [$M_w=5,7$; Yelles-Chaouche et al., 2004; Belabbès et al. (2009b)] (Fig I.36 et Fig I.37). L'analyse des séismes récents (période instrumentale) comme celle des séismes historiques, soulignent l'importance de la menace sismique que constitue l'offshore algérien (séismes d'Alger en 1716, d'Oran en 1790, de Djidjelli en 1856 ou de Boumerdès en 2003). Dans la région des Hauts Plateaux, la sismicité est quasiment nulle, ce domaine réagissant en bloc rigide ne se déformant qu'en ces bordures [Yelles-Chaouche et al., 2006] (Fig I.36). Quelques séismes sont enregistrés le long du front Sud-Atlantique avec des magnitudes plutôt faibles, inférieures à 4.

Les séismes sont généralement générés par des plis-failles ou des failles inverses de direction NNE-SSO à E-O, mais aussi le long de la suture Miocène séparant les blocs internes des Zones Externes [exemple du séisme de Chenoua-Tipaza; Yelles-Chaouche et al., 2006]. Les mécanismes aux foyers attestent d'une direction de raccourcissement NNO-SSE en Algérie orientale et centrale alors que la partie la plus orientale indique plutôt des mécanismes en décrochement (Fig I.36). Les magnitudes des séismes sont le plus souvent inférieures à 5,5, néanmoins certains séismes de magnitude plus

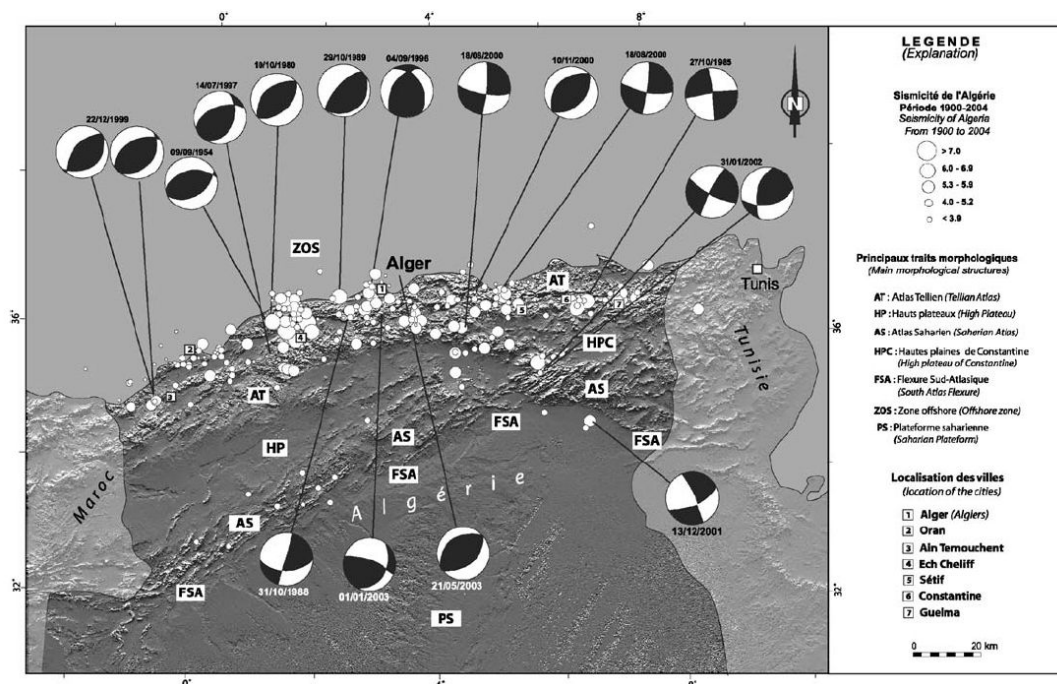


FIGURE I.36 – Sismicité de Nord de l'Algérie et mécanisme aux foyers des séismes majeurs [Yelles-Chaouche et al. (2006)].

importante sont parfois enregistrés (Fig I.37), comme en témoigne le violent séisme d'El Asnam en 1980 d'une magnitude supérieure à 7 [Yielding et al., 1981 ; Meghraoui et al., 1988 ; Meghraoui et al., 1996]. Les sources à l'origine des séismes au nord de l'Algérie apparaissent superficielles, les hypocentres ne dépassant jamais les 30 km de profondeur, et la grande majorité étant comprise entre 5 et 10 km (Fig I.37).

Au cours du Quaternaire, la tectonique active se traduit par le soulèvement de la côte, révélé par l'analyse des terrasses marines dans certaine région, notamment dans la région d'Alger [Meghraoui, 1991 ; Authemayou et al., 2010 ; Maouche et al., 2011]. Les bassins Néogène qui longent la côte (bassin du Cheliff, bassin de la Mitidja, bassin de Tizi Ouzou, bassin de la Soummam) subissent également la déformation qui se concentre le long de leurs bordures [Yelles-Chaouche et al., 2006].

La convergence entre l'Afrique et l'Europe est à l'origine de nombreux séismes au Nord de l'Algérie. Ceci atteste que la marge algérienne est loin d'être purement passive, puisqu'elle enregistre des séismes pouvant atteindre une magnitude de 7. Néanmoins la faible profondeur des hypocentres montre également que nous ne sommes pas non plus dans le cas d'une marge active. La géodésie comme les mécanismes aux foyers des séismes, témoignent du régime compressif auquel est soumis actuellement soumis la marge. À présent que les conditions aux limites compressives auxquelles est soumise la marge algérienne ont été présentées, la morpho-structure générale de cette marge et de son bassin sera présentée dans la partie suivante, avant de nous concentrer sur les indices de déformation liés à sa réactivation récente en compression.

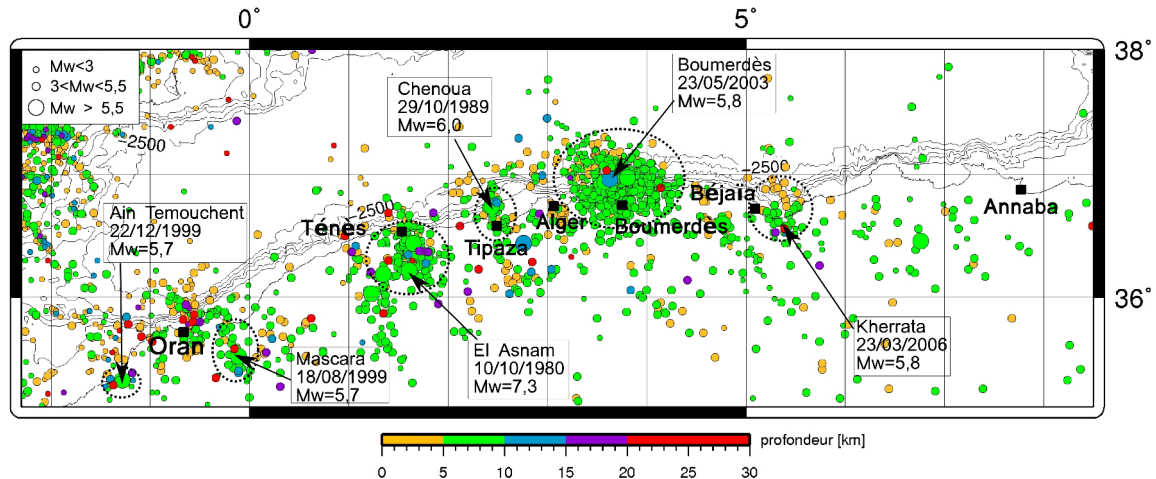


FIGURE I.37 – Profondeur des hypocentres des séismes algériens (Base de données (catalogue NEIC de 1973 à 2012)).

I.4 Morpho-structure de la marge algérienne

La marge algérienne constitue la limite sud de la Méditerranée occidentale. Elle s'étend au Nord du continent Africain sur plus de 1000 km entre 1°O et 9°E de longitude (Fig I.38). La marge algérienne et le bassin associé, sont bordés à l'Ouest par la mer d'Alboran, au Nord par le Promontoire Baléares et le bassin Liguro-Provençal et au Sud par la chaîne tellienne (Fig I.18).

La marge présente une orientation globalement E-O à NE-SO dans la région d'Oran-Ténès (Fig I.38). Le plateau continental est généralement étroit avec une largeur comprise entre 5 et 10 km en

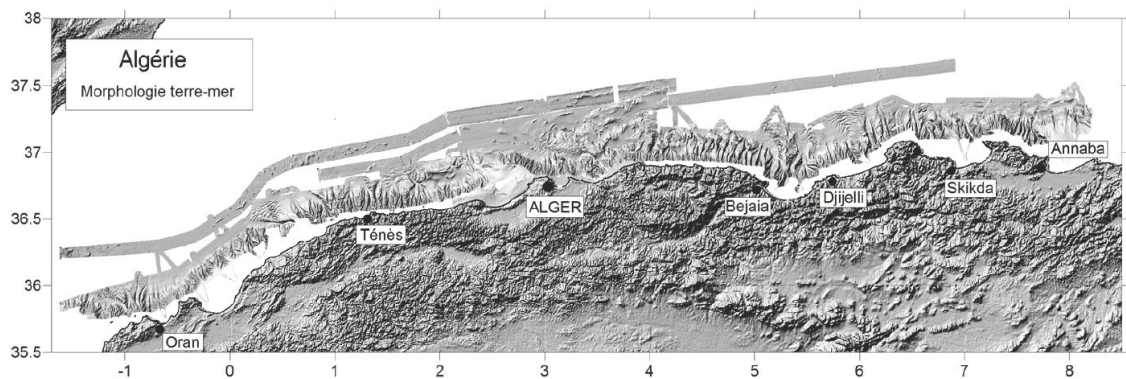


FIGURE I.38 – Carte morpho-bathymétrique de la marge algérienne issue des données Maradja [d'après Domzig (2006b)].

moyenne [Cattaneo et al., 2010]. Il s'élargit localement pouvant atteindre 40 km de large là où des bassins Néogènes sont présents près de la côte comme à l'Ouest d'Alger (bassin de la Mitidja) [Domzig, 2006b], alors que le plateau continental apparaît extrêmement réduit (< 2 km) dans le

domaine offshore entre Dellys et Ténès [Cattaneo et al., 2010] (Fig I.38). La pente continentale est généralement raide avec une pente moyenne supérieure à 10° et pouvant dépasser 20° localement. De nombreux canyons incisant la pente sont visibles dans la morphologie (Fig I.38) dont cinq canyons majeurs responsables de la mise en place d'éventails sous-marin (exemple des éventails sous-marins D'El Marsa à l'Est de Ténès et d'Alger à l'Ouest d'Alger). La marge algérienne est bordée au Nord par le bassin profond algérien caractérisé par une topographie plutôt plane mais laissant apparaître quelques irrégularités du fond marin en partie liées à la tectonique salifère.

I.4.1 Stratigraphie

La stratigraphie de la marge sous-marine algérienne et de son bassin profond est fortement marquée par les dépôts de "la trilogie Messinienne" liés à la Crise de Salinité Messinienne. Les unités Messiniennes seront dans ce manuscrit nommées à l'aide de la nomenclature mise en place dans "l'Atlas du marqueur sismique Messinien" [Lofi et al., 2011a] (Fig I.40). Des dépôts les plus anciens aux dépôts les plus récents on trouve :

Les unités Pré-Messinienne :

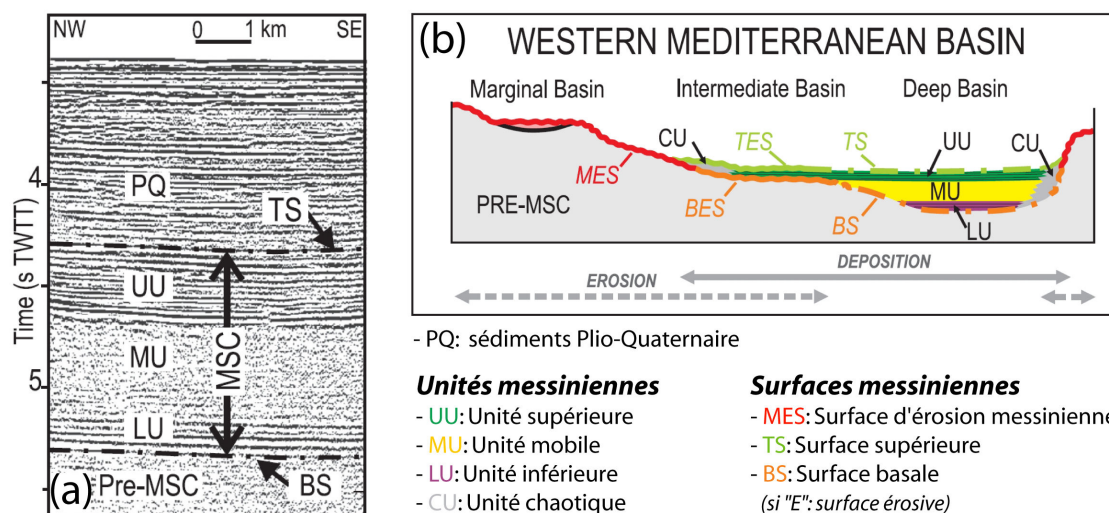


FIGURE I.39 – (a) Séquence stratigraphique type présente dans les bassins de Méditerranée occidentale (exemple du Golfe du Lion). (b) Schéma conceptuel illustrant l'organisation des marqueurs Messinien en Méditerranée occidentale, depuis la marge continentale vers le bassin profond [Lofi et al., 2011b]. Les unités UU, MU et LU forment la "Trilogie Messinienne".

Les unités Pré-messinienne sont rarement visibles à cause du manque de pénétration du signal sismique. Cependant, là où elles sont visibles, elles apparaissent sous un faciès lité (Fig I.39 et Fig I.40). Cette unité présenterait une épaisseur de ~1 std (seconde temps double)[Auzende, 1978] ou 1.8 km selon Mauffret et al., 2004.

Les unités Messiniennes :

UU pour "Upper Unit" : L'unité UU correspond à un niveau évaporitique reconnaissable par un faciès sismique bien lité et marqué par des réflecteurs de fortes amplitudes et relativement continus [Savoie and Piper, 1991 ; Lofi et al., 2011a] (Fig I.39). Ces évaporites supérieures sont généralement sub-divisées en deux sous-unités UU1 et UU2, la partie inférieure (UU1) de cette unité apparaissant généralement plus transparente, avec des réflecteurs plus discontinus que sa partie supérieure (UU2).

MU pour "Mobile Unit" : L'unité MU est un niveau majoritairement composé de halite [Auzende, 1978]. Elle est aisément identifiable par son faciès transparent. Du fait de sa composition cette unité est par ailleurs caractérisée par sa capacité à fluer, responsable de la formation de dôme de sel pouvant localement percer le font marin (Fig I.39 et Fig I.40). Du fait de cette déformation ductile l'épaisseur de l'unité MU est très variable et celle-ci vient fortement perturber la sédimentation plus récente.

LU pour "Lower Unit" : L'unité LU n'est que localement visible sous l'unité MU du fait de la forte atténuation du signal sismique par la couche de sel sus-jacente. Il s'agit d'évaporites inférieures caractérisées par des réflecteurs lités et de fortes amplitudes sur les données sismiques (Fig I.39 et Fig I.40).

CU pour "Chaotic Unit" : Cette dernière unité Messinienne n'est visible que localement en pied de pente et est interprétée comme le produit d'érosion des marges au Messinien. Cet ensemble se traduit généralement par un faciès chaotique. De la même façon que l'unité UU, celle-ci est subdivisée en Algérie en deux sous-unités : CU1 au faciès plus lité et correspondant à des dépôts datant du tout début de la Crise, et CU2 au faciès plus chaotique et corrélée dans le bassin à l'unité UU (Fig I.39 et Fig I.40).

Sur les marges, la surface d'érosion messinienne (ou MES pour "Messinian Erosion Surface") témoigne de l'érosion intense des marges durant la Crise de Salinité Messinienne (Fig I.39.b).

Les sédiments Plio-Quaternaire :

La sédimentation Plio-Quaternaire correspond à une succession de sédiments pélagiques à hémipélagiques en alternance avec des turbidites. Cette unité se traduit sur les données de sismique réflexion par un faciès bien lité et haute fréquence, la base de la série apparaissant généralement de plus faible amplitude (Fig I.39.a). L'épaisseur de sédiment Plio-Quaternaires peut atteindre par endroit 1,8 std ou 0.8 km d'après [Mauffret et al., 2004].

La séquence stratigraphique décrite ici servira de référence pour l'interprétation des données présentées dans ces travaux (chapitres 3 et 4).

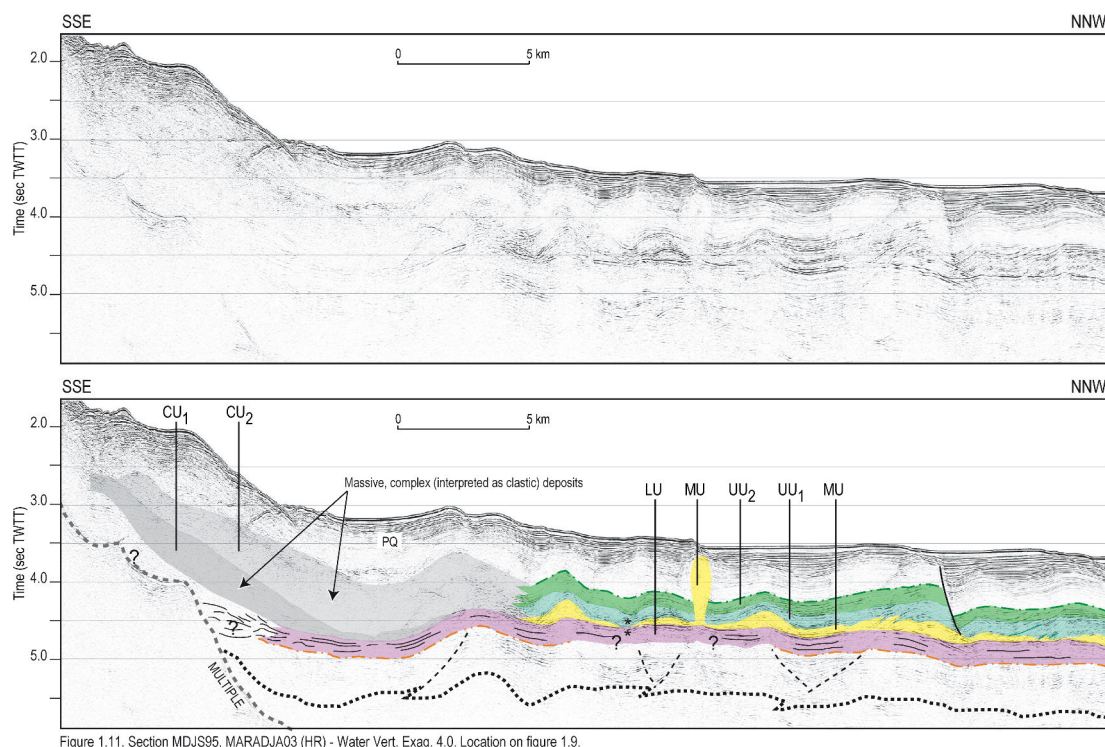


Figure 1.11. Section MDJS95, MARADJA03 (HR) - Water Vert. Exag. 4.0. Location on figure 1.9.

FIGURE I.40 – Architecture générale des dépôts de la marge centre algérienne (à l'Est d'Alger) telle qu'établie dans l'Atlas Messinien [Lofi et al. (2011a)]. Les unités Messiniennes - En vert : l'unité UU. En jaune : l'unité MU. En rose : l'unité LU ; Les surfaces Messiniennes - En pointillés vert : la TS "Top Surface". En pointillés orange : la BS "Bottom Surface". En jaune : la IES "Intermediate Erosion Surface".

I.4.2 Structure profonde et nature du bassin Algérien

La connaissance de la structure profonde et de la nature du bassin algérien est largement imparfaite. Cependant quelques études menées à l'Est du bassin algérien côté Baléares. Comas et al. (1999) proposent une croûte transitionnelle ou océanique très mince (2 std) équivalent à 4 km d'épaisseur environ [Mauffret et al., 2004] dans la partie la plus occidentale du bassin algérien. Mauffret et co-auteurs suggèrent qu'une réflexion profonde imagée à 6-7 std pourrait correspondre au Moho, et que le bassin Est Alboran représenterait la zone de transition entre la croûte continentale dans la mer d'Alboran et une croûte océanique dans le bassin algérien [Comas et al., 1999; Booth-Rea et al., 2007; Medaouri et al., 2012]. Un profil de sismique réfraction datant des années 70 ainsi qu'un profil de sismique réflexion profonde recoupant le bassin de Valence, le Promontoire Baléares et l'extrémité Nord du bassin algérien suggère également une croûte océanique mince d'environ 4,5 km [Hinz, 1973; Vidal et al., 1998]. Ces derniers localisent le Moho à 7 std dans le bassin profond au Sud des Baléares.

I.5 Réactivation de la marge algérienne

Bien que quelques éléments attestent de la réactivation Plio-Quaternaire de certaines marges dans le contexte de la convergence Afrique-Europe, en particulier en mer d'Alboran [Comas et al., 1999; Medaouri et al., 2012], dans le bassin algérien [Domzig et al., 2006a; Yelles et al., 2009; Kherroubi et al., 2009] et au sud de la Mer Tyrrhénienne [Billi et al., 2007; Billi et al., 2011], le timing exact, la possible diachronie de la déformation, et son étendue dans l'espace, restent extrêmement controversée et peu contraint en particulier en ce qui concerne les marges Centre et Est algériennes.

Les différentes données (sismique-réflexion, CHIRP, SAR, réflectivité, 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 superficiels de cette réactivation. Ces données ont permis notamment d'identifier un certain nombre chevauchements à pendage vers le continent, sur une grande partie de la marge, de Ténès à Oran [Domzig, 2006b] (Fig I.41). L'ensemble de ces structures est ici néoformé, contrairement au cas de la mer du Japon où les failles normales sont inversées [Itoh et al., 2006].

Plusieurs types d'objets géologiques permettent de suggérer par des moyens indirects, le jeu de failles en profondeur, dans le cas présent de failles inverses : (1) les instabilités sédimentaires, (2) le cours des canyons, et (3) la déformation des sédiments superficiels.

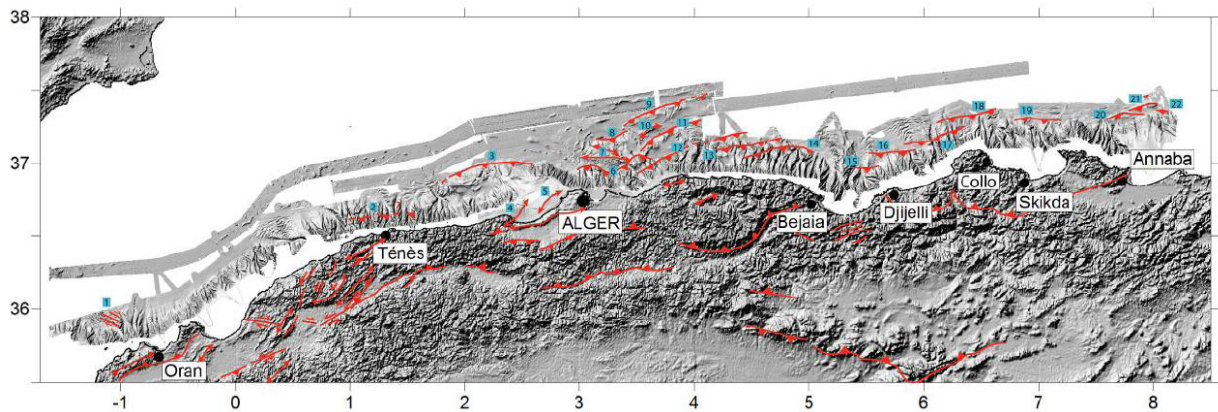


FIGURE I.41 – Carte morpho-bathymétrique de la marge algérienne issue des données Maradja [d'après Domzig, 2006b].

I.5.1 Les instabilités sédimentaires

La répartition des instabilités sédimentaires sur la marge peut être influencée par une activité tectonique. Les données CHIRP, de réflectivité et d'imagerie ont permis d'établir une cartographie systématique des produits d'instabilités sédimentaires et des cicatrices d'arrachement associées le long de la marge algérienne [région d'Oran à Ténès, Domzig et al., 2009; région d'Alger, Gaullier

et al., 2004, Domzig, 2006b et Dan et al., 2011 ; *l'ensemble de la marge*, Cattaneo et al., 2010] (Fig I.42.a). Le long de la marge algérienne les glissements sous-marins identifiés sont nombreux mais de taille relativement réduite [Cattaneo et al. (2010)]. Ils sont généralement localisés sur les flancs de canyon ou diapirs de sel dans le bassin profond ou encore aux pieds d'escarpements d'origine tectonique [Déverchère et al., 2005 ; Dan et al., 2009 ; Domzig et al., 2009 ; Dan et al., 2010]. Au large de Boumerdès par exemple ces structures s'alignent parfaitement avec les failles soupçonnées être à l'origine du séisme de Boumerdès en 2003 [Déverchère et al., 2005]. Ces petites instabilités sédimentaires identifiées dans cette zone témoignent d'une déformation cumulée le long des escarpements sans que la rupture n'atteigne la surface.

I.5.2 Le cours des canyons

Le cours d'un canyon est principalement guidé par les variations eustatiques et la topographie, cette dernière étant étroitement liée à l'activité tectonique. Un profil de canyon dit à l'équilibre aura une forme concave alors qu'un profil de canyon jeune (n'ayant pas encore atteint le stade d'équilibre) ou le cours d'un canyon perturbé par des mouvements tectoniques leur conférant une forme plus convexe. De ce fait le cours des canyons peut-être un bon indicateur de la déformation. Le canyon d'Alger qui présente des méandres bien formés indicateurs d'un canyon mature est donc un bon candidat pour cette analyse [Domzig, 2006b].

Une autre approche utilisant le cours des canyons permet la mise en évidence de la tectonique dans une région par l'observation d'éventuelles déviations des canyons. Encore une fois le canyon d'Alger par la déviation de son cours suggère le soulèvement de la marge à l'approche des failles inverses identifiées [Domzig, 2006b] (Fig I.42.b). Cette déviation du canyon d'Alger est également visible sur les données de réflectivité (Fig I.42.c). La réflectivité plus faible de la branche Est du canyon par rapport à sa branche Ouest, suggère d'après Domzig (2006b) que la branche ouest a été abandonnée, et que le cours du canyon d'Alger a migré vers l'Est suite au jeu d'une faille inverse. Le même phénomène est également observé pour le canyon localisé en face de Dellys (Fig I.42.c).

I.5.3 La déformation des sédiments superficiels

La géométrie des structures liées à l'inversion a été caractérisée principalement dans trois zones de la marge algérienne, d'Ouest en Est : (1) le secteur de Khayr-al-Din (Ouest Alger), (2) la secteur de Boumerdès (Est Alger) et (3) le secteur d'Annaba.

(1) *Secteur de Khayr-al-Din* :

Ce secteur est marqué par la présence du haut bathymétrique de Khayr-al-Din où la largeur de la marge atteint une quarantaine de kilomètres. La faille de Khayr-al-Din localisée au pied du banc du même nom est la plus longue faille identifiée jusqu'à maintenant dans l'offshore algérien, avec

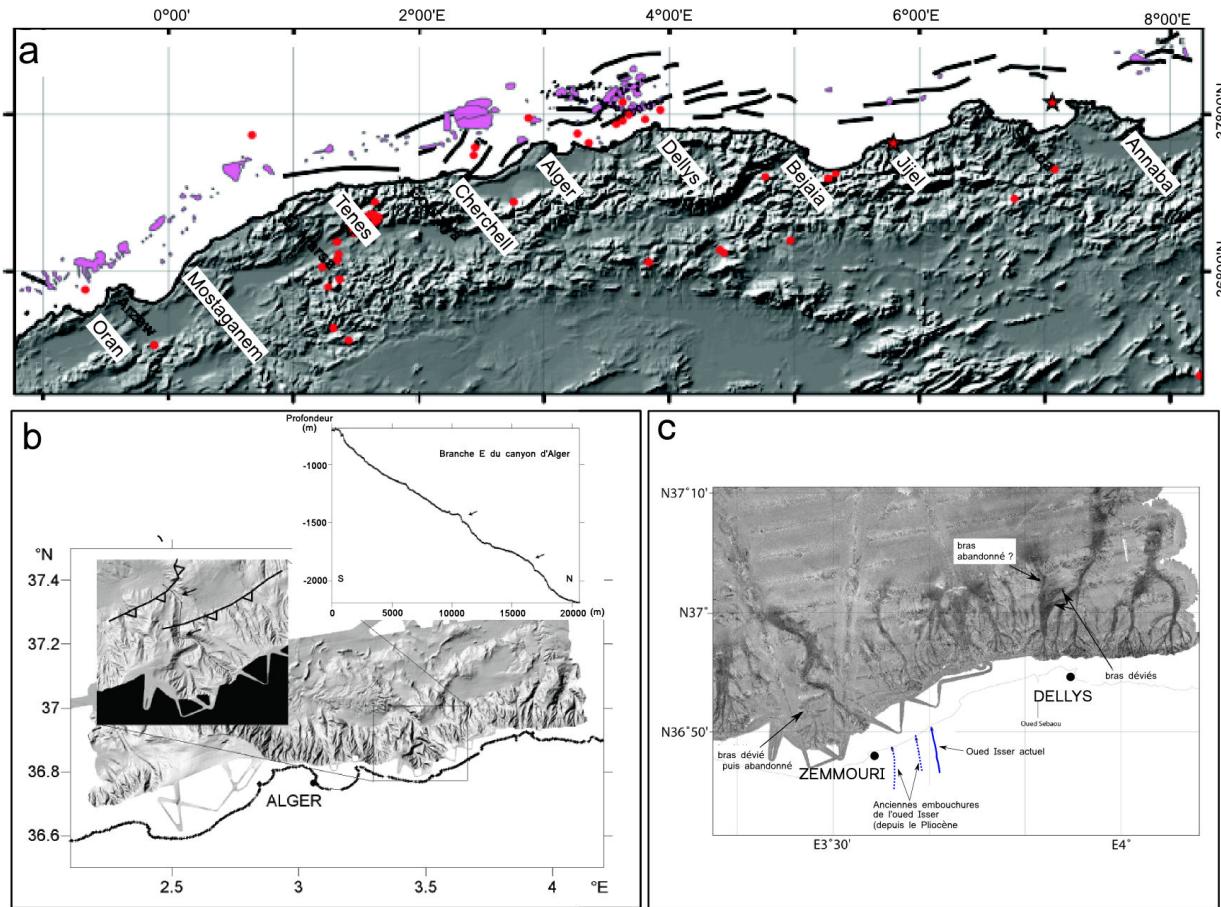


FIGURE I.42 – (a) Répartition des produits d'instabilités gravitaires le long de la marge algérienne [Cattaneo et al., 2010]. Les cercles rouges localisent les épencentres des séismes (instrumentaux) d'une magnitude ≥ 5 et les étoiles rouges 3 séismes historiques majeurs [d'après Kherroubi et al., 2009 dans Cattaneo et al., 2010]. (b) Profil longitudinal de la branche Est du canyon d'Alger. Deux anomalies topographiques (indiquées par les flèches noires) sont visibles sur le profil et coïncident avec les failles inverses identifiées par Déverchère et al. (2005). Cette observation est en faveur d'un contrôle des failles sur la morphologie. De plus, les flèches représentées sur l'encart localise la présence de déviations dans la trajectoire du canyon à l'approche de ces failles (figure d'après Domzig, 2006b). (c) Carte de réflectivité de la zone offshore à l'Est d'Alger. Un faciès reflectif apparaissant de couleur sombre sur la carte indique une surface rugueuse et de ce fait une activité récent des canyons (figure d'après Domzig, 2006b).

une longueur d'environ 80 km. Dans ce secteur, la déformation semble se limiter au pied de marge contrairement à ce qui est observé à l'Est d'Alger (Fig I.43), suggérant une fabrique structurale différente entre ces deux domaines [Domzig et al., 2006a].

(2) Secteur de Boumerdès :

Le secteur de Boumerdès a été sujet à une attention toute particulière suite au séisme de mai 2003 [Bounif et al., 2004; Delouis et al., 2004; Yelles-Chaouche et al., 2004; Déverchère et al., 2005; Domzig, 2006b]. La réactivation au large de Boumerdès à Dellys (Est Alger) se traduit par le développement (1) de strates de croissance associées au fonctionnement de bassins en "roll-over"

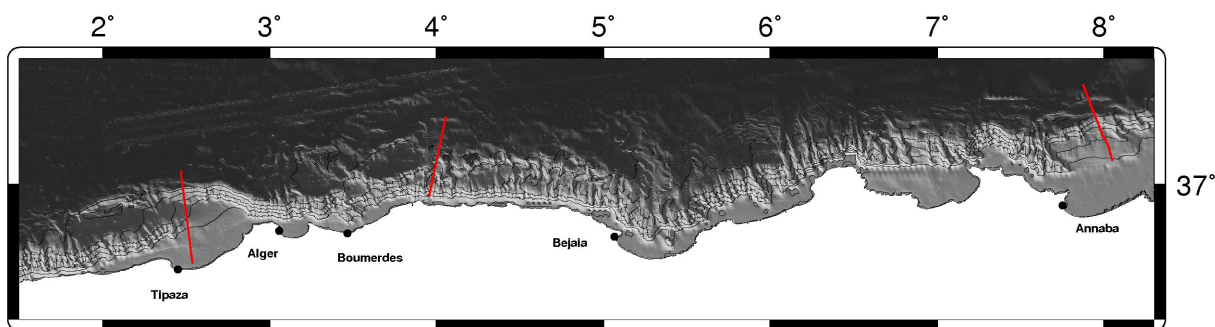


FIGURE I.43 – Localisation de 3 profils montrant la structure de superficielle de la marge algérienne pour (1) le secteur de Tipaza, (2) pour le secteur de Boumerdès et (3) pour le secteur d'Annaba.

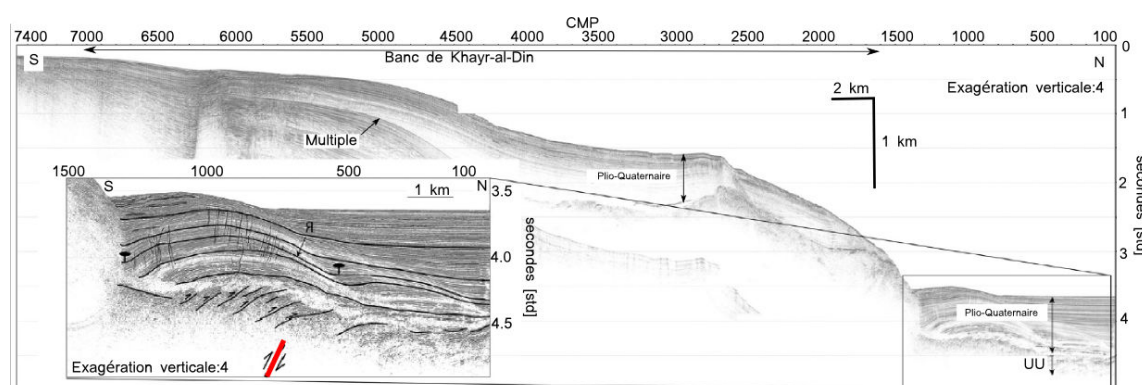


FIGURE I.44 – Profil de sismique réflexion 6-traces acquit au large de Boumerdès pendant la campagne MARADJA en 2003 (exagération verticale : 6). En rouge : les séries infra-salifère. En orange : la base du sel Messinien. En jaune : le sel Messinien (MU). En vert : les évaporites supérieures (UU). En bleu : les sédiments Plio-Quaternaires. En marron : dépôts détritiques (CU) (figure d'après ?).

étroits sur la pente continentale et (2) de larges bassins en "piggyback" contrôlés par un système de rampes à vergence nord dans le bassin profond [Cope, 2003 ; Déverchère et al., 2005 ; Domzig et al., 2006a](Fig I.41 et Fig I.45).

(3) Secteur d'Annaba :

L'extrême Est algérien est une zone connue pour être faiblement sismogène [Harbi et al., 2003 ; Yelles-Chaouche et al., 2006 ; Harbi et al., 2010] (Fig I.35). Néanmoins, l'identification récente d'un ensemble de plis et chevauchement au pied de la marge atteste de la réactivation de cette région [Kherroubi et al., 2009]. Comme observé au large de Boumerdès, la déformation se traduit par le développement de strates de croissance à l'arrière de plis, et la formation de bassins perchés en piggy-back de plus en plus récents vers le large (Fig I.46). L'inversion de la marge apparaît ici plus récente que dans la région d'Alger, avec un âge de début de jeu des failles estimé à moins d'1 Ma, associé à un taux de raccourcissement de $\sim 1\text{mm}/\text{an}$ [Kherroubi et al., 2009].

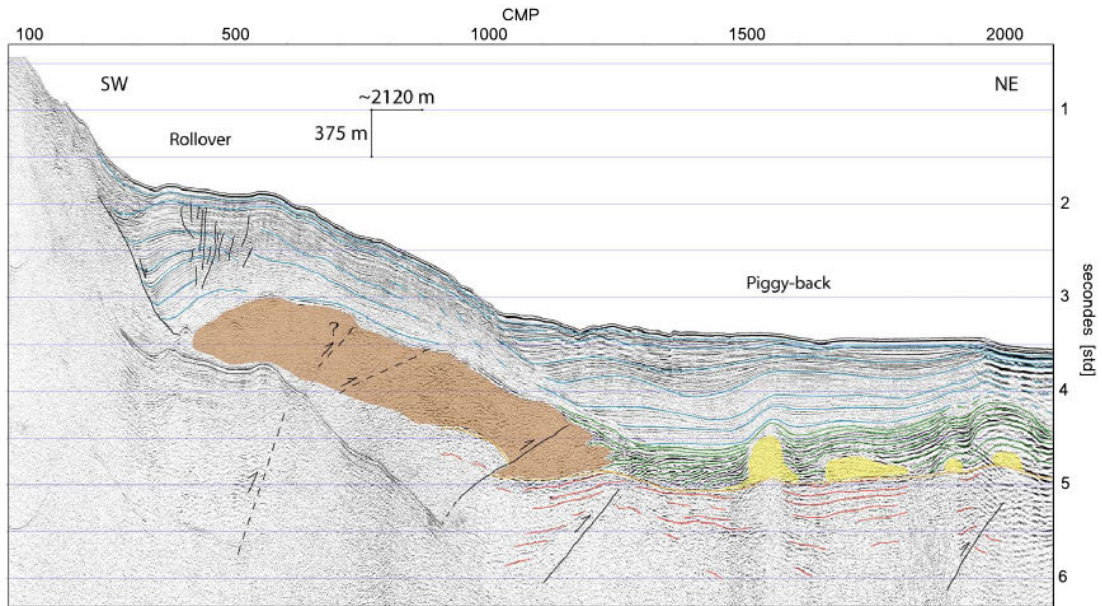


FIGURE I.45 – Profil de sismique réflexion 6-traces acquit au large de Boumerdes pendant la campagne MARADJA en 2003 (exagération verticale : 6). En rouge : les séries infra-salifère. En orange : la base du sel Messinien. En jaune : le sel Messinien (MU). En vert : les évaporites supérieure (UU). En bleu : les sédiments Plio-Quaternaires. En marron : dépôts détritiques (CU) (figure d’après **Domzig** (2006b)).

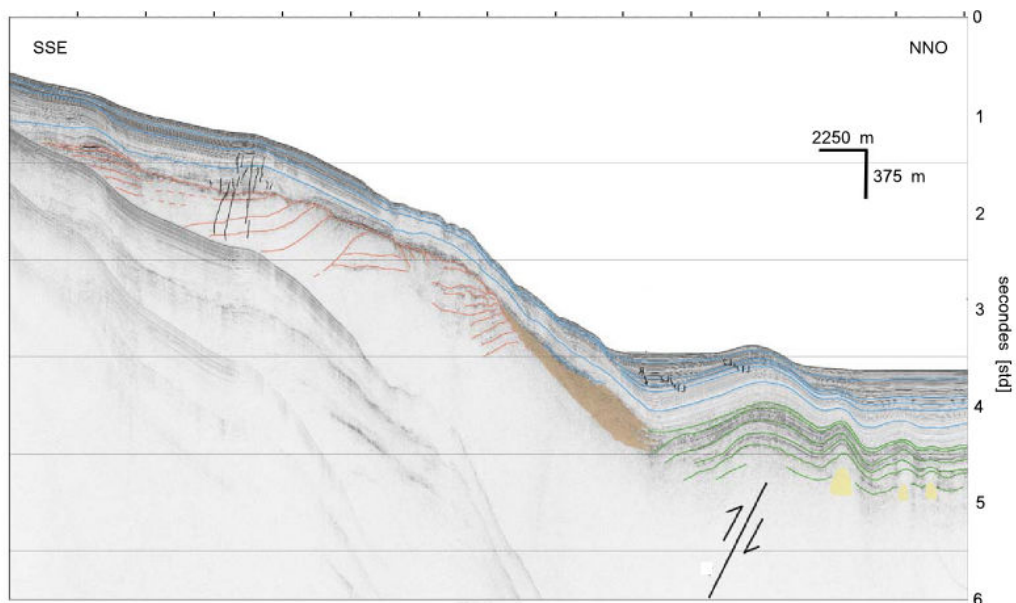


FIGURE I.46 – Profil de sismique réflexion 72-traces acquit au large d’Annaba (exagération verticale : 6). (figure d’après **Domzig** (2006b)).

I.5.4 Initiation d’une zone de subduction au Nord de l’Algérie ?

La présence d’une zone de subduction naissante au Nord de l’Algérie a été proposée pour la première fois au début des années 70 par **Auzende et al.** (1972). Cette suggestion était alors basée

sur l'observation sur des données de sismique réflexion marine du plongement grande longueur d'onde des séries sédimentaires récentes depuis le bassin profond algérien, en direction du pied de marge au sud. Cette idée a ensuite reprise bien des années plus tard suite [Yelles et al., 2009 ; Strzeczynski et al., 2010 ; Billi et al., 2011], notamment à la lumière de nouvelles données de bathymétrie et de sismique-réflexion marine qui ont permis d'identifier des indices de la déformation compressive active dans le bassin.

I.6 Problématique

Comme nous l'avons vu, la marge algérienne concentre une part importante de la déformation (à terre comme en mer) associée au rapprochement entre les plaques africaine et européenne. Ce contexte exceptionnel fait de cette région un des rares laboratoires naturels au monde où le transfert progressif d'une limite de plaque à une autre peut être étudié. Ce transfert se traduit au Plio-Quaternaire par l'inversion de la marge, qui se trouve dans une situation intermédiaire entre marge passive et active. À terme, ce contexte évoluera logiquement vers la disparition du bassin algérien sous la plaque africaine par subduction.

Si la marge algérienne apparaît comme une bonne candidate pour étudier les mécanismes d'inversion des marges passives et d'initiation de subduction, ces derniers restent néanmoins difficiles à contraindre puisque (1) la structure profonde du bassin algérien et de sa marge sud, (2) les dimensions et la nature de la zone de transition océan-continent, et (3) les modèles d'évolution du bassin, présentent toujours de nombreuses inconnues.

Cette étude se focalise sur un secteur particulier de la marge, celui de Tipaza situé à l'ouest d'Alger (Fig ??). La spécificité première du secteur de Tipaza est la présence du haut topographique sous-marin du banc de Khayr-al-Din. En effet la marge, généralement très étroite, s'élargit de façon conséquente dans la Baie de Bou Ismail à l'Ouest d'Alger, où elle atteint une largeur d'une quarantaine de kilomètres. Cet élargissement de la marge pourrait traduire selon certains auteurs la présence d'un bloc basculé hérité de la phase de rifting [El Robrini, 1986 ; Yelles et al., 2009], faisant de ce secteur un lieu privilégié d'étude des modalités de l'ouverture du bassin.

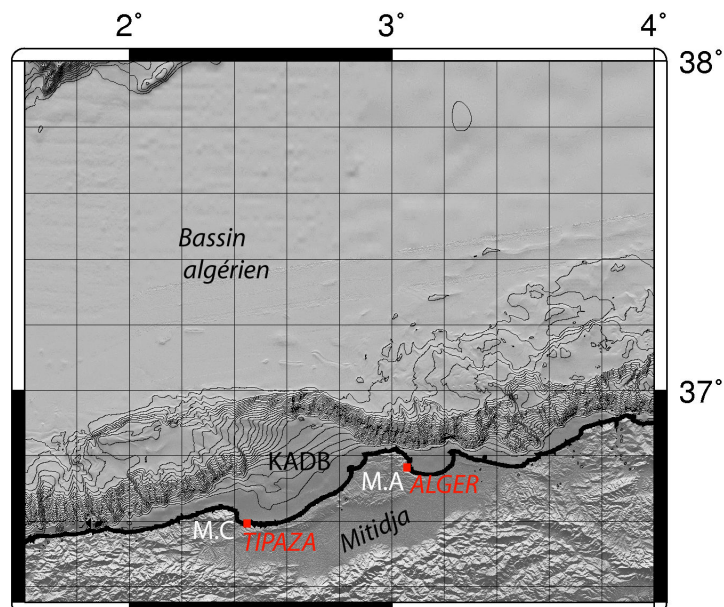


FIGURE I.47 – Secteur de Tipaza.

À terre, les massifs du Chenoua et d'Alger à l'Ouest et à l'Est de la baie dominant la topographie littorale et le banc immergé de KAD. Ces deux massifs allochtones appartiennent aux Zones Internes au même titre que les Kabylies à l'Est du secteur, les Bétiques (Sud de l'Espagne) et le Rif Interne (nord du Maroc), ou encore les Monts Péloritains et Calabrais au Sud de l'Italie [Bouillin, 1986]. La position particulière du banc de KAD, situé en aval de ces deux massifs d'origine paléo-géographique européenne, mène à penser que ce relief constitue la prolongation sous-marine des Zones Internes à l'Ouest d'Alger, et donc des massifs d'Alger et du Chenoua [Domzig, 2006b; Strzeczynski et al., 2010].

De plus, selon certains modèles d'évolution du bassin [Mauffret et al., 2004; Mauffret et al., 2007a] (Fig ??), ce secteur est placé à une position charnière entre : (1) le bassin Ouest algérien pour lequel les modèles s'accordent sur des mécanismes de type transformant E-W, induits par la migration du bloc d'Alboran vers l'Ouest (Fig I.28), et (2) le bassin Est algérien dont l'ouverture est proposée selon une direction N-S en position arrière-arc, induite par le recul de la subduction téthysienne vers le Sud [Frizon de Lamotte et al., 2000] (I.30).

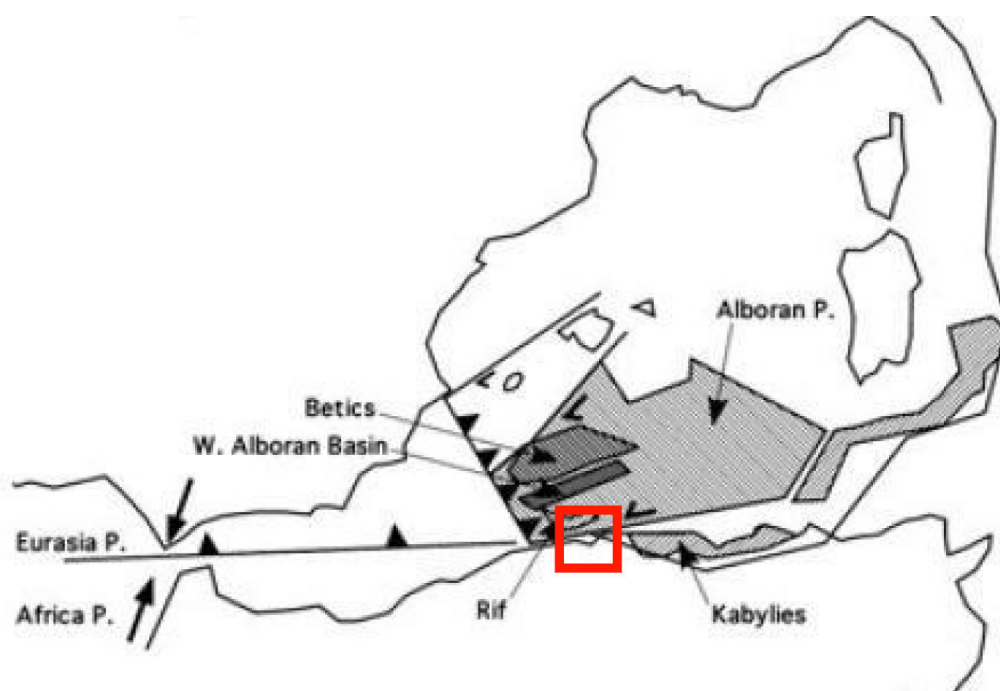


FIGURE I.48 – Schéma géodynamique de la Méditerranée Occidentale à 16 Ma proposé par Mauffret et al. (2007a). Le cadre rouge localise le secteur de Tipaza.

Les objectifs de cette étude vont être de déterminer la structure profonde de la marge afin d'apporter des contraintes nouvelles sur l'évolution de la marge centre algérienne, et les modalités de la réactivation dans le secteur de Tipaza. Afin de répondre à ces objectifs, de nouvelles données de sismique profonde ont été acquises dans le cadre du projet franco-algérien SPIRAL (Sismique Profonde et Investigation Régionale en Algérie).

Chapitre II

DONNÉES ET MÉTHODES

II.1 Acquisition & Données	60
II.1.1 Les données de sismique profonde : principe et intérêt	60
II.1.1.1 La sismique réflexion	60
II.1.1.2 La sismique réfraction grand-angle	61
II.1.2 La Campagne SPIRAL	62
II.1.2.1 Les objectifs du projet SPIRAL	62
II.1.2.2 Acquisition des données	62
II.1.2.2.1 Les profils de sismique-réflexion multitrace	63
II.1.2.2.2 Les grands transects terre-mer de sismique grand-angle	69
II.1.2.2.3 Données gravimétrie, magnétisme & bathymétrie	71
II.1.2.2.4 Les données MARADJA	71
II.1.2.3 Synthèse des données disponibles dans la région de Tipaza	73
II.2 Traitement des données	75
II.2.1 La sismique réflexion multitrace	75
II.2.1.1 La séquence de traitement "Bord"	75
II.2.1.1.1 Correction de la divergence sphérique	75
II.2.1.1.2 Correction NMO ou correction dynamique	76
II.2.1.1.3 Analyses de vitesse	77
II.2.1.1.4 Mutes externe et interne	79
II.2.1.1.5 Sommation	79
II.2.1.1.6 Migration temps après sommation	80
II.2.1.1.7 Représentation finale	80
II.2.1.2 La séquence de traitement avancée : profils Spi05, Spi06, Spi07 (Source LEG1)	81
II.2.1.2.1 Conversion de phase du signal	81
II.2.1.2.2 Correction de phase	85
II.2.1.2.3 Atténuation des multiples	86
II.2.1.2.4 Migration temps avant sommation	88
II.2.1.2.5 Correction d'amplitude	90
II.2.1.2.6 Représentation finale	90
II.2.1.3 La sismique réfraction grand-angle	93
II.2.1.3.1 Relocalisation des OBS	93
II.2.1.3.2 Pré-traitement des données	94
II.2.1.3.3 Modélisation des vitesses	94
II.2.2 Tomographie sismique régionale (passive) à partir des données ISC (<i>International Seismological Center</i>)	100

II.1 Acquisition & Données

II.1.1 Les données de sismique profonde : principe et intérêt

L'objectif des méthodes de prospection sismique est d'accéder par un procédé indirect à la structure géologique du sous-sol. Ces méthodes consistent à provoquer un ébranlement du sous-sol générant des ondes sismiques et à ensuite enregistrer ces ondes, après réflexion, réfraction (transmission) ou diffraction dans le sous-sol (Fig II.1). Le signal acoustique est émis par une source sismique d'intensité et de localisation connue. Les ondes générées vont ensuite se propager à l'intérieur de la Terre puis être enregistrées après propagation, par des récepteurs (Fig II.1.a).

Les méthodes sismiques sont en grande partie basées sur la mesure du temps de propagation des ondes entre la source sismique et les récepteurs. Ce temps de trajet va dépendre de la vitesse de propagation des ondes dans les milieux traversés, des discontinuités rencontrées, de l'épaisseur des différentes couches géologiques et de leur nature (Fig II.1.b). La sismique va alors permettre de contraindre la position des interfaces géologiques. L'amplitude du signal reçue va également fournir certaines informations sur les propriétés physiques du milieu. En sismique marine, les ondes sismiques sont générées par une source le plus souvent constituée d'un réseau de canons à air et les récepteurs utilisés peuvent être des hydrophones, enregistrant les variations de pression dans l'eau, et/ou des géophones positionnés directement sur le fond marin et enregistrant les micro-mouvements de celui-ci (Fig II.1).

Dans le cadre de notre étude, deux approches sismiques sont utilisées : (1) la sismique réflexion marine et (2) la sismique grand-angle active. La terminologie de ces méthodes traduit le mode de propagation dominant des ondes utilisées par chacune d'elle. Le terme "actif" fait référence à la source sismique, non naturelle (canons à air), utilisée pendant l'acquisition, par opposition à la sismique passive qui utilise les signaux générés par la sismicité naturelle.

II.1.1.1 La sismique réflexion

La sismique réflexion est la méthode géophysique la plus couramment utilisée dans la détermination des structures du sous-sol. Durant l'acquisition de données de sismique réflexion marine, la source comme le récepteur sont tractés derrière un navire sous la surface de l'eau (Fig II.1). Les ondes traversent dans un premier temps la tranche d'eau, se propagent à travers différents milieux et sont ensuite enregistrées par le récepteur (la flûte sismique ou "streamer") après réflexion sur les interfaces du sous-sol. La flûte sismique est constituée d'un nombre important de capteur (de type hydrophone) regroupés sur plusieurs sections actives, comprenant elles même plusieurs traces. L'image résultant, contenant toutes les traces est appelée section sismique. Les discontinuités entre deux milieux présentant un contraste d'impédance (variation de densité et/ou de vitesse) imagées sur une section sismique sont associées à des ondes réfléchies à incidence normale sur les interfaces du sous-sol.

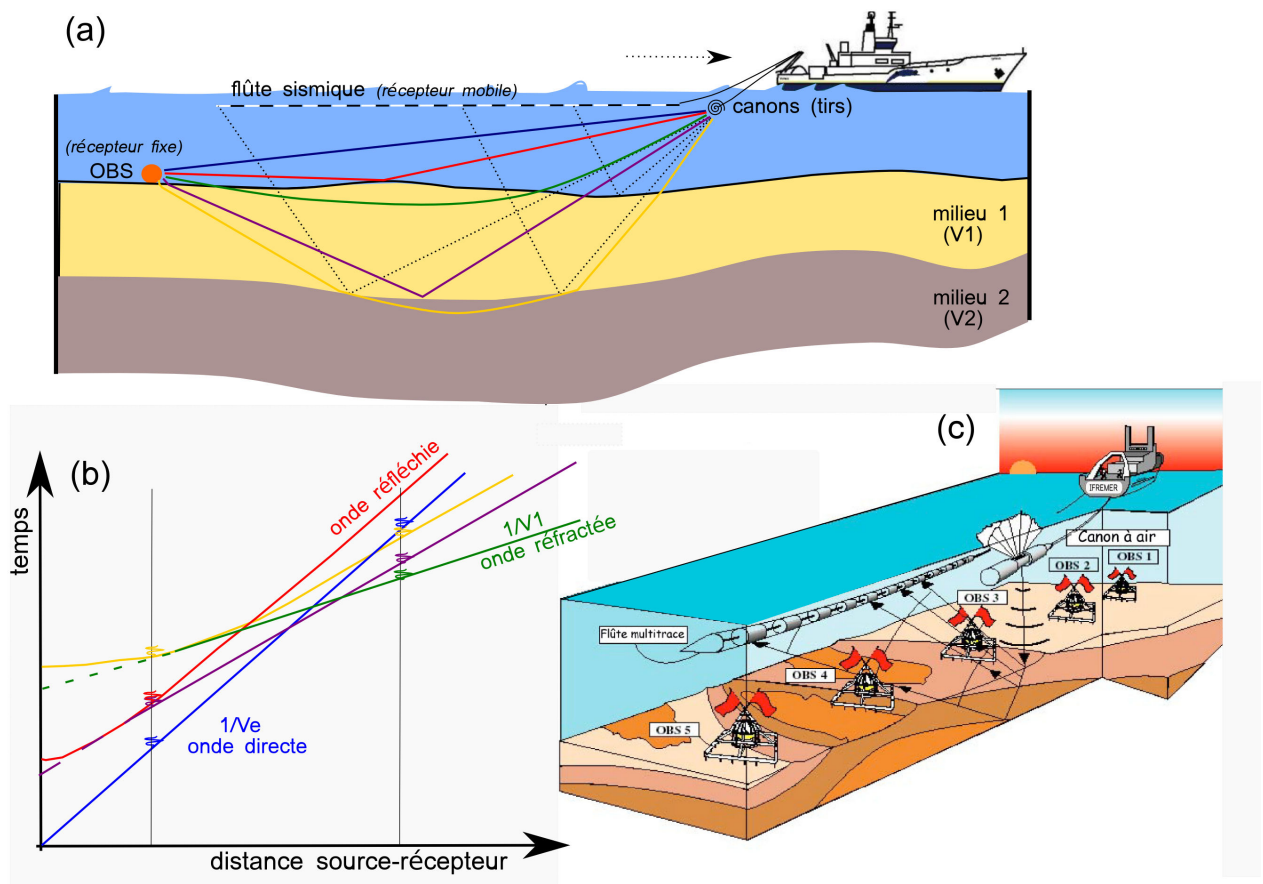


FIGURE II.1 – (a) Acquisition des données sismiques. (b) Exemple d'enregistrement du temps de propagation des ondes sismiques en fonction de la distance source-récepteur. (c) Schéma 3D montrant la mise en œuvre simultanée de l'acquisition de sismique réfraction et réflexion multitrace (d'après Gailler, 2005).

II.1.1.2 La sismique réfraction grand-angle

La sismique réfraction ou grand-angle permet (1) d'imager des structures plus profondes qu'en sismique réflexion et (2) de contraindre la structure en vitesses du sous-sol. En sismique grand-angle active, les ondes sont également générées par un réseau de canons à air tracté par un bateau mais, contrairement au cas de la sismique réflexion, les ondes sont enregistrées par des récepteurs fixes positionnés sur le fond marin (Fig II.1). Ces récepteurs sont des sismomètres de fond de mer, plus communément appelés OBS (pour *Ocean Bottom Seismometers*). Dans cette configuration, la distance source-récepteur varie au cours de l'acquisition et peut être beaucoup plus importante que dans le cas de la sismique réflexion, ce qui permet d'atteindre des profondeurs d'investigation beaucoup plus importantes (jusqu'à 20-30 km de profondeur). Les transects de sismique grand-angle peuvent être prolongés à terre par le déploiement de stations sismiques terrestres qui pourront enregistrer les tirs effectués en mer. Ce genre d'opération est essentielle afin d'imager la structure crustale profonde à la transition terre-mer.

II.1.2 La Campagne SPIRAL

Les résultats présentés dans ce manuscrit sont essentiellement basés sur l'interprétation de données de sismique profonde (grand-angle et réflexion) acquises lors de la campagne SPIRAL. Le contexte dans lequel elles ont été acquises et les spécificités de l'acquisition feront l'objet de cette partie.

II.1.2.1 Les objectifs du projet SPIRAL



Au cours de son histoire, l'Algérie a été affectée par plusieurs séismes dévastateurs. Les études scientifiques menées dans le Nord du pays ont révélé l'existence de séismes historiques majeurs à terre mais également en mer tels que les séismes d'Alger en 1716, d'Oran en 1790 ou encore Jijel en 1856 [Harbi et al., 2003]. Plus récemment, la sismicité en mer a été confirmée et a montré l'importance de l'identification des structures à risques, potentiellement actives en mer qui demeuraient méconnues.

Courant 2002 s'ouvre le premier volet dédié à l'exploration offshore de la marge algérienne avec le projet MARADJA (MARge Active DJAZAÏR). Le hasard fera que durant la préparation de la première campagne océanographique MARADJA prévue pour août 2003, se produisit un séisme dévastateur au large de Boumerdès à l'Est d'Alger, le 23 mai 2003, confirmant l'importance d'une étude approfondie du domaine offshore afin d'évaluer les risques encourus par la population algérienne vivant en majorité sur la bordure Nord du pays. Les résultats issus des deux campagnes MARADJA (en 2003 puis 2005) ont permis d'imager pour la première fois un système de déformation actif en mer. Pour pallier aux lacunes sur la connaissance en profondeur de la marge algérienne et mieux comprendre sa structure, le projet SPIRAL (Sismique Profonde et Investigation Régionale en Algérie) a vu le jour. Lancé en 2009, le projet Franco-Algérien SPIRAL issu d'une étroite collaboration entre des institutions scientifiques algériennes (le CRAAG, la SONATRACH et la DGRSDT) et des organismes de recherche français (Ifremer, l'Université de Bretagne Occidentale et GeoAzur). Ce projet a été mis en place afin d'explorer et d'étudier le domaine de connexion terre-mer formé par la marge algérienne, sa structure crustale ainsi que l'enracinement en profondeur des structures identifiées en subsurface lors des campagnes antérieures.

II.1.2.2 Acquisition des données

La campagne océanographie SPIRAL s'est déroulée à bord du navire le 'N/O Atalante' (IFREMER) de la fin septembre à la mi-novembre 2009 en Méditerranée Occidentale, au Nord de l'Algérie. La campagne a été effectuée en 2 legs : (1) le leg1 a majoritairement été dédié à l'acquisition de données de sismique-réflexion multitrace (360 traces). Environ 2800 km de profils sismiques ont été

acquis dans le bassin profond et au travers la marge algérienne durant ce premier leg. (2) Le leg2 a quant à lui principalement été consacré à l'acquisition de 5 grands transects terre-mer de sismique-réfraction (grand-angle). Ces grands profils recoupent différents secteurs caractéristiques de la marge algérienne avec d'Ouest en Est les secteurs de Mostaganem, Tipaza, Grande Kabylie, Djijel et enfin Annaba (Fig II.2). Des profils de sismique-réflexion multitrace (SMT) ont également été acquis, dont certains sont coïncidents avec les profils de sismique-refraction. Des données complémentaires de gravimétrie, magnétisme et sondeur de sédiment (SUBOP) ont été enregistrées en continu pendant les deux legs. Les travaux présentés dans ce manuscrit porteront sur les résultats obtenus pour le secteur particulier de Tipaza où la marge s'élargit formant un haut bathymétrique (Fig II.2).

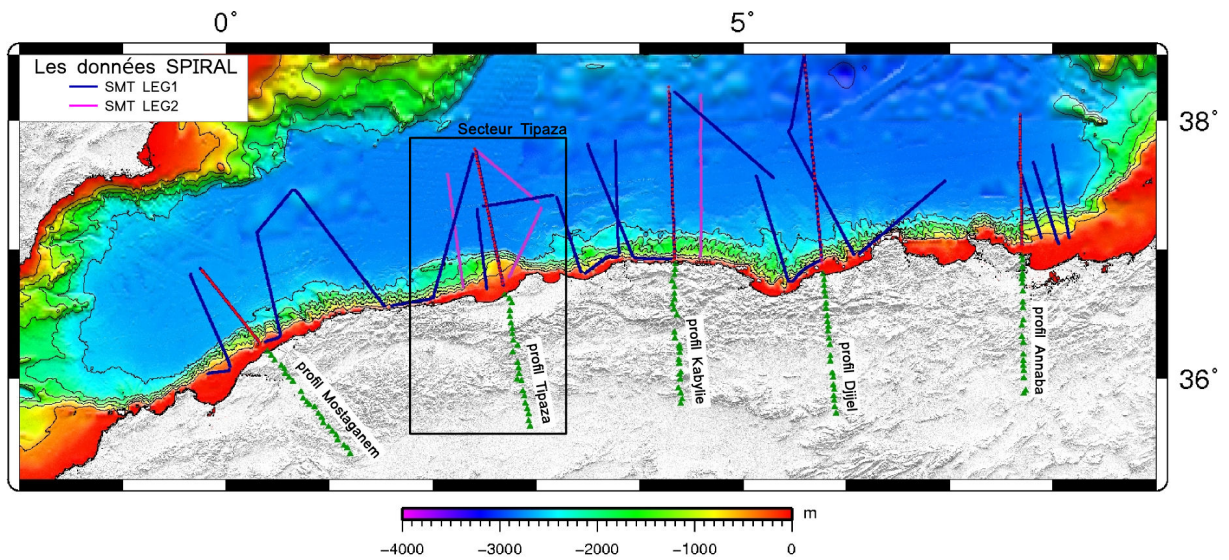


FIGURE II.2 – Plan de position des données sismiques acquises lors de la campagne SPIRAL fin 2009. Les OBS sont représentés par des cercles rouges et les stations à terre par des triangles verts. Le cadre noir localise le secteur de Tipaza, zone d'étude de cette thèse.

II.1.2.2.1 Les profils de sismique-réflexion multitrace -

- Acquisition en couverture multiple & ordre de couverture

Le signal contenu dans les traces sismiques enregistrées est constitué d'une part de signal utile associé aux réflexions sur les différentes interfaces du sous-sol, d'autre part de bruits plus ou moins cohérents. Afin de pouvoir éliminer la part de bruit incohérente lors de l'étape de sommation (voir paragraphe I.2.1.1.2), le navire océanographique tracte derrière lui un groupement de récepteurs formant la flûte sismique. Pour chaque tir, chacune des traces composant la flûte va enregistrer une trace sismique correspondant schématiquement aux ondes réfléchies à mi-distance entre la source et le récepteur. Ces points de réflexion particuliers sont appelés des points miroirs (Fig II.3). Le principe

de l'acquisition en couverture multiple est d'éclairer un même point miroir du sous-sol plusieurs fois par le décalage régulier du dispositif d'acquisition (sources et récepteurs). Durant l'acquisition, on obtient alors plusieurs couples source-récepteur ayant le même point-milieu ("Common Middle Point" ou CMP) (trajets de rai représentés en rouge sur la figure II.3). Par la suite, les traces sismiques enregistrées pour un même CMP vont pouvoir être sommées afin d'améliorer le rapport signal/bruit, le bruit aléatoire ayant tendance à s'atténuer, alors que la part de signal associée à des réflecteurs géologiques apparaîtra cohérente d'une trace à l'autre et sera donc amplifiée. Le nombre de trace enregistré en un même point milieu commun correspond à l'ordre de couverture. Ce paramètre que l'on nommera C est défini de la façon suivante :

$$C = \frac{N \times dtr}{2 \times dtir s} \quad (\text{II.1})$$

où N est le nombre de traces qui composent la flûte sismique, dtr la longueur des traces de la flûte et $dtir$ la distance entre tirs. L'ordre de couverture déterminera la capacité d'amélioration du rapport signal/bruit (de l'ordre de \sqrt{C}) durant la procédure de sommation et aura son importance quant aux possibilités de traitements qui permettront d'améliorer la section sismique par la suite. En effet, une plus grande couverture permettra entre autres de mieux contraindre les modèles de vitesse, ainsi qu'une plus grande efficacité des anti-multiples. Les paramètres principaux liés à l'acquisition SPIRAL sont regroupés dans le tableau II.1.

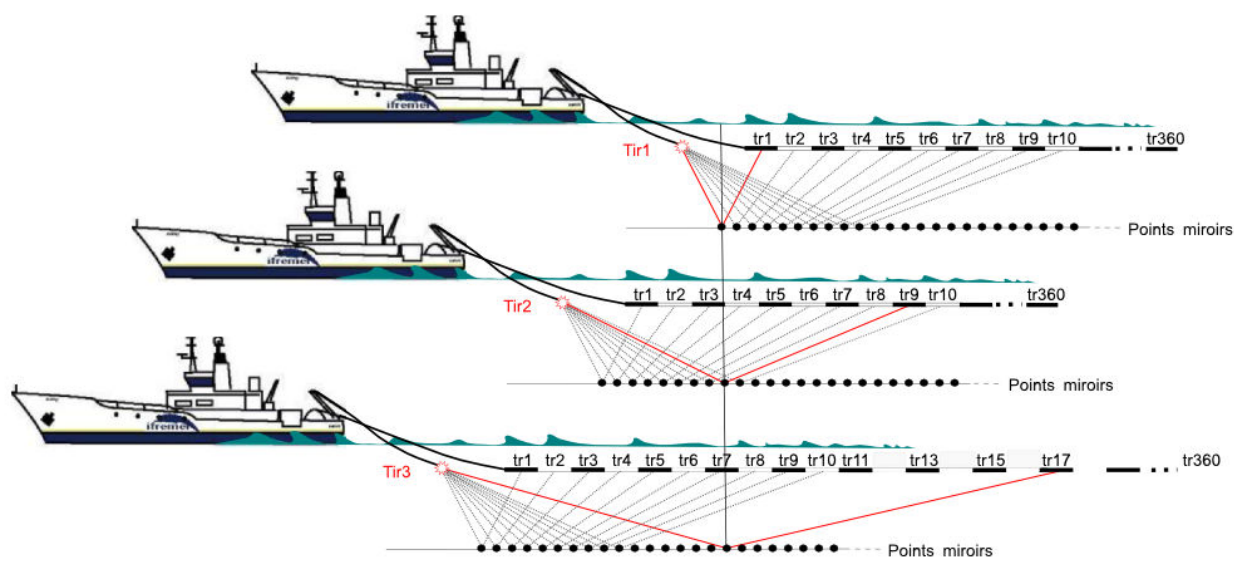


FIGURE II.3 – Principe de l'acquisition en couverture multiple en sismique réflexion marine.

- Le récepteur :

Le récepteur sismique déployé pour l'acquisition des données SMT est une flûte SERCEL nu-

TABLE II.1 – Principaux paramètres d’acquisition en fonction de la configuration du dispositif.

	Configuration 1	Configuration 2	Configuration 3
Nom des profils	Spi01 à 21	Spi22, 23, 25	Spi24, 26 à 28
Nombre de traces de la flûte (N) :	360		
Longueur des traces (dtr) :	12,5 m		
Distance entre tirs ($dtir$) :	50 m	150 m	90 m
Vitesse du navire :	4,85 nœuds		
Cadence des tirs :	20 s	60 s	35 s
Volume source :	3040 in ³	8909 in ³	5431 in ³
Couverture (C) :	45	15	33

mérique composée de 360 traces de 12.5 m chacune (Fig II.4.a), soit 4500 m de longueur active se terminant par une bouée de queue (Fig II.4.b). La flûte est par ailleurs équipée de 16 « avions » répartis le long de la flûte (Fig II.4.c). Leurs ailes peuvent être inclinées en cours d’acquisition depuis le laboratoire pour contrôler l’immersion de la flûte. La bouée de queue positionnée par GPS et les "avions" équipés d’un compas magnétique qui permettent de calculer la position des traces de manières relatives. Ces indicateurs permettent de recalculer la position précise des traces de la flûte durant l’acquisition lors du traitement de la navigation à l’aide du logiciel SISPEED développé par Ifremer.

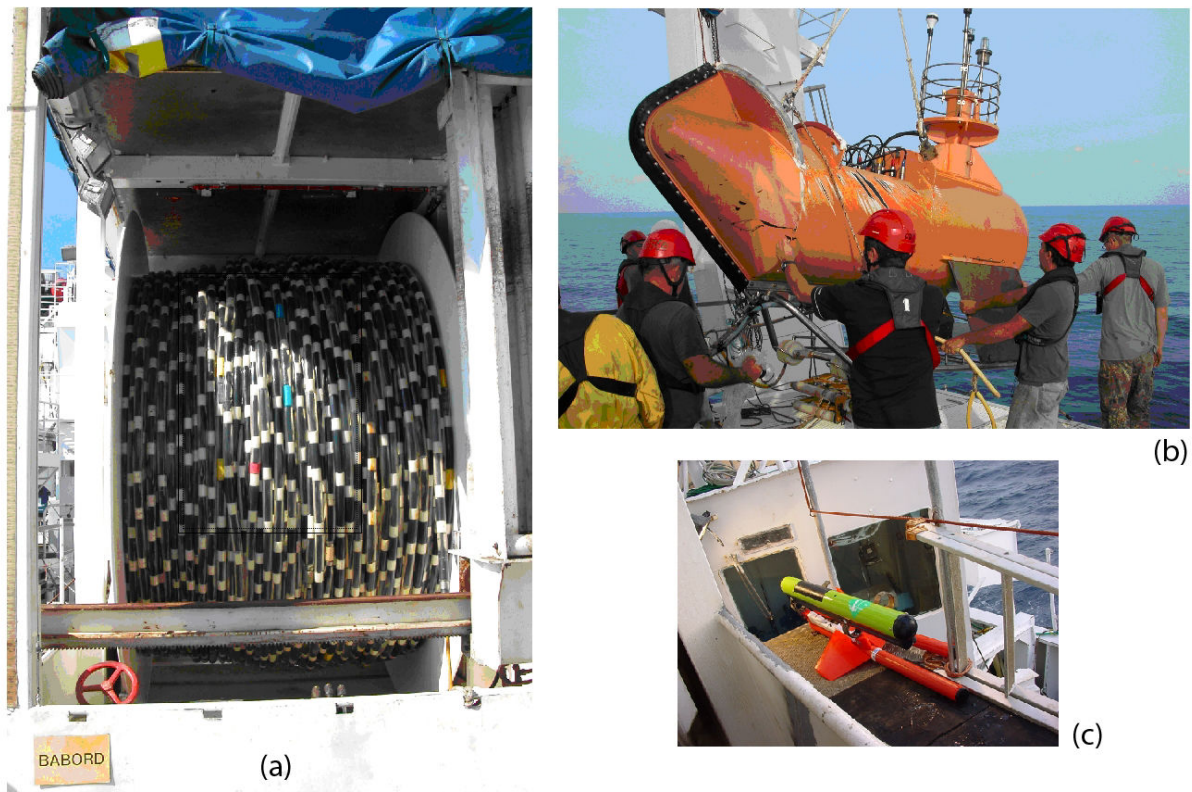


FIGURE II.4 – Le dispositif récepteur pendant l’acquisition des données SMT. (a) La flûte sismique d’Ifremer. (b) La bouée de queue. (c) Exemple d’un avion monté le long de la flûte.

- La source sismique :

La source sismique utilisée pendant les 2 legs est constituée d'un réseau de canons à air disposés sur deux lignes. Trois configurations du dispositif source ont été choisies en fonction de l'objectif d'imagerie visé. En effet, une source haute fréquence permettra d'obtenir une haute résolution sur les données mais la pénétration en profondeur sera plus faible, la Terre agissant comme un filtre passe-bas. A l'inverse, une source basse fréquence privilégiera une bonne pénétration du signal au détriment de la résolution. Malgré quelques différences les sources sismiques utilisées pendant l'acquisition SPIRAL privilégient toutes les basses fréquences, la campagne étant portée sur l'imagerie d'objectifs profonds (échelle crustale).

- **Configuration 1** : La configuration utilisée pendant le leg1 dédiée à l'acquisition SMT a favorisé le degré de couverture (tableau II.1) afin d'offrir de plus grandes possibilités de traitement des données par la suite. La source utilisée était de type "monobulle" [Avedik et al., 1993]. Elle est composée d'un réseau de canons à air de volumes différents (Fig II.5) afin d'obtenir des signatures unitaires aussi variées que possible et permettant l'atténuation des signaux de fortes amplitudes non synchronisés (premier pic et oscillations secondaires de la bulle) par addition des signaux des différents canons de la source (Fig II.7.a).
- **Configuration 2** : La configuration adoptée pour les profils SMT enregistrés conjointement aux profils de sismique grand-angle est imposée par les objectifs prioritaires de l'acquisition grand-angle (leg2). Un espacement entre tirs plus important a été choisi afin de permettre une plus grande puissance de tirs au détriment du degré de couverture (tableau II.1). En effet, les compresseurs ne peuvent pas générer suffisamment d'air pour assurer davantage de tirs. Les canons étaient cette fois synchronisés sur le première bulle afin d'assurer une bonne pénétration du signal (source "pic", Fig II.7.b) de manière à minimiser l'incertitude sur l'estimation des temps d'arrivée des ondes. Cette source est constituée de 8 canons de 16 litres et de 2 canons de 9 litres (Fig II.6).
- **Configuration 3** : Des profils SMT acquis pendant le leg2 ont été enregistrés en utilisant la source dédiée à la grand-angle, mais de manière à augmenter le degré de couverture par une cadence de tirs plus importante, sans pour autant modifier le débit des compresseurs (tableau II.1). La source était constituée de 5 canons de 16 litres et 1 canon de 9 litres (Fig II.8).

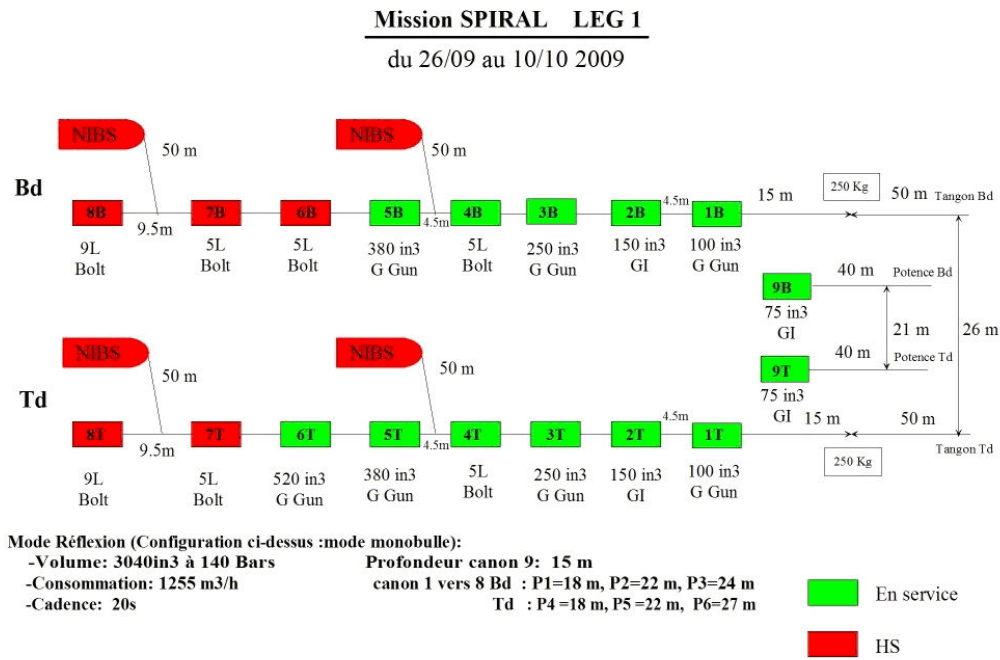


FIGURE II.5 – Caractéristiques techniques de la source " monobulle" SPIRAL durant le leg1. Seuls les canons représentés en vert étaient actifs pendant l’acquisition, les autres servant de lest et de canons de remplacement en cas de dysfonctionnement.

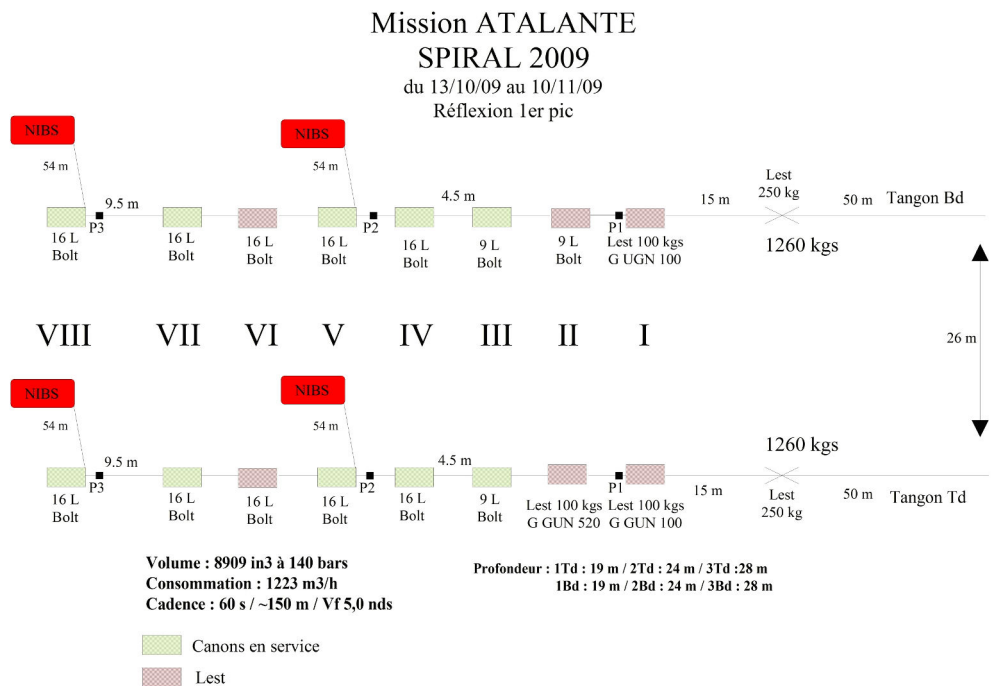


FIGURE II.6 – Caractéristiques techniques de la source « grand-angle » SPIRAL leg2 utilisée pour les profils SMT coïncidents avec les profils grand-angle.

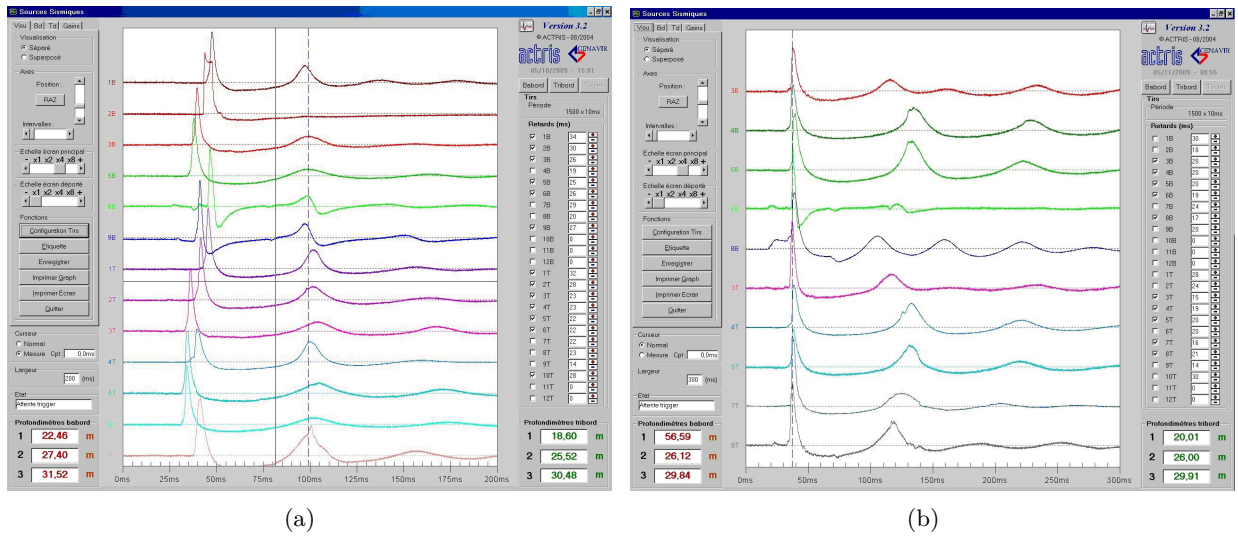


FIGURE II.7 – Fenêtre de contrôle Sources Sismiques Actris - Contrôle de l'immersion et synchronisation de la source, tribord et bâbord pour : (a) la source "monobulle" utilisée lors du leg1 (b) la source "pic" utilisée pendant le leg2.

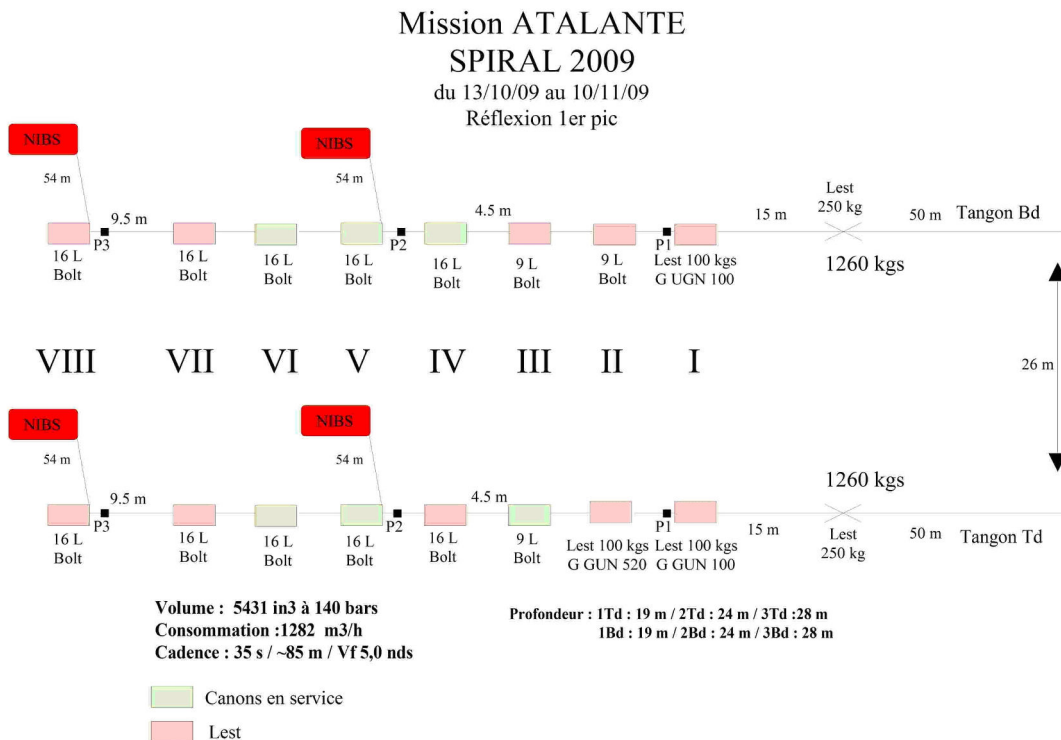


FIGURE II.8 – Caractéristiques techniques de la source utilisée pour l'acquisition des profils SMT complémentaires durant le leg2. Seuls les canons représentés en vert étaient actifs pendant l'acquisition, les autres servant de lest et de canons de remplacement en cas de dysfonctionnement.

- Enregistrement des données :

Les données sont enregistrées au format segd (1 fichier par tir) avec les caractéristiques pré-

TABLE II.2 – Paramètres propres à l’enregistrement des données

Longueur d’écoute :	17 s puis 15 s à partir du profil Spi10
Pas d’échantillonnage :	4 ms

sentées dans le tableau II.2.

- Contrôle qualité des données, traitement de la navigation et binning des données sismiques (logiciel SISPEED) :

A bord, les données brutes sont dans un premier temps intégrées au logiciel SISPEED. Ce logiciel permet d’effectuer un contrôle qualité des données, de corriger les données de navigation enregistrées par les différents capteurs de la chaîne d’acquisition, mais également de binner les données sismiques en regroupant les traces réfléchies sur un même segment de profil.

La construction des collections CMPs est réalisée le long de chaque profil en utilisant les positions des sources et récepteurs calculées à partir des données de positionnement mesurées du navire et de la flûte. Le profil est découpé en portions de longueur donnée le long du profil et de largeur infinie, définissant des surfaces de réflexion appelées bin. Toutes les traces réfléchies dans un même bin seront sommées lors de l’addition en couverture multiple. Les données SMT présentées dans le cadre ces travaux sont **binnées à 6,25 m**, soit l’équivalent à la distance théorique entre CDP.

II.1.2.2.2 Les grands transects terre-mer de sismique grand-angle -

Les 5 grands profils de sismique grand-angle SPIRAL s’étendent sur une centaine de kilomètres de part et d’autre de la côte Nord algérienne (Fig II.2). Les récepteurs utilisés en mer sont des OBS (Ocean Bottom Seismometer) déployés sur le fond marin tous les 2 à 5 km selon les profils. Quarante sismomètres de fond de mer en moyenne ont été déployés le long de chaque profil. Pour la partie terrestre, des stations sismologiques ont été déployés tous les 5 km environ (25 stations en moyenne). Les stations disposées à terre et les récepteurs en mer ont pu simultanément enregistrer les tirs effectués en offshore pendant le leg2.

- Les récepteurs en mer :

Les OldOBS : Les OldOBS de l’Ifremer sont composés d’un châssis en aluminium sur lequel sont fixés deux cylindres : l’un contient le système d’acquisition électronique, le périphérique de stockage et les batteries de l’OBS et l’autre contient le système de libération et l’électronique associée.

Chapitre II. DONNÉES ET MÉTHODES

Tous les instruments sont équipés d'un hydrophone externe mais aussi d'un capteur externe déporté, à 3 composantes, munies de géophones (4,5 Hz) qui est libéré pour reposer sur le fond marin. Les OldOBS sont imposants et lourds, d'une hauteur de 1,8 m pour un poids de 240 kg auquel il faut ajouter 65 kg de lest (principe d'une ancre) lors du largage.

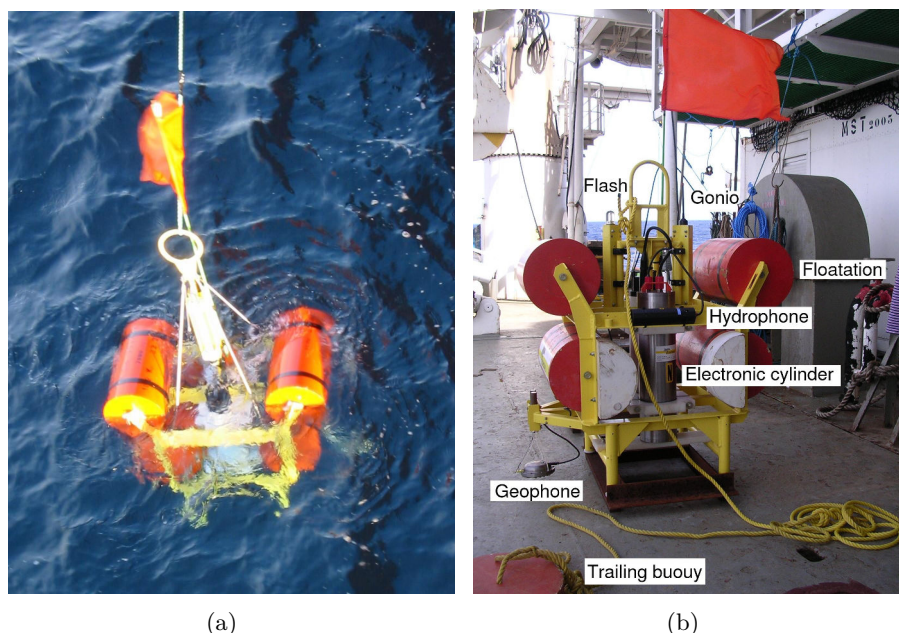


FIGURE II.9 – Photographies d'un récepteur de type OldOBS Ifremer. (a) Lors du déploiement. (b) Structure d'un OldOBS Ifremer.

Les MicroOBS et MicroOBS+ : Les MicroOBS ont été développés plus récemment par l'Ifremer [Auffret et al., 2004] avec l'objectif de réduire le poids et la taille des instruments afin de faciliter leur mise en œuvre. Dans le cas des MicroOBS, la totalité de l'instrumentation est contenue dans une sphère en verre de seulement 33 cm (Fig II.10). Ils ne pèsent que 20 kg dans l'air et nécessitent un lest de seulement 20 kg lors de leur déploiement, soit plus de 3 fois moins que pour un OldOBS. Un hydrophone est placé à l'extérieur de la sphère (Fig II.10.b) et un géophone 3 composantes est placé à l'intérieur. Les MicroOBS+ sont conçus sur le même principe que les MicroOBS mais disposent d'une mémoire de stockage plus importante et de batterie supplémentaire pour permettre une durée d'enregistrement plus longue. Cela implique une sphère de dimension légèrement plus importante d'environ 38 cm.

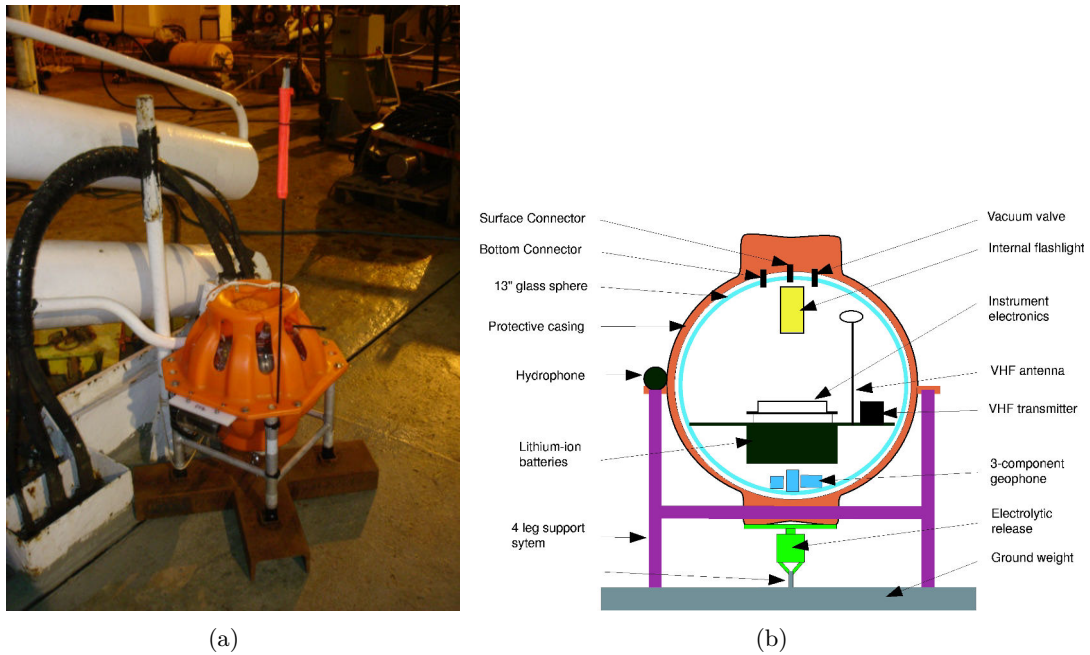


FIGURE II.10 – Photographies d’un récepteur de type MicroOBS. (a) Sur le pont de l’Atalante. (b) Coupe schématique d’un MicroOBS.

- La source sismique :

La source sismique choisie pour l’acquisition grand-angle correspond à la configuration 2 décrite dans la section précédente.

II.1.2.2.3 Données gravimétrie, magnétisme & bathymétrie -

Durant toute la campagne, des données gravimétriques et magnétiques ont été acquises. Ainsi, nous disposons des anomalies de gravité à l’air libre (la gravité mesurée corrigée de la gravité théorique moyenne) et des anomalies de champs magnétique. Les mesures sont trop dispersées pour permettre la création de carte d’anomalies mais peuvent nous renseigner sur les structures majeures du bassin et de la marge le long de nos profils de sismique multitrace. De nouvelles données bathymétriques haute résolution ont également été acquises au large de la marge Ouest algérienne entre Oran et Tipaza (Fig II.11, cette zone n’ayant pas été couverte pendant les campagnes antérieures (MARADJA et MARADJA2-SAMRA en 2003 et 2005).

II.1.2.2.4 Les données MARADJA -

La campagne MARADJA qui s’est déroulée à bord du N/O Suroît en août-septembre 2003 sur la marge algérienne a permis d’acquérir un important jeu de données de sismique-réflexion haute résolution. Durant cette campagne, la marge a été quadrillée depuis l’ouest de l’Algérie (région d’Oran) à l’Est d’Alger. Une attention toute particulière a été portée pendant la campagne à la

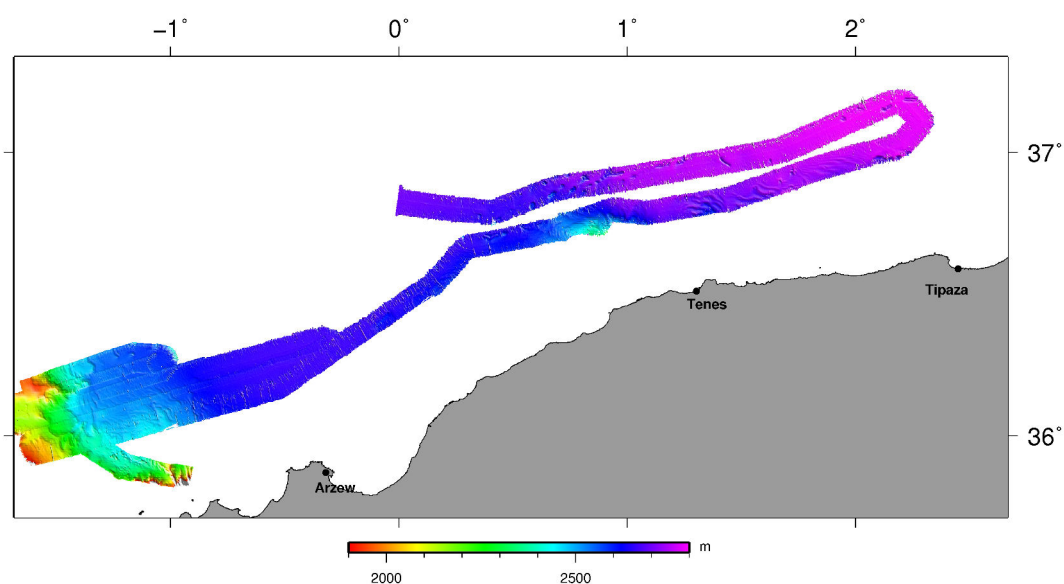


FIGURE II.11 – Données de bathymétrie acquises pendant la campagne SPIRAL entre Oran et Tipaza.

région d'Alger où la densité de profils est importante (Fig II.12) en raison du tremblement de terre majeur de Boumerdès, qui se produisit quelques mois avant la campagne. Deux types de données sismiques ont été acquises pendant cette campagne moyennant 2 flûtes sismiques différentes : de la sismique-réflexion dite "rapide" 6 traces (300 m de flûte pour 6 traces*50 m) et de la sismique-réflexion plus haute résolution 24 traces (300 m de flûte pour 24 traces*12.5 m). Le principe d'acquisition est ici le même que pour la sismique-réflexion multitrace SPIRAL, les différences résidant dans la flûte plus réduite utilisée et la source plus haute fréquence déployée pendant l'acquisition liées aux objectifs d'imagerie plus superficiels de cette campagne.

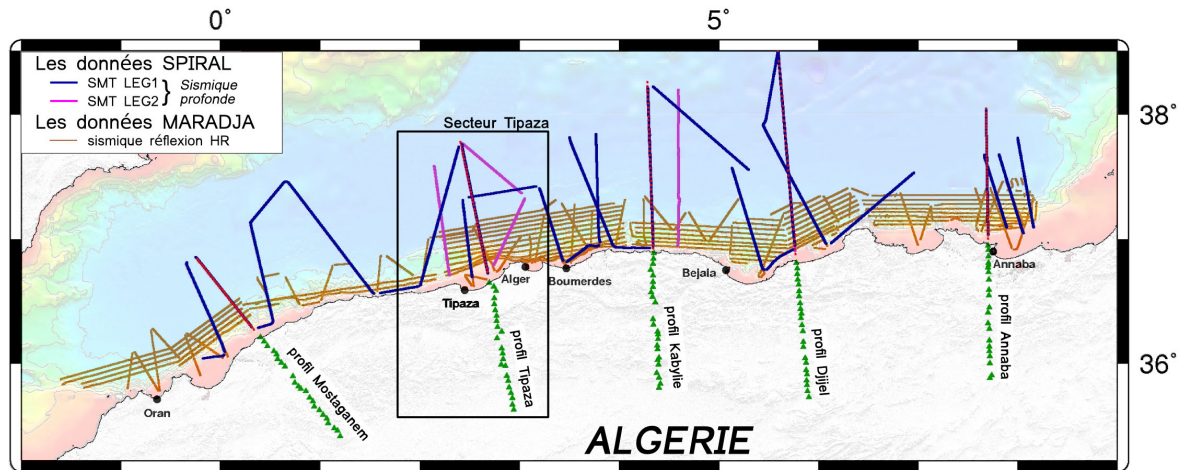


FIGURE II.12 – Compilation des données de sismique réflexion et grand-angle acquises pendant les campagnes MARADJA 1 et 2 (2003 et 2005) et SPIRAL (2009). En marron : profils de sismique réflexion MARADJA ; en bleu : profil SPIRAL LEG1 (configuration 1) ; en magenta : les profils SPIRAL LEG2 (configuration 3). Le cadre noir le secteur d'étude de Tipaza.

II.1.2.3 Synthèse des données disponibles dans la région de Tipaza

Les données SMT utilisées dans ce travail ont en majorité été acquises pendant la campagne SPIRAL en 2009. Les principales données utilisées dans ce travail sont les suivantes :

- **Les 7 profils SMT SPIRAL** acquis dans le secteur de Tipaza, soit les profils Spi05, Spi06 et Spi07 acquis pendant le premier leg et les profils Spi25, Spi26, Spi27 et Spi28 acquis pendant le second leg (Fig II.13). Les profils Spi06 et Spi25 sont tous deux coïncidents avec le profil de sismique grand-angle.
- **Le transect terre-mer de sismique grand-angle du secteur Tipaza**, d'orientation NNO-SSE s'étend sur environ 230 km à l'ouest d'Alger (Fig II.13). Dans sa partie marine, 39 OBS espacés de 3 km ont été déployés sur 120 km du bassin profond à la marge algérienne. Simultanément, 23 stations ont été déployées à terre, étendant la partie marine du transect sur 120 km environ sur le continent africain.
- L'ensemble des profils de sismique-réflexion haute résolution MARADJA acquis dans la zone perpendiculairement et parallèlement à la marge.
- Les deux profils pétroliers WESTERN GECO mis à notre disposition. Ils présentent une bonne pénétration du signal tout en conservant une résolution élevée dans la partie sédimentaire en comparaison avec les profils SPIRAL.

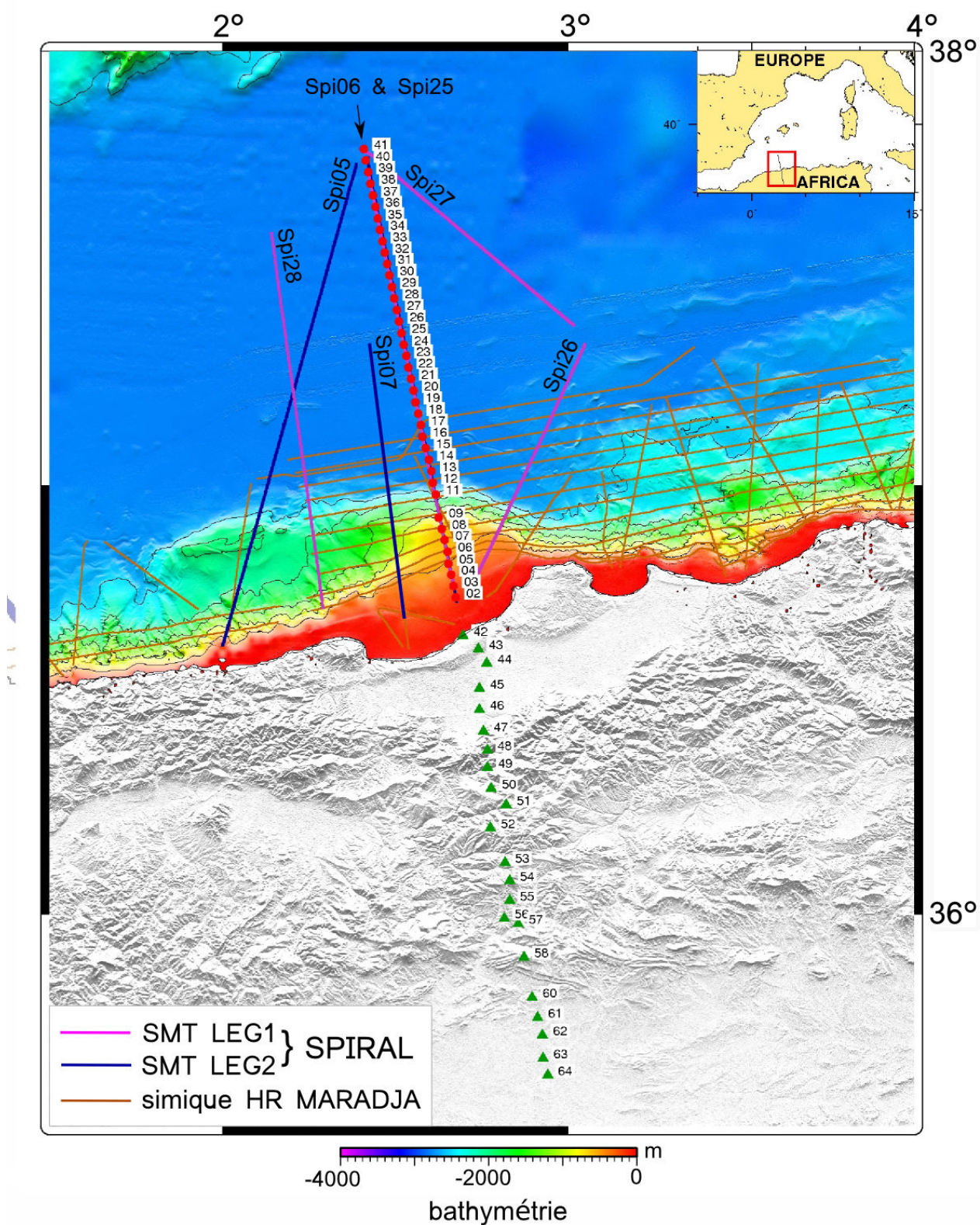


FIGURE II.13 – Plan de position des données de sismique-réflexion et grand-angle disponibles dans la région de Tipaza. Les OBS sont représentés par des cercles rouges et les stations à terre par des triangles verts. Les numéros correspondent aux numéros des sismomètres à terre et en mer. Les profils de sismique multitrace Spi06 et Spi25 sont coïncidents avec le transect de sismique grand-angle.

II.2 Traitement des données

II.2.1 La sismique réflexion multitrace

Dans le cadre du programme SPIRAL, un gros effort a été porté à l'amélioration d'une chaîne de traitement sismique, afin de répondre au mieux aux objectifs de cette thèse. En effet, le signal sismique enregistré ne contient pas uniquement du signal utile lié aux réflexions sur les interfaces géologiques mais contient également du signal associé à du bruit aléatoire et/ou cohérent. Un bruit cohérent présentera une certaine organisation, les plus communs étant liés à des réflexions multiples, par exemple entre le fond marin et la surface de l'eau ou toutes autres discontinuités, les échos latéraux, les hyperboles de diffraction, etc ... Un bruit aléatoire quant à lui ne présentera aucune organisation. Ces bruits devront être identifiés et supprimés/atténués au mieux afin de ne pas biaiser l'interprétation de la section sismique. Une succession d'étapes de traitement est donc nécessaire afin de permettre la meilleure interprétation.

Les données de sismique réflexion multitrace SPIRAL ont été traitées à l'aide du logiciel GeoCluster (GCT) développé par CGG Veritas. Deux chaînes traitement ont été mises en place. La première, plus classique en sismique marine, a été appliquée à l'ensemble des profils SPIRAL à bord de l'Atalante pendant la campagne. La seconde a été développée au cours de cette thèse en partenariat avec des membres de l'équipe du laboratoire GéoAzur à Villefranche-sur-Mer. Les étapes majeures de la chaîne de traitement bord seront développées ici afin de poser les bases du traitement en sismique réflexion marine. La séquence de traitement plus élaborée appliquée aux 3 profils SPIRAL acquis pendant le leg1 (Spi05, Spi06 et Spi07, Fig II.13) est présentée ensuite.

II.2.1.1 La séquence de traitement "Bord"

La séquence de traitement mise en place à bord est résumée par la figure II.14. Seules les étapes en rouge sur ce schéma seront développées dans cette section.

II.2.1.1.1 Correction de la divergence sphérique -

L'énergie totale émise par la source sismique considérée comme ponctuelle, peut être considérer comme constante au cours du temps. Cependant avec l'expansion géométrique du front d'onde, l'énergie par unité de surface va diminuer. Ce phénomène est appelé la divergence sphérique. La propagation des ondes dans les milieux géologiques introduit donc une diminution des amplitudes au fur et à mesure qu'elles se propagent. L'atténuation dans le milieu va varier en fonction de la vitesse moyenne quadratique (dite RMS, Root Mean Square) dans les couches traversées par le front d'onde. La vitesse RMS est définie de la façon suivante :

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{\sum t_i V_i^2}{\sum t_i}} \quad (\text{II.2})$$

où V_i^2 est la vitesse d'intervalle, et t_i le temps aller-retour dans la i^e couche.

La correction de divergence sphérique sous GCT est appliquée à l'aide du module SDICO. Les lois de compensation d'atténuation employées dans ce module sont celles décrites par **Newman** (1973). La récupération des amplitudes se fait à partir d'un modèle de vitesse RMS simplifié, incluant des vitesses croissantes avec la profondeur.

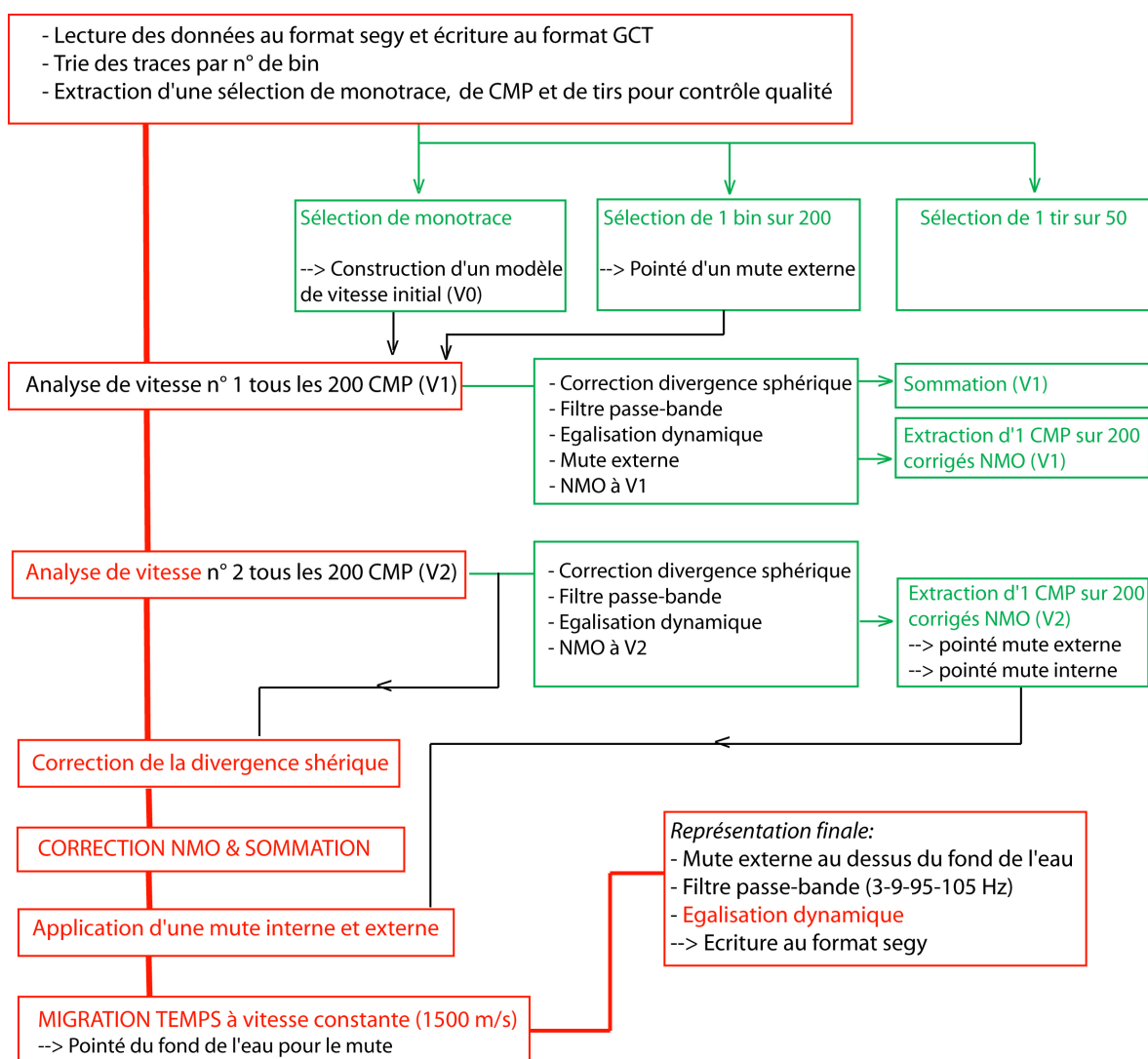


FIGURE II.14 – Séquence de traitement appliquée aux données à bord de l'Atalante (logiciel GeoCluster). Les étapes encadrées en vert correspondent à du contrôle qualité ou à des étapes intermédiaires. Les étapes en rouge constituent le cœur du traitement.

II.2.1.1.2 Correction NMO ou correction dynamique -

Les traces sismiques regroupées dans un même CMP ne correspondent pas à une distance source-récepteur constante puisqu'elles ont été enregistrées par des traces différentes le long de la flûte sismique (Fig II.15.a et Fig II.15.b).

En effet, le temps d'arrivée du signal vers un réflecteur donné sera d'autant plus tardif que la trace considérée le long de flûte est éloignée de la source. Pour une même réflexion et pour un CMP donné, le signal s'alignera donc selon une hyperbole (Fig II.15). Si l'on considère un milieu tabulaire (couches horizontales), l'équation de cette hyperbole qui relie le temps de trajet $t(x)$ de l'onde réfléchie pour une distance source-récepteur x s'exprime alors de la façon suivante :

$$t(x)^2 = t(0)^2 + x^2/V_{rms}^2 \quad (\text{II.3})$$

L'apex de cette hyperbole est localisée à offset nul pour un temps de trajet $t(0)$. La correction dite "Normal Move Out" (NMO) correspond à la quantité $t(x) - t(0)$, c'est à dire le délai introduit par la variation de la distance source-récepteur sur le temps de trajet de l'onde réfléchie (Fig II.15.c) [Yilmaz, 1987]. Pour que l'étape de sommation soit efficace (amélioration du rapport S/B), il est essentiel que les signaux soient en phase d'une trace à l'autre. L'équation II.3 indique que la courbure de l'hyperbole va varier en fonction des vitesses de propagation qui caractérisent le milieu que traverse le signal (II.16). Plus la vitesse dans un milieu est importante, plus la courbure de l'hyperbole sera faible. Les vitesses augmentant avec la profondeur la correction NMO à appliquer devra tenir compte de ces variations. Dans la réalité la complexité du milieu géologique telles que l'existence de couches pentées vont rendre plus difficile la détermination de la correction NMO.

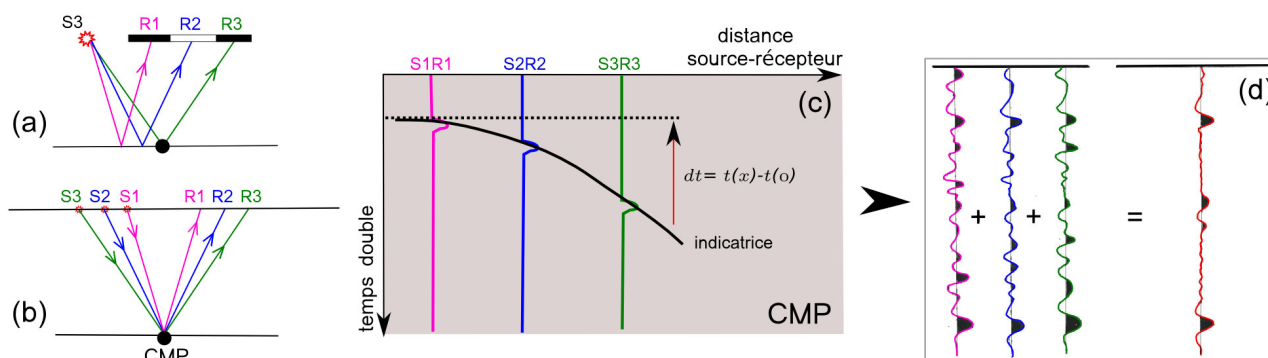


FIGURE II.15 – (a) Trajets des rais pour un même point de tir. (b) Trajets des rais pour un même point miroir (CMP). (c) Alignement des traces d'un même CMP selon une hyperbole pour un même réflecteur. La ligne en pointillé noire représente la droite pour laquelle les distances source-récepteur peuvent être considérées comme nulles. (d) Sommation des traces sismiques d'un même point miroir. La trace en rouge est la trace somme résultante.

On cherche donc à effectuer la correction de vitesse permettant de ramener les temps d'arrivées des différents couples source-récepteur à celui d'un offset nul, ou au moins de l'offset minimal (incidence la plus verticale). C'est l'étape indispensable et nécessaire à la sommation.

II.2.1.1.3 Analyses de vitesse -

La détermination d'un modèle de vitesse rendant compte des variations de vitesse de propagation

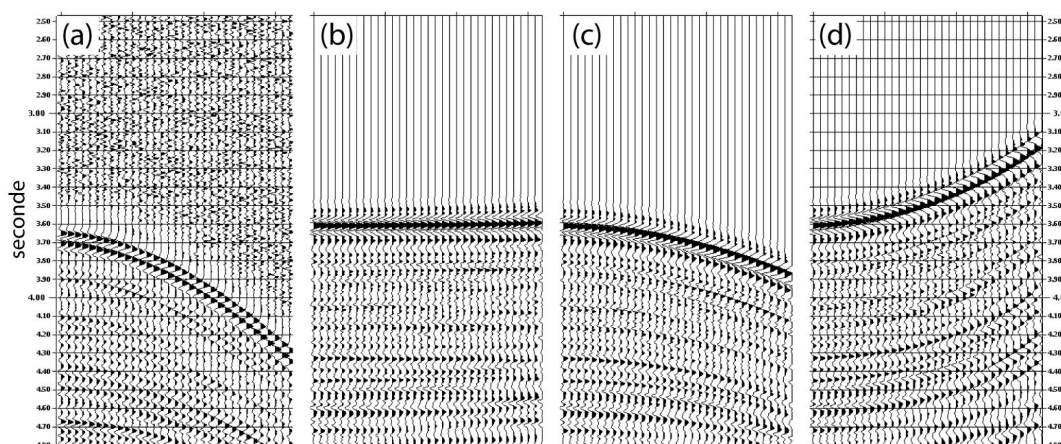


FIGURE II.16 – Exemple d’une CMP montrant l’influence de la vitesse sur la correction NMO. (a) CMP avant correction NMO. (b) CMP avec une bonne correction NMO. (c) CMP avec une vitesse de correction NMO trop forte. Le CMP est sous-corrigé. (d) CMP avec une vitesse de correction NMO trop faible. Le CMP est sur-corrigé.

dans le milieu est une étape fondamentale de la séquence de traitement afin de pouvoir appliquer la correction NMO. Pour les données SPIRAL, l’analyse de vitesse a été effectuée tous les 200 CMP (1250 m) pour l’ensemble des profils SMT.

La méthode consiste à effectuer un balayage des vitesses (RMS) en fonction du temps aller-retour du signal afin de déterminer une loi permettant la sommation la plus efficace. Pour ce faire, le critère de semblance est le plus généralement utilisé. Ce critère peut varier entre 0 et 1, et atteint une valeur maximale lorsque la vitesse balayée permet une correction NMO optimale (horizontalisation des arrivées, Fig II.17). Le pointé des pics maximums de semblance fournit une bonne base pour la construction de la loi de vitesse. Néanmoins, certains bruits cohérents comme les multiples, les échos latéraux ou les hyperboles de diffraction vont également pouvoir générer des pics d’amplitude sur le panneau de semblance ce qui va venir perturber le pointé. De plus, le coefficient de semblance apparaît être un bon critère ici dans la partie sédimentaire plus haute fréquence mais est plus difficile à suivre en profondeur, au delà de 5-5,5 secondes temps double (Fig II.17.a). En complément le logiciel GeoCluster permet : (1) de visualiser la loi de vitesse pointée convertie en vitesses d’intervalles afin de s’assurer de la cohérence des vitesses avec le milieu géologique (Fig II.17.b), (2) de contrôler de façon dynamique la correction NMO appliquée sur une collection de traces au fur et à mesure du pointé (Fig II.17.c et II.17.d), et (3) de calculer des "mini-stacks" pour une loi de vitesse de référence ainsi que pour 14 autres lois estimées par pas de $\pm 2\%$ autour de la loi centrale afin de contrôler la qualité de la sommation pour différentes vitesses en même temps (Fig II.17.e). Ces 15 lois de vitesse sont aussi représentées sur le panneau de semblance afin de guider le pointé (Fig II.17.a). Le pointé des vitesses pour un même profil est effectué 2 fois afin d’optimiser la loi. Le modèle de vitesse pointé 1CMP/200 est ensuite interpolé entre 2 CMP pointés afin de construire le modèle de vitesse qui sera utilisé pour la correction NMO avant la sommation.

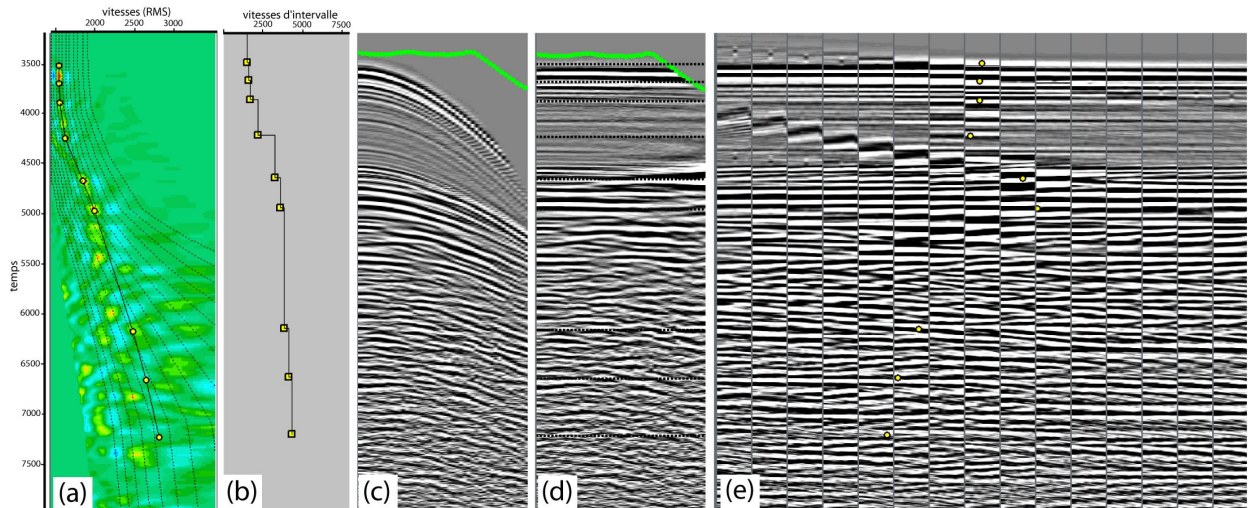


FIGURE II.17 – Analyse de vitesse. Les cercles et rectangles jaunes représentent les pointés de la loi de vitesse. (a) Le panneau de semblance. Les zones pour lesquelles le critère de semblance est maximal apparaissent en couleur jaune-orangée. Les lignes noires correspondent à différents pourcentages de la loi de vitesse centrale. (b) La loi de vitesse RMS convertie en vitesses d'intervalle. (c) Représentation des traces avant application de la correction NMO. (d) Représentation des traces après correction NMO calculées en fonction des vitesses pointées. (e) Représentation des "mini-stacks". Le "mini-stack" central est issu de la loi de vitesse de référence (courbe noire centrale sur (a) et les autres d'un pourcentage de cette loi centrale.

II.2.1.1.4 Mutes externe et interne -

L'application de la correction NMO a pour conséquence d'étirer le signal pour les offsets lointains en particulier pour les réflecteurs superficiels (Fig II.17.d). Ce phénomène appelé "NMO stretching" aura tendance à dégrader la qualité de la sommation. Pour pallier à cela un mute externe est pointé tous les 200 CMP afin de réduire à 0 l'amplitude du signal dans ces domaines perturbés et d'optimiser la sommation (Fig II.17.d).

Le mute interne quant à lui vise à atténuer le multiple du fond de l'eau. Les vitesses nécessaires à la correction NMO d'un multiple sont plus faibles que celles nécessaires pour corriger les arrivées primaires. Les vitesses étant déterminées dans le but de corriger les arrivées primaires, l'étape de sommation aura pour effet d'atténuer le multiple du fond et de renforcer les primaires. Néanmoins pour les offsets proches, une part de signal liée au multiple va pouvoir être sommé efficacement puisqu'ils s'alignent proche de l'horizontale. Le mute interne consiste donc à couper une partie des traces à offsets proches, où les signaux associés au multiple sont quasiment en phase.

II.2.1.1.5 Sommation -

Après application de toutes les étapes décrites ci-dessus les traces issues d'un même CMP sont prêtes à être sommées. Chaque CMP résulte donc en une trace somme (Fig II.15.d) chacune localisée verticalement à la position du CMP. On obtient une section sismique à offset-nul et le rapport

signal/bruit est amélioré par atténuation du bruit non corrélé d'une trace à l'autre et amplification des signaux cohérents.

II.2.1.1.6 Migration temps après sommation -

La section sismique à offset-nul résultant de la sommation est une image déformée de la réalité d'une part parce que l'échelle verticale est en seconde temps double, d'autre part parce que les événements sismiques présentant un pendage ne sont pas localisés à leur position exacte (Fig II.18). L'étape de migration est une étape clé de la séquence de traitement. Elle va permettre de restituer la géométrie des événements pentés, de focaliser les hyperboles de diffraction et d'accroître la continuité des réflecteurs (Fig II.19). Elle peut être effectuée avant ou après sommation, en temps ou en profondeur. On obtient ainsi une image qui se rapproche au mieux d'une coupe géologique interprétable. Dans le cadre de ces travaux la migration appliquée aux données a été effectuée en temps. La migration en temps est efficace tant que les variations latérales de vitesse ne sont pas trop importantes. Elle permet néanmoins d'avoir une bonne idée de la géométrie relative des structures.

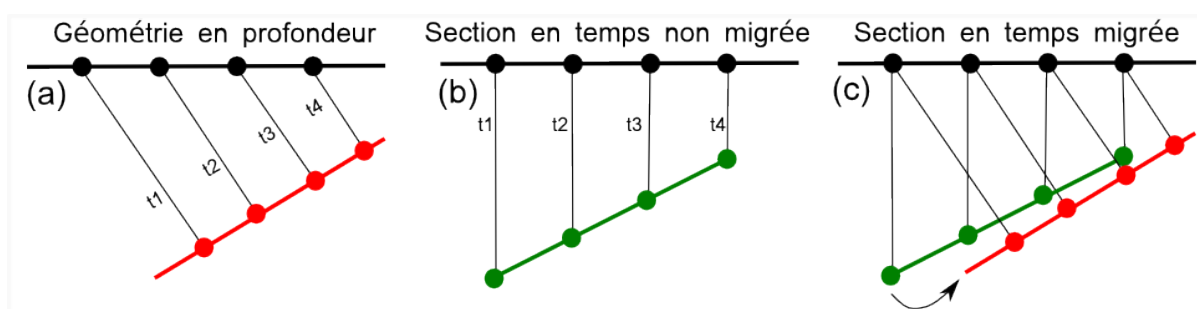


FIGURE II.18 – Principe de la migration d'un réflecteur penté. (a) Géométrie vraie du réflecteur. (b) Géométrie du réflecteur à offset nul. (c) Migration du réflecteur vers sa position vraie.

Durant le traitement de bord, la migration a été effectuée en temps à vitesse constante (1550 km/s) après sommation pour l'ensemble des profils ceci permettant d'obtenir rapidement une première image satisfaisante des structures le long des profils. La migration temps après sommation a été effectuée à l'aide du module *FKMIG* (module Geoclusteur).

II.2.1.1.7 Représentation finale -

- Filtre fréquentiel

Un filtre passe-bande (3-9-105-105 Hz) est appliqué en fin de chaîne afin d'atténuer le bruit ambiant présent sur la section et qui n'appartient pas à la gamme de fréquence du signal utile.

- Égalisation dynamique :

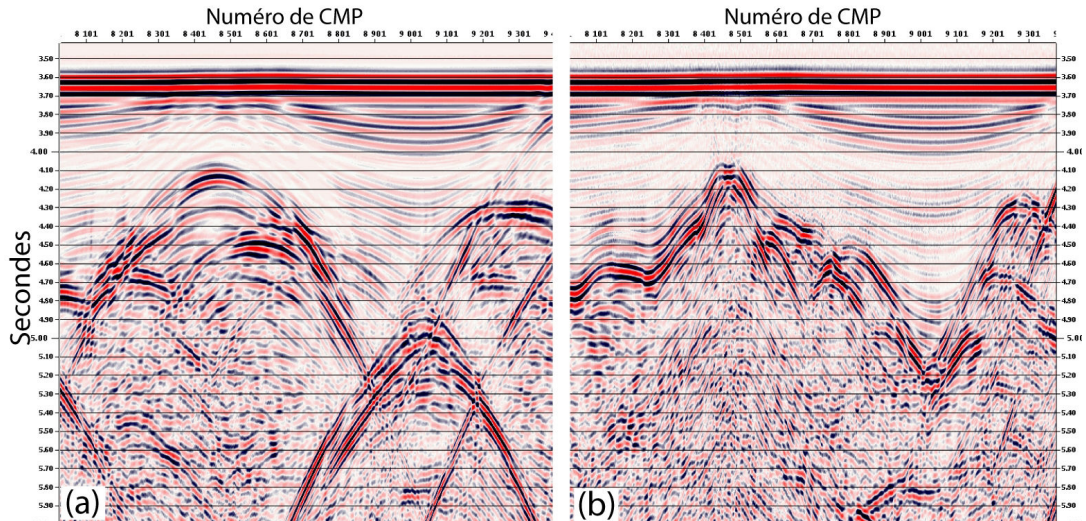


FIGURE II.19 – Exemple de la géométrie de dômes de sel présents sur une portion du profil Spi06. (a) Résultat après sommation mais avant migration. (b) Résultat après sommation et migration temps à vitesse constante. Les hyperboles de diffraction associées aux diapirs sont focalisées et la géométrie relative des structures restituée.

Afin de pallier à la perte de gain en profondeur une égalisation dynamique a été appliquée. Cette méthode consiste à moyenner les amplitudes des traces le long d'une fenêtre glissante. Cela a pour effet d'atténuer les réflecteurs de forte amplitude et de rehausser les amplitudes en particulier en profondeur. L'effet négatif de cette étape est l'homogénéisation des amplitudes tout au long de la section quelques soient l'offset ou la profondeur et d'ainsi provoquer la perte de hiérarchisation des amplitudes. Pour limiter cela, une fenêtre en temps de 500 à 800 ms est appliquée pour la première unité sédimentaire puis une fenêtre de 1500 à 2000 ms pour le reste de la trace.

II.2.1.2 La séquence de traitement avancée : profils Spi05, Spi06, Spi07 (Source LEG1)

Une séquence de traitement plus élaborée a été développée au cours de ces travaux, afin d'obtenir la meilleure image possible des structures profondes dans le secteur de Tipaza, qui apparaissent fondamentales pour la compréhension des modalités de la réactivation de la marge. Cette séquence a été appliquée uniquement aux trois profils acquis avec la source du leg1 de la zone, offrant de plus grandes possibilités d'amélioration (Fig II.13).

II.2.1.2.1 Conversion de phase du signal -

La conversion zéro-phase du signal a pour but de focaliser l'énergie du signal sur le premier pic, de le contracter, et ainsi d'améliorer la résolution. En effet, un signal zéro-phase a pour caractéristique d'être symétrique et centré sur le temps 0. La méthode de conversion à phase zéro-phase utilisée consiste à calculer dans un premier temps un opérateur de conversion à partir de l'ondelette modélisée pour le signal source ("far-field") par l'équipe d'acquisition de Génavir en utilisant les

signatures des canons (Fig II.20). Les données ont préalablement dû subir une inversion de polarité afin d'être en phase avec l'ondelette modélisée. L'effet du fantôme récepteur sur le signal a été testé durant la modélisation (Fig II.21). Pour rappel, le fantôme récepteur est lié à la réflexion du signal émis par la source sur la surface de l'eau avant d'être enregistré par le récepteur. Dans un second temps, l'opérateur calculé est appliqué sous la forme d'un filtre aux données. La démarche suivie est décrite étape par étape ci-dessous et dans la figure II.20 :

- (1) Calcul du fantôme récepteur à partir de la profondeur de la flûte pendant l'acquisition (20 m)
- (2) Convolution de l'ondelette SPIRAL avec le fantôme récepteur
- (3) Déconvolution prédictive afin d'atténuer les effets d'oscillation de la bulle et donc de contracter le signal (Fig II.20.b)
- (4) Estimation de l'équivalent zéro-phase de l'ondelette (Fig II.20.c)
- (5) Calcul de l'opérateur permettant de transformer l'ondelette SPIRAL (convoluée ou non avec le fantôme) en une ondelette équivalente zéro-phase (Fig II.20.d)
- (6) Validation de l'opérateur zéro-phase par la comparaison de l'ondelette résultant de la convolution de l'opérateur avec l'ondelette SPIRAL initiale avec l'ondelette convertie zéro-phase obtenue lors de l'étape (4) (Fig II.20.e)

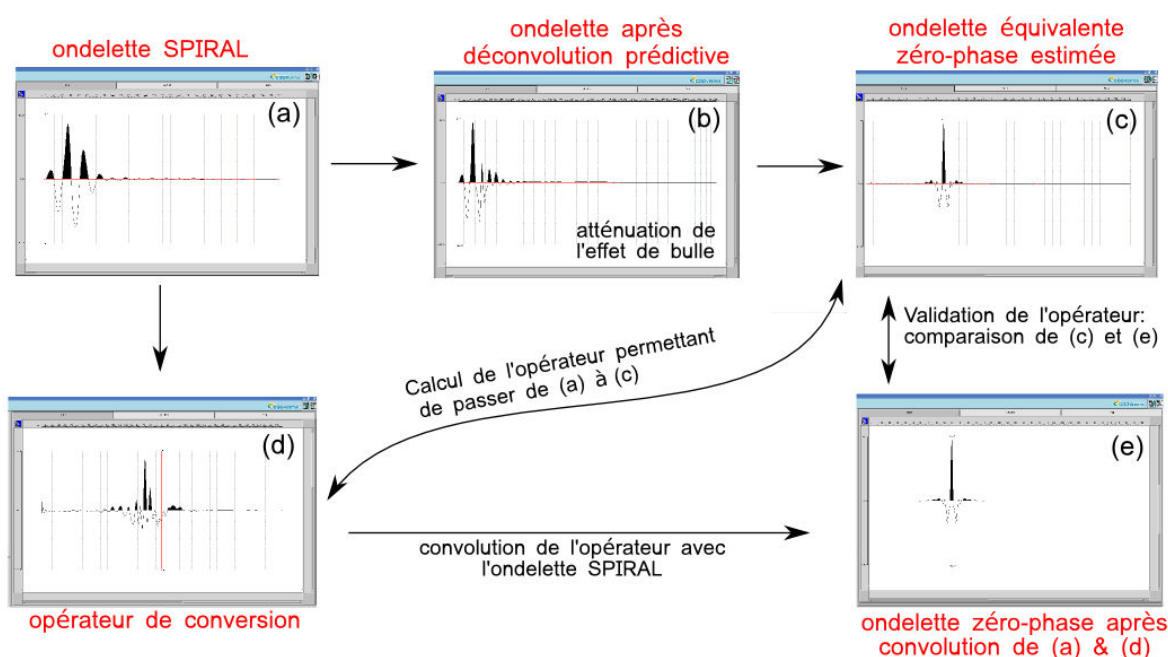


FIGURE II.20 – Les différentes étapes de calcul de l'opérateur de conversion zéro-phase sous MATCALC (GeoCluster), sans la prise en compte du fantôme récepteur.

L'opérateur zéro-phase calculé est ensuite appliqué à l'ensemble du profil sous la forme d'un filtre

(*libri CN*) à l'aide du module *FILTR* du logiciel GCT.

Le spectre d'amplitude (Fig II.21) après application de l'opérateur zéro-phase estimé sans le fantôme récepteur permet de mieux restituer le contenu fréquentiel observé sur les données. En effet, la fréquence de coupure liée à l'interférence du fantôme de la flûte (à ~ 40 Hz) apparaît peu marquée sur les données. Ceci peut s'expliquer par une variation de profondeur le long de la flûte, ayant pour effet de moyenner le signal, ce qui se traduit par l'atténuation de l'influence du fantôme sur le spectre. L'opérateur zéro-phase ne comprenant pas le fantôme récepteur a donc été retenu pour la conversion zéro-phase des données.

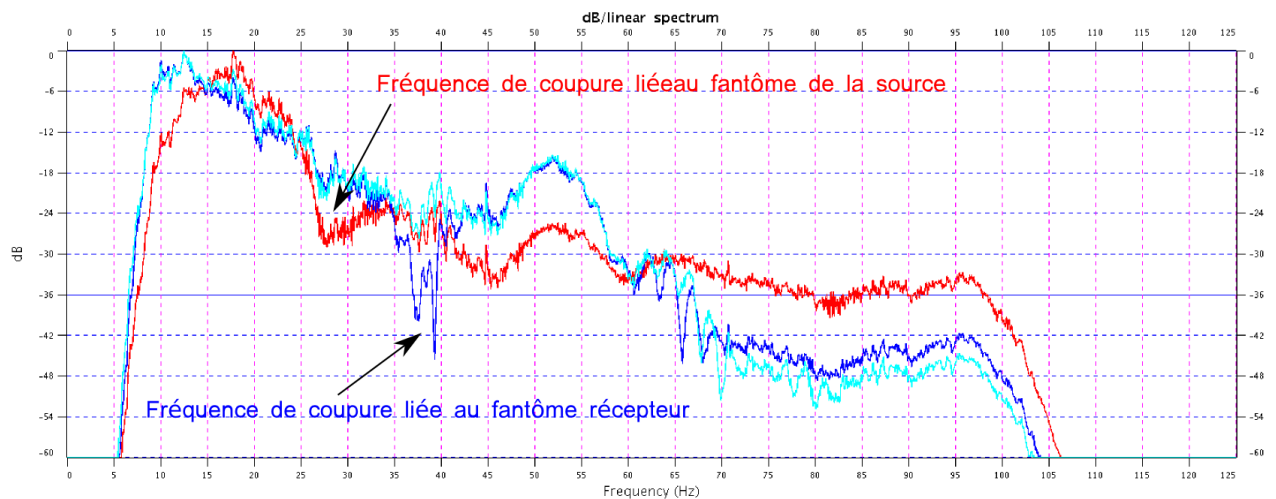


FIGURE II.21 – La conversion zéro-phase du signal. Spectres d'amplitude normalisés, calculés sur le CMP 6201 du profil Spi06 avant conversion zéro-phase (courbe rouge), après conversion zéro-phase en incluant le fantôme récepteur lors du calcul de l'opérateur (courbe bleue foncée), et après conversion zéro-phase sans inclure le fantôme récepteur dans le calcul de l'opérateur de conversion (courbe bleue claire).

Le résultat de la conversion zéro-phase est illustré par l'exemple du CMP 6201 sur la figure II.22. Après conversion, l'énergie du 1^{er} pic du signal est renforcée au dépend du second et les réflecteurs sont recalés en temps. Cela se traduit sur les CMPs convertis (Fig II.22.b et Fig II.22.c) par la remonté du maximum d'amplitude au niveau du premier pic apparaissant auparavant de faible amplitude sur le CMP non converti zéro-phase (Fig II.22.a). La contraction du signal n'est pas significative à ce stade. Le résultat de la conversion à phase nulle du signal à partir de l'opérateur calculé dans MATCALC a ensuite été comparé aux résultats obtenus à partir de deux autres méthodes de conversion de phase : (1) une déconvolution prédictive à phase nulle issue du module GeoCluster DESIG et (2) une conversion à phase minimale appliquée à l'aide du module WAPCO.

- DESIG zéro-phase :

Avec le *DESIG*, une conversion à phase nulle du signal en plus d'une déconvolution statistique

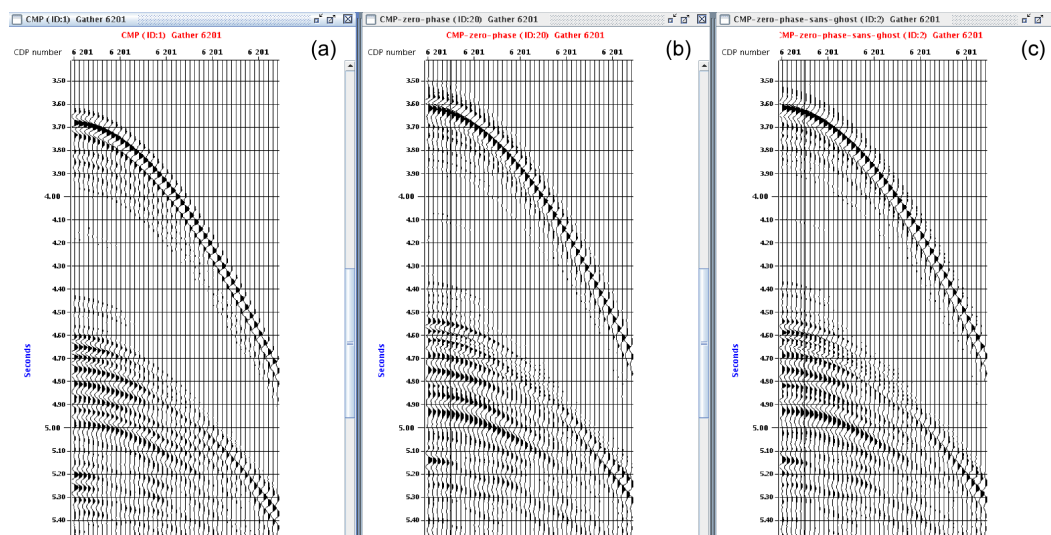


FIGURE II.22 – Exemple du CMP 6201 (a) avant conversion zéro-phase, (b) après conversion zéro-phase en incluant le fantôme récepteur lors du calcul de l’opérateur, et (c) après conversion zéro-phase sans inclure le fantôme récepteur dans le calcul de l’opérateur de conversion.

prédictive basée sur les données peuvent être effectuée. Bien que la déconvolution soit efficace du fait de la contraction du signal dans le temps bien visible sur les CMPs (Fig II.23.b) et de l’aplatissement du spectre en fréquence (Fig II.24), elle présente l’inconvénient d’être instable en fonction de l’offset considéré. La signature du signal change entre les offsets proches et lointains le long d’une collection de traces d’un CMP (Fig II.23.b) pour les niveaux où la courbure des hyperboles est proche. De telles instabilités de la signature entraîneraient par la suite, à l’étape de sommation par exemple, la dégradation de la qualité de la section. La conversion à phase nulle et la déconvolution du signal à l’aide du module DESIG n’est donc pas une option satisfaisante pour le traitement des données.

- WAPCO minimum phase :

Après conversion minimum-phase, l’énergie de la deuxième oscillation de la bulle est amplifiée alors qu’elle était bien atténuée après la conversion zéro-phase (Fig II.23). De plus, les amplitudes entre 20 et 70 Hz sont moins rehaussées (Fig II.24). La conversion minimum-phase semble également moins satisfaisante que la conversion zéro-phase.

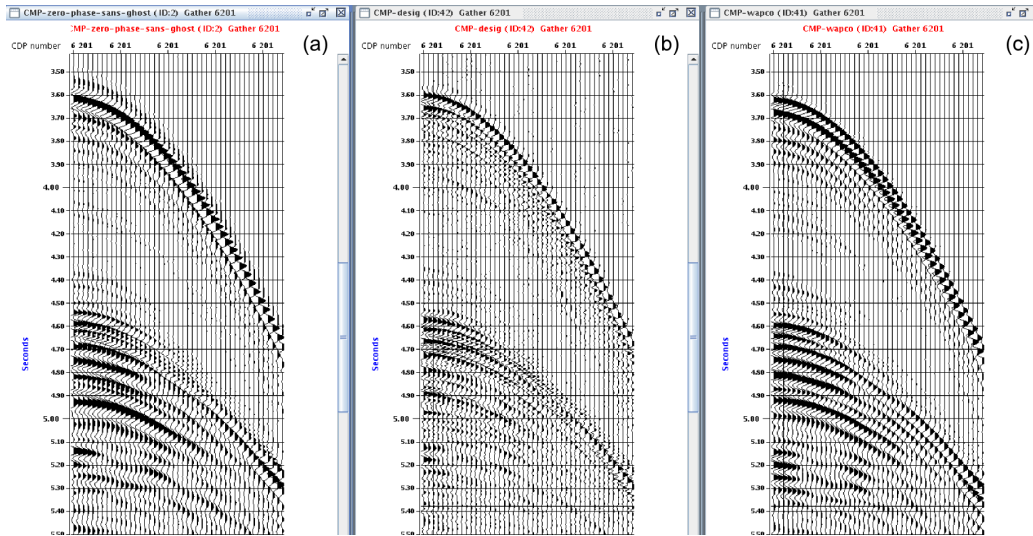


FIGURE II.23 – Exemple du CMP 6201 (a) après conversion zéro-phase en incluant le fantôme récepteur lors du calcul de l’opérateur de conversion sous MATCALC, (b) après conversion zéro-phase et déconvolution prédictive (module GCT DESIG), et (c) après conversion minimum-phase (module GCT WAPCO).

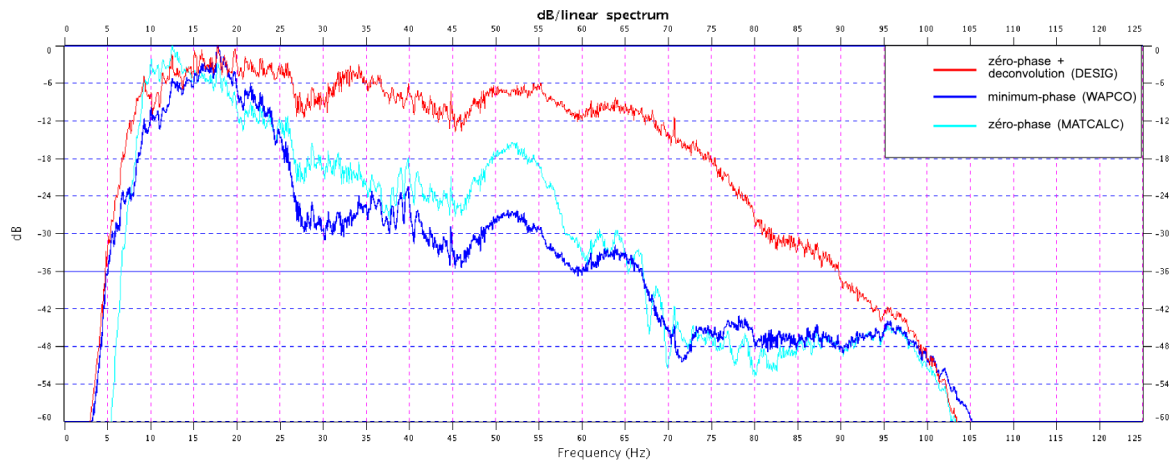


FIGURE II.24 – Spectres d’amplitude normalisés, calculés sur le CMP 6201 du profil Spi06 après conversion zéro-phase en incluant le fantôme récepteur lors du calcul de l’opérateur de conversion sous MATCALC (courbe bleue claire), après conversion zéro-phase et déconvolution prédictive DESIG (courbe rouge) et après conversion minimum-phase WAPCO (courbe bleue foncée).

La conversion à zéro-phase du signal à l’aide de l’opérateur estimé avec *MATCALC* est le moyen comme l’option le plus satisfaisant, et a été appliquée pour nos trois profils en début de séquence.

II.2.1.2.2 Correction de phase -

Après conversion à phase nulle du signal, les méthodes de déconvolution étant adaptées pour un signal minimum-phase ne peuvent plus être appliquées aux données. Afin d’obtenir un effet relativement proche d’une déconvolution, un filtre de compensation d’absorption est appliquée en deux

étapes à l'aide du module GCT *DEABS* avec (1) dans un premier temps une correction de phase, puis (2) dans un second temps une correction d'amplitude.

Théoriquement, la perte d'amplitude et la distorsion de la phase de l'ondelette augmentent avec l'expansion géométrique du front d'onde. La perte d'amplitude est liée à la dépendance de l'atténuation à la fréquence considérée. La distorsion de phase est quant à elle liée au phénomène de dispersion, c'est à dire à la variation des vitesses sismiques en fonction de la fréquence. Les hautes fréquences contenues dans l'ondelette se propagent à une vitesse plus élevée et sont plus rapidement atténuées que les basses fréquences. Ce phénomène se traduit par le caractère non-stationnaire de l'ondelette et une perte de résolution sur les données sismiques.

Le module *DEABS* utilise le facteur de qualité Q qui représente le filtrage naturel par la Terre. En appliquant un filtre Q inverse, aussi appelé filtre de compensation d'atténuation, on doit s'affranchir de ces phénomènes d'atténuation et de dispersion. Un facteur Q élevé implique une absorption faible alors qu'un facteur Q petit traduit une absorption importante. Sur nos données un facteur Q de 200 a été utilisé, cette valeur donnant les résultats les plus satisfaisants après différents tests. A ce stade seule la première correction est appliquée. La correction de phase a pour effet de rendre l'ondelette stationnaire, c'est-à-dire qu'elle est ramenée à une vitesse indépendante de la fréquence. Le contenu fréquentiel ne change plus au cours du temps. La correction d'amplitude est appliquée en fin de séquence. Le résultat après correction de phase et d'amplitude est présenté en fin de séquence.

II.2.1.2.3 Atténuation des multiples -

Les multiples sont des artéfacts générés par des réflexions multiples au niveau de la surface de l'eau ou dans le sous-sol par opposition aux réflexions primaires qui ne se sont réfléchies qu'une seule fois. Ils se traduisent par du bruit cohérent qui se superposent aux arrivées primaires, perturbant leur lisibilité. Sur les données de sismique marine, le fort contraste d'impédance existant entre la tranche d'eau et le sous-sol, mais également entre les sédiments les plus superficiels et la couche de sel présente dans le bassin, vont générés d'importants multiples sur les profils sismiques. Les réflexions multiples sont nécessairement plus tardives que les réflexions primaires pour la même interface mais peuvent se superposer à des réflexions primaires associées à des interfaces plus profondes. C'est ce que l'on peut observer dans le bassin profond à partir de 7,2-7,3 secondes temps double (soit le double du temps caractérisant le fond de l'eau, Fig II.25). Dans le cas de notre zone d'étude, ces profondeurs temps double sont dans l'ordre de grandeur de celles attendues pour le Moho, d'où l'importance d'atténuer au mieux les multiples.

Dans la séquence "bord", il a été montré qu'il est possible d'atténuer légèrement le multiple par l'application du mute interne. Dans cette nouvelle séquence, deux autres méthodes plus adaptées ont été testées.

- Méthode "**SMMOD + ADAPT**"

Dans le cas d'un milieu géologique complexe, il est idéal d'utiliser une méthode d'élimination des multiples ne nécessitant pas de connaissance à priori, sur la structure du sous-sol. La méthode de "Surface Related Multiple Elimination" [SRME, **Berkhout and Verschuur, 1997** et **Verschuur and Berkhout, 1997**] permet de supprimer tout multiple généré par une surface du sous-sol et par le fond de l'eau. Cette méthode s'appuie sur le fait que, tout multiple lié une surface peut être prédits de part leur périodicité. Cette étape permet de générer un modèle de multiples uniquement basé sur les données (module *SMMOD*, Fig II.25), sans nécessité de connaître la position des interfaces dans le milieu ou les vitesses et avec une influence moindre de l'utilisateur puisque les données en entrée du module sont principalement liées à la géométrie de l'acquisition (offset minimal, offset maximal, distance entre CMP). Les multiples prédits sont ensuite soustraits aux données à l'aide du module *ADAPT*. Ce module est efficace pour séparer dans le cas de bruits cohérents (cas des multiples). Dans un premier temps ce module va faire une adaptation globale du modèle de multiples issu de *SMMOD*, en temps ainsi qu'en amplitude. Dans un second temps, le modèle est adapté plus localement (travail sur une fenêtre spatio-temporelle plus petite) afin de mieux se rapprocher au mieux des données. Le modèle de multiples ainsi obtenu est ensuite soustrait (Fig II.25).

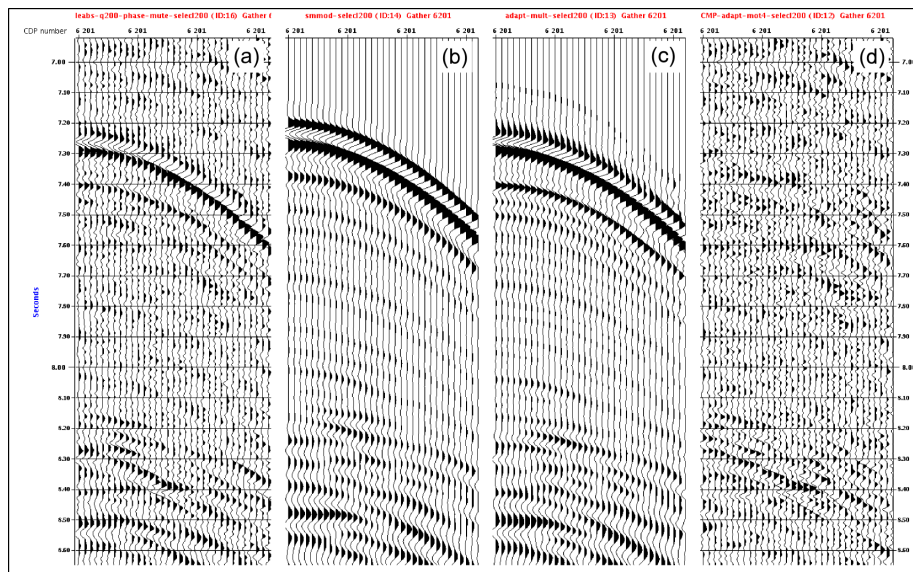


FIGURE II.25 – Exemple du CMP 6201 : (a) avant soustraction du modèle de multiples, (b) le modèle de multiples modélisé par le module *SMMOD*, (c) le modèle de multiples après adaptation générale et locale (ajustement en temps et en amplitude) par le module *ADAPT*, et (d) après soustraction du modèle de multiples final. Sur le CMP le multiple du fond l'eau est localisé à 7,2-7,3 std (offsets courts) et les multiples du sel correspondent au paquet d'arrivées à partir de 8,15 std.

L'atténuation des multiples par la méthode SRME (modules *SMMOD + ADAPT*) est efficace le long du profil, en particulier dans le bassin profond où la bathymétrie est plane (Fig II.26). L'atténuation est d'autant plus efficace que les offsets sont proches. La soustraction du modèle de multiple généré aux données a également permis d'atténuer légèrement les multiples associés aux

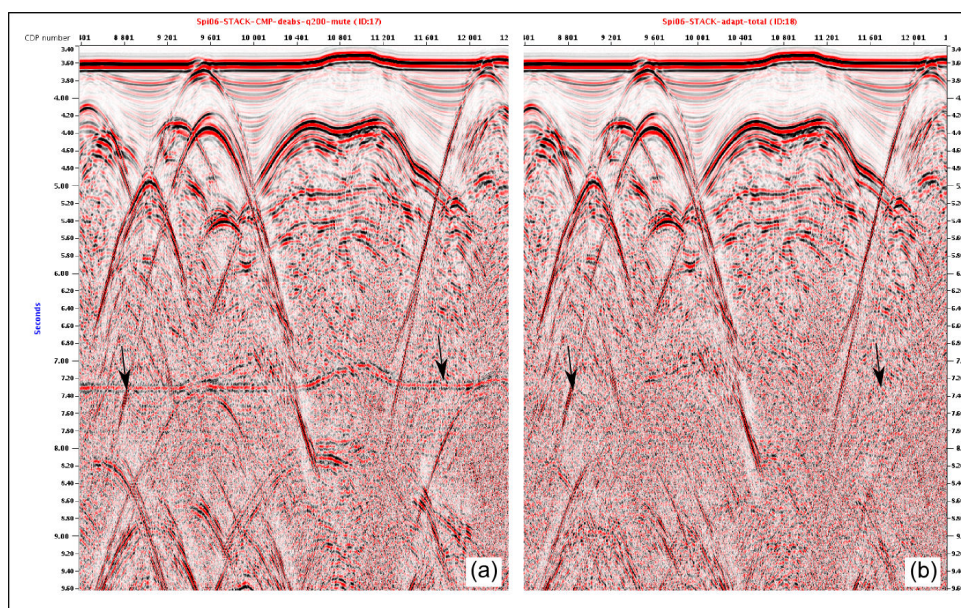


FIGURE II.26 – Zooms sur la section Spi06 après sommation (a) sans application de l’anti-multiples SMMOD et (b) avec application de l’anti-multiples. Les flèches noires indiquent la position du multiple du fond de l’eau.

dômes de sel dans le bassin (Fig II.26).

- Méthode "SOMUL+RAMUR"

Les modules *SOMUL* et *RAMUR* qui sont deux autres outils de démultiplication disponibles dans GeoCluster ont également été testés. Le module *SOMUL* utilisé en premier lieu, se base sur la périodicité du multiple du fond de l’eau pour générer un modèle de multiple, l’adapter pour qu’il ressemble au mieux aux données puis le soustraire. Le module *RAMUR* quant à lui se base sur la différence du courbure après correction NMO entre les arrivées primaires et les multiples (Fig II.27). Il est donc important d’avoir un modèle de vitesse bien adapté afin de pouvoir discriminer multiples et primaires selon ce critère. Cette dernière méthode permet une atténuation notable du multiple du fond de l’eau. Néanmoins, le multiple reste visible par endroit et la section sommée est dégradée dans le secteur de la marge, qui présente une forte pente, et en zone de faibles profondeurs d’eau. En effet, par forte pente ou faible profondeur d’eau la vitesse de correction NMO entre les multiples et les primaires peut être proche, rendant la discrimination inefficace. La méthode "SMMOD+ADAPT" apparaît plus satisfaisante.

II.2.1.2.4 Migration temps avant sommation -

Le fait de migrer les données avant la sommation va permettre d’améliorer la qualité de la section somme par la sommation de réflexion préalablement replacées à leur bonne position. En effet, des évènements pentés ne seront pas sommés de façon optimale lors d’une sommation avant migration.

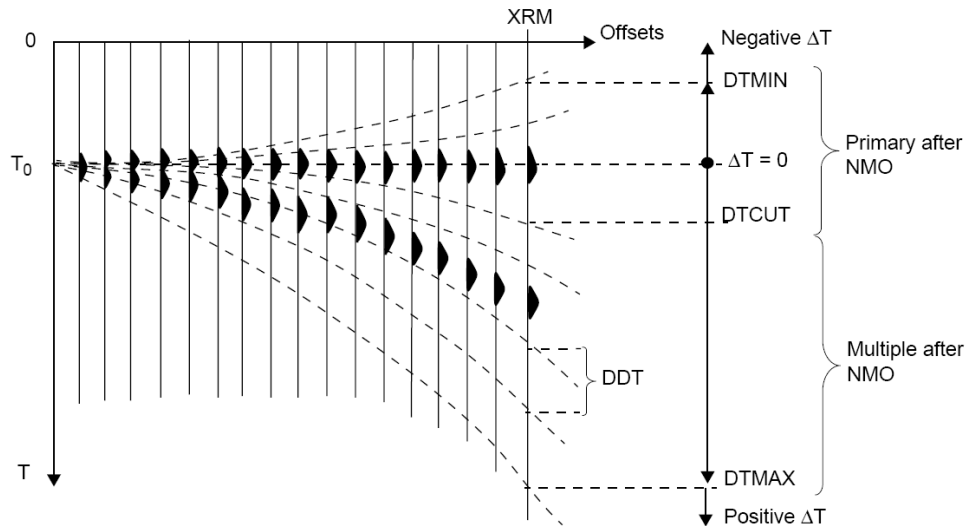


FIGURE II.27 – Principe de l'atténuation des multiples basée sur la différence de courbure existant entre les arrivées primaires et multiples utilisées par le module RAMUR (CGGVeritas).

La migration temps avant sommation a été appliquée aux 3 profils du leg1 acquis durant la campagne SPIRAL dans la région de Tipaza.

Le module GCT *TIKIM* a été utilisé pour effectuer une migration de type Kirchhoff en temps avant sommation [e.i. **Yilmaz**, 1987]. La migration appliquée trace par trace doit permettre de migrer des pendages importants et de rendre compte des variations latérales de vitesse. Les principaux paramètres implémentés pour la migration de Kirchhoff sont l'espacement entre trace, l'ouverture de la migration ("migration aperture") et un pendage limite des événements géologiques.

L'ouverture de migration a une importance majeure dans la paramétrisation d'une migration de type Kirchhoff. La courbure des hyperboles de diffraction est directement liée à la vitesse caractérisant le milieu traversé par le champs d'onde. Une hyperbole associée à de faibles vitesses présentera une ouverture étroite alors qu'une hyperbole associée à des vitesses fortes sera plus large [**Yilmaz**, 1987]. En pratique, un degré d'ouverture trop étroit aura pour effet d'améliorer le rapport signal/bruit mais aussi de supprimer des événements pentés (bordure de diapir par exemple) alors qu'une ouverture plus large permettra de bien restituer des événements pentés mais amplifiera le niveau de bruit. Le but est ici de trouver un équilibre entre ces deux facteurs limitants. Suite à une succession de tests l'ouverture de migration a été fixé à 4800 m et le pendage limite à 60°. Ces valeurs permettent de bien restituer les fortes pentes comme celles liées à la géométrie des diapirs tout en conservant un niveau de bruit raisonnable.

La migration avant sommation à l'aide du module *TIKIM* se déroule en deux étapes :

(1) Dans un premier temps le module *TIKIM* est paramétré afin de générer des CMPs migrés pour différentes perturbations de vitesse (entre 90 et 110 % tous les 2%) sur lesquels seront pointées les vitesses de migration (Fig II.28). La loi de vitesse utilisée pour créer ces CMPs migrés lors du premier passage est la 2ème loi de vitesse pointée pour la correction NMO à bord. Deux passages

pointés au minimum ont été effectuées tous les 200 CMP. Lorsqu'une nouvelle loi est pointée, la section migrée puis sommée est générée afin de contrôler la qualité du pointé. La dernière loi pointée est utilisée pour générer une nouvelle collection de CMPs migrés, servant de point de départ pour un nouveau pointé.

(2) Dans un second temps, le module *TIKIM* permet de générer la section temps migrée avec la loi de vitesse pointée. La sommation est effectuée quand la loi de vitesse de migration est satisfaisante. Un mute externe est appliqué aux CMPs avant migration et sommation afin de limiter les effets négatifs du "NMO stretching" et le modèle de vitesse est préalablement lissé, afin de ne pas générer d'artéfacts à l'aide du module *GCT MODVI*.

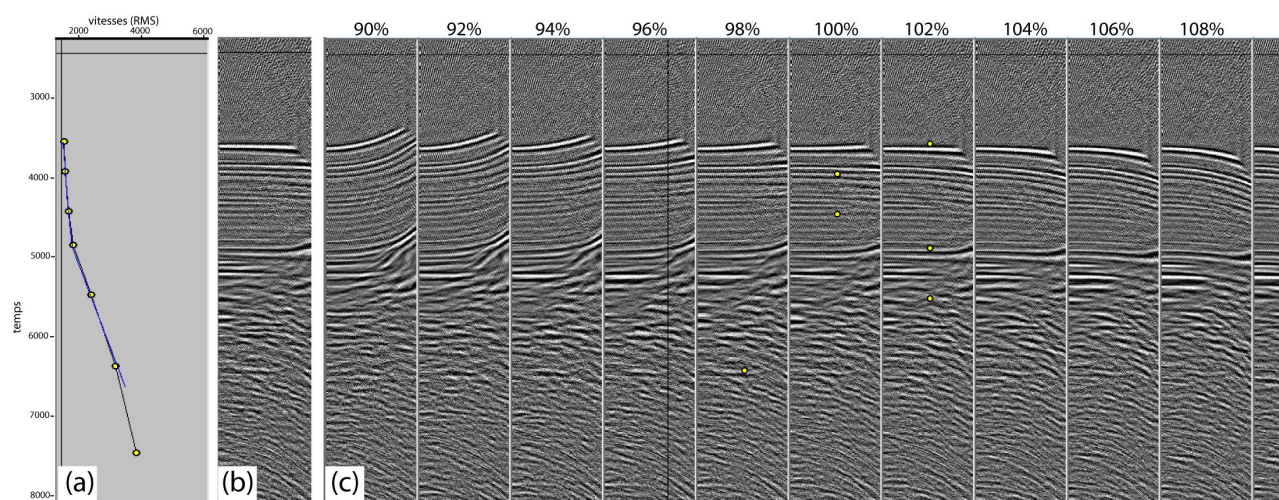


FIGURE II.28 – Pointé des vitesses pour la migration avant sommation. (a) La loi de vitesse RMS. La courbe bleue indique la loi de vitesse initiale. (b) Exemple d'un CMP migré/sommé avec la loi de vitesse pointée. (c) "Mini-stacks" migrés pour les perturbations de $\pm 2\%$ de la loi de vitesse de référence, entre 90% et 110%)

II.2.1.2.5 Correction d'amplitude -

La correction d'amplitude constitue la dernière étape permet de se rapprocher d'un effet de déconvolution de notre signal. Cette étape permet de récupérer les hautes fréquences et donc de gagner en résolution dans la partie superficielle par l'aplatissement du spectre en fréquence (pour la théorie voir le paragraphe sur la correction de phase)(Fig II.30).

II.2.1.2.6 Représentation finale -

- **Correction de la divergence sphérique** : une correction de la divergence sphérique est appliquée en fin séquence sur le même principe vu dans le cas de la séquence de traitement bord.

- **Filtre en fréquence** : un filtre passe-bande variable avec la profondeur est appliqué en fin de séquence afin de conserver la part utile de hautes fréquences dans les sédiments superficiels mais de les supprimer en profondeur où de telles fréquences ne correspondent pas à des primaires. Pour

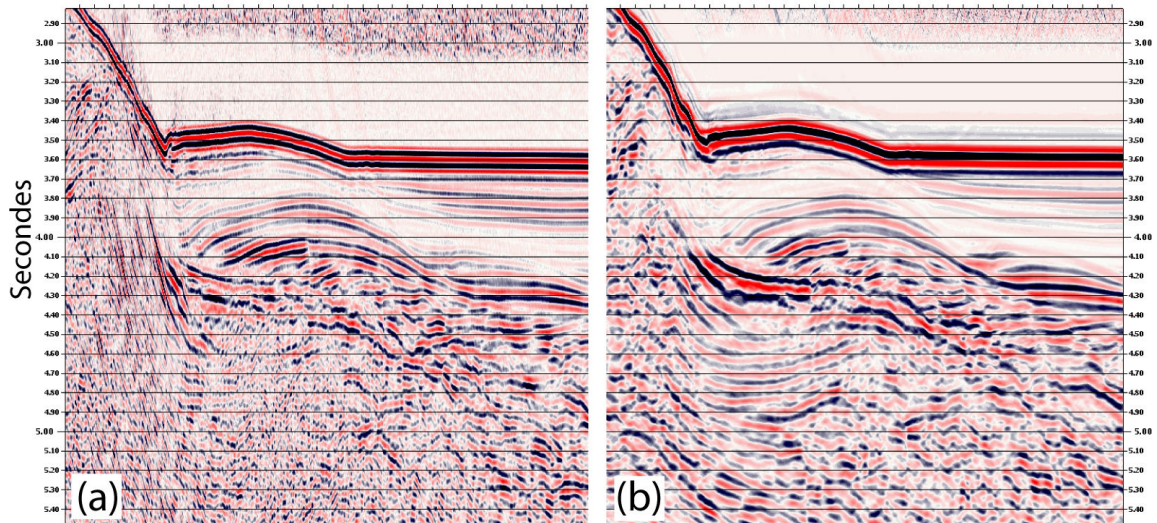


FIGURE II.29 – Zoom sur la section Spi07, (a) après migration post- sommation (*FKMIG*) et (b) après migration avant sommation (*TIKIM*). On observe l’amélioration de la continuité des réflecteurs après migration avant sommation.

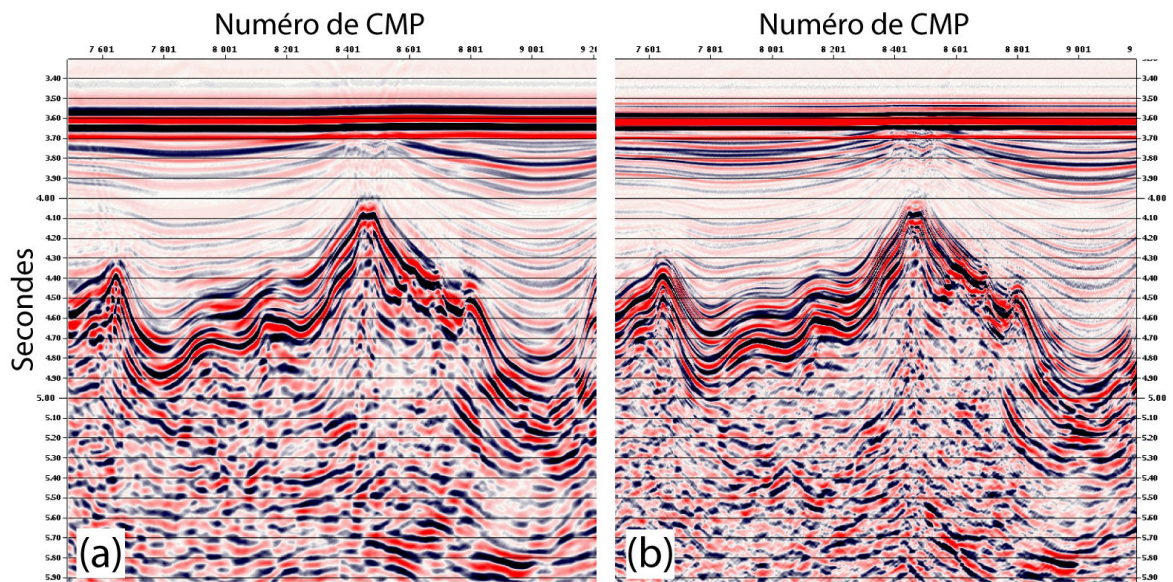


FIGURE II.30 – Zoom sur la section Spi06 (a) avant correction d’amplitude, et (b) après correction d’amplitude. La correction d’amplitude permet de récupérer des hautes fréquences notamment dans les sédiments superficiels.)

ce faire, un filtre 3-8-70-80 Hz est appliqué sur l’ensemble de la section, puis un filtre 3-8-20-30 est appliqué à partir de 7 secondes.

- **Mute du fond de l’eau** : un mute est pointé le long du fond marin afin de supprimer tout le signal résiduel présent dans l’eau au dessus.

Cette nouvelle chaîne de traitement a permis d’améliorer de façon conséquente la lisibilité des

Chapitre II. DONNÉES ET MÉTHODES

profils sismiques. Les réflecteurs profonds ont gagné en continuité, et de nouveaux réflecteurs ont localement été révélés. Ceci est par exemple illustré par la figure II.29, qui montre sous un plissement identifié en pied de pente, une nette amélioration de l'image des réflecteurs profonds (profil Spi07). Les résultats obtenus à partir de l'interprétation de ces profils (entre autres), sont présentés dans le chapitre 3.

II.2.1.3 La sismique réfraction grand-angle

II.2.1.3.1 Relocalisation des OBS -

L'étape de relocalisation consiste à appliquer une correction aux données OBS afin de prendre en compte la dérive des instruments lors de leur descente jusqu'au fond marin. Il est en effet indispensable de connaître la position exacte des instruments sur le fond de la mer avant toute exploitation des données. Pour cela, on se sert du pointé de l'arrivée directe (trajet direct dans l'eau entre la source et le récepteur) pour estimer la correction de la dérive à appliquer pour chaque OBS. Le principe de la relocalisation est de minimiser la différence en temps (erreur-RMS, Fig II.31) entre l'arrivée directe pointée sur les données et l'arrivée théorique calculée à partir des informations bathymétriques (Fig II.31.a). On utilise dans un premier temps un maillage bathymétrique large autour de la position de déploiement connue (Fig II.31), puis on ressert ce maillage afin de rapprocher progressivement de la position véritable de l'instrument sur le fond marin.

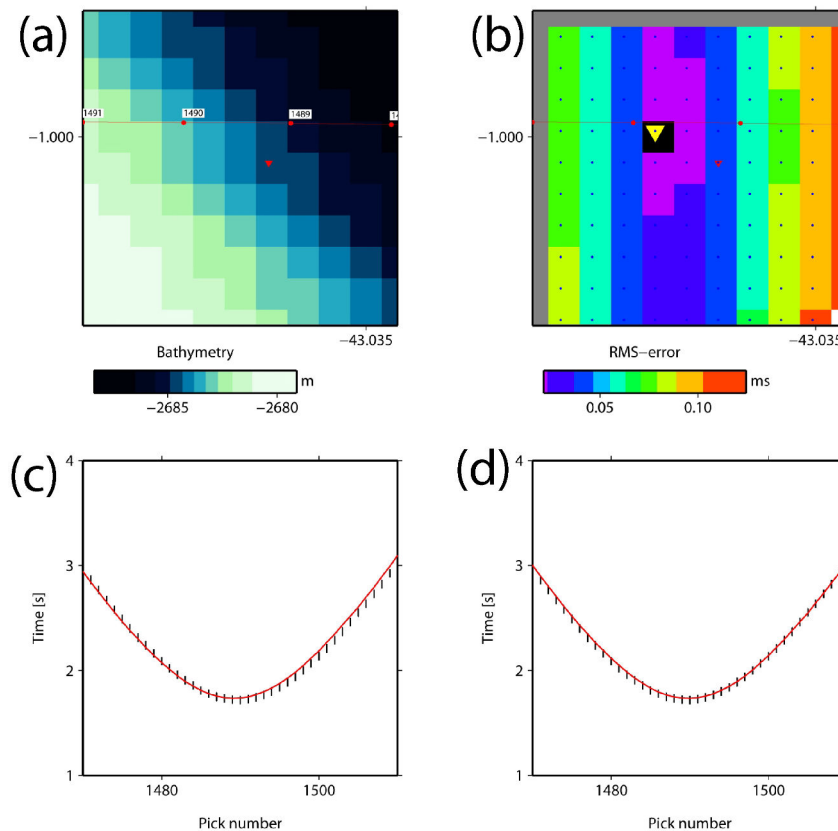


FIGURE II.31 – Relocalisation de la position d'un OBS sur le fond marin. (a) bathymétrie de la zone et position de l'instrument (flèche rouge) et des tirs (cercles rouges), (b) la position de l'OBS lors de son déploiement (triangle rouge) et la position de l'OBS pour laquelle l'erreur calculée entre le temps d'arrivée théorique et le temps pointé sur l'onde directe (triangle jaune), (c) temps d'arrivée pointés (barres noires) et calculés (ligne rouge) pour la position de déploiement, et (d) temps d'arrivée pointés (bars noires) et calculés (ligne rouge) pour la position relocalisée.

II.2.1.3.2 Pré-traitement des données -

La séquence de pré-traitement présentée ci-dessous a été développée par S. Operto chercheur à GéoAzur. Elle a pour but l'amélioration du rapport signal/bruit et d'ainsi de faciliter l'identification et l'interprétation des arrivées, en rehaussant, entre autre, les amplitudes pour les offsets lointains où les arrivées perdent beaucoup d'énergie. Cette séquence a été appliquée à l'ensemble de nos données (OBSs et stations à terre). Elle est composée de 4 étapes : un débias, une déconvolution prédictive, un filtrage en fréquence et une égalisation dynamique.

- **Debias** : cette étape permet de centrer la trace autour de zéro de telle sorte que la moyenne des amplitudes soit nulle. Cela permet d'éviter l'apparition d'éventuels artéfacts après application d'un filtre dans la suite du traitement.

- **Déconvolution** : la déconvolution spectrale prédictive a pour but de normaliser le spectre d'amplitude (ce qui a pour effet d'aplatir le spectre), afin de comprimer le signal dans le temps. Cette étape va également avoir pour effet d'amplifier le niveau de bruit sur la section qui sera supprimée par l'étape suivante de filtrage (Fig II.32).

- **Filtrage en fréquence** : l'application d'un filtre passe-bande a pour but l'amélioration du rapport signal/bruit en supprimant le bruit de fond à des fréquences ne correspondant pas au signal utile. Un filtre passe-bande 3-16 Hz a été choisi pour être appliqué aux données OBS et 5-17 Hz pour les stations à terre.

- **Égalisation dynamique** : l'égalisation dynamique est une égalisation d'amplitude ou AGC pour "Automatic Gain Control"). Cette étape consiste à normaliser les amplitudes le long de chaque trace selon une fenêtre glissante temporelle afin d'uniformiser les amplitudes et d'améliorer la visibilité des arrivées lointaines (Fig II.32). Ici, une fenêtre de 2 secondes avec un recouvrement de 1 seconde a été utilisée.

II.2.1.3.3 Modélisation des vitesses -

La tomographie des données de sismique grand-angle a pour objectif la détermination d'un modèle de vitesses de propagation des ondes sismiques (les ondes P dans notre cas), à partir de temps de trajet mesurés. Le modèle de vitesses ainsi estimé permet alors d'accéder indirectement à la structure en profondeur du sous-sol. Deux approches géophysiques traditionnelles ont été appliquées aux données grand-angle dans le secteur de Tipaza afin de contraindre la structure de la marge et du bassin : (1) une tomographie des premières arrivées [problème inverse, le code FAST (**Zelt and Barton** (1998)) et le code PROFIT (développé par I. Koulakov)] et (2) une modélisation par essai-erreur [problème direct, **Zelt**, 1999]. Dans cette section sont présentées les méthodes de modélisation

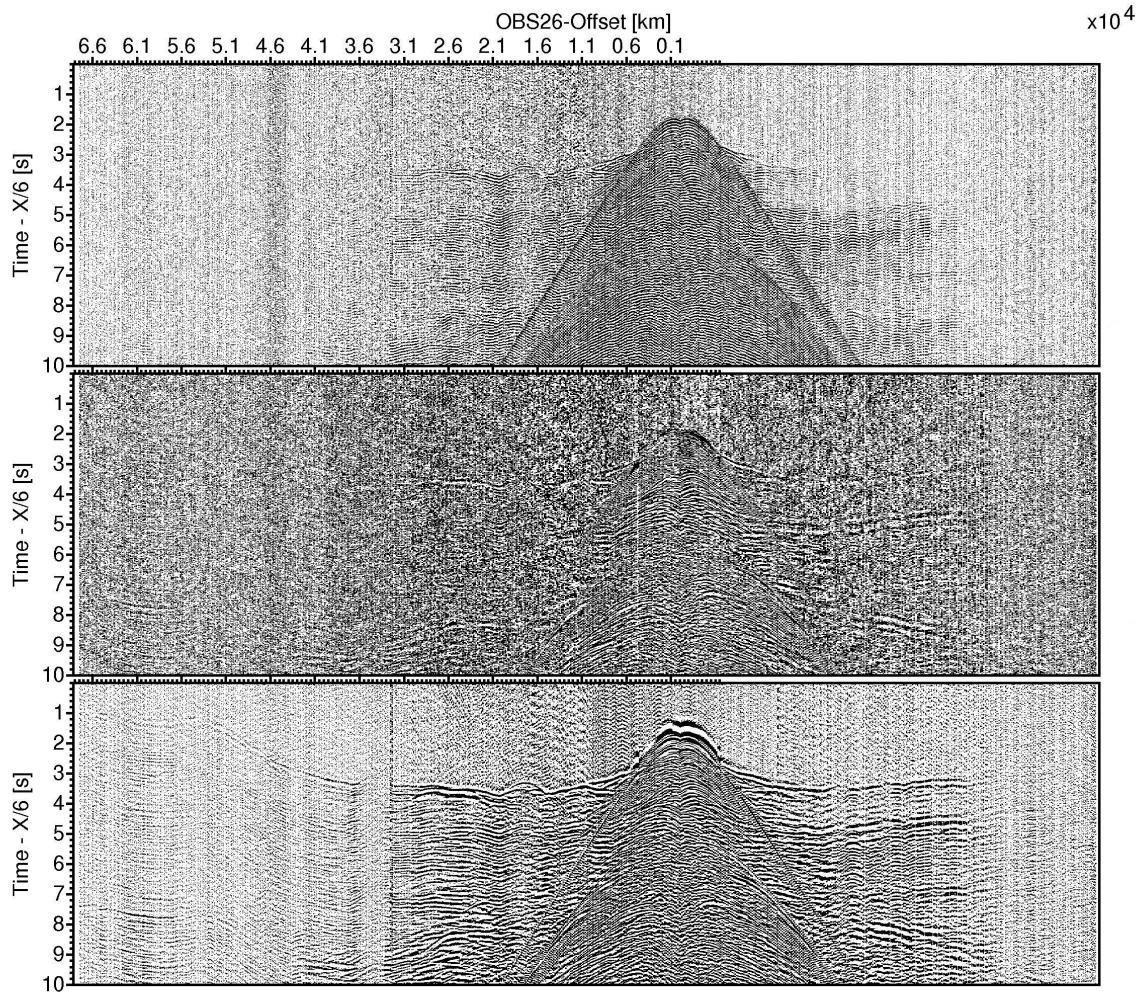


FIGURE II.32 – Prétraitement des données grand-angle, exemple de l'OBS 26 positionné dans le bassin profond (Fig II.13). En haut : les données brutes. Au milieu : données après application du debias et de la déconvolution. En bas : données après application de la chaîne complète : debias + déconvolution + filtre + égalisation.

employées de façon théorique. Les données OBSs et stations à terre sont décrites en détails dans le chapitre 3, ainsi que l'application aux données de la campagne SPIRAL des méthodes de modélisation.

a) Tomographie sismique des premières arrivées :

La tomographie des premières arrivées permet d'obtenir un modèle de vitesses des ondes P lissé sans interprétation préalable des différentes phases observées sur les sections sismiques. Étant uniquement basé sur les temps de trajet des premières arrivées, le modèle résultant est obtenu de façon relativement objective et sans influence majeure de l'utilisateur. Plus généralement, l'inversion

tomographique consiste à déterminer un modèle permettant d'expliquer au mieux les données observées. Un modèle initial simple est construit à partir de deux couches horizontales, caractérisées par des gradients de vitesse différents. Ce modèle initial est ensuite ajusté par inversion de façon itérative afin de minimiser l'écart existant entre les temps d'arrivée calculés et les temps d'arrivée observées sur les données (voir chapitre 3).

- *Code FAST [Zelt and Barton, 1998]* :

La résolution du problème inverse par le code FAST (pour "First Arrival Seismic Tomography") s'effectue en deux étapes : (1) dans un premier temps, les temps de trajet théoriques des ondes P sont calculés par différences finies [Podvin and Lecomte, 1991] dans le modèle initial discrétisé selon une grille uniforme à maille carrée. Les temps de trajet théoriques relatifs aux premières arrivées dans le modèle sont ensuite estimés, en accord avec le principe de Fermat, en cherchant le tracé de rai qui permet le temps de trajet minimal entre récepteur et source. Il s'agit de la résolution du problème direct. La différence de temps existant entre les temps de trajet théoriques et observés est ensuite calculée. (2) Dans un second temps, le modèle initial est modifié afin de minimiser les temps de trajet résiduels projetés le long de la trajectoire des rais. Pendant le calcul, le code FAST interpole les valeurs des résidus autour des rais afin de lisser le modèle selon les paramètres dit "de rugosité". Il s'agit donc de minimiser les temps résiduels associés à différents paramètres de mesure de la rugosité et permettant de calculer une perturbation que l'on ajoute au modèle initial afin de calculer un nouveau modèle. Ce processus est réitéré n fois jusqu'à obtention d'une erreur résiduelle (appelée "erreur-RMS", pour Root Mean Square) acceptable et expliquant un maximum des temps de trajets pointés sur les sections sismiques. C'est la résolution du problème inverse. Le modèle initial et le modèle final obtenus dans le cadre de ces travaux sont présentés sur la figure II.33. Le modèle initial contient la bathymétrie le long du profil, une interface simulant une position relative du Moho ainsi que des valeurs de vitesse au toit et à la base du modèle. Plusieurs géométries ont été testées pour le modèle initial, le modèle le plus satisfaisant étant obtenu pour une interface modélisant le Moho avec un pendage en direction du continent (Fig II.33.a). Lors de l'inversion avec le code tomographique FAST seules les premières arrivées pointées sur les 39 sismomètres de fond de mer ont été utilisées, l'intégration des stations à terre au modèle générant des instabilités du code. Les détails liés à cette inversion ainsi que les résultats obtenus sont présentés dans le Chapitre 4.

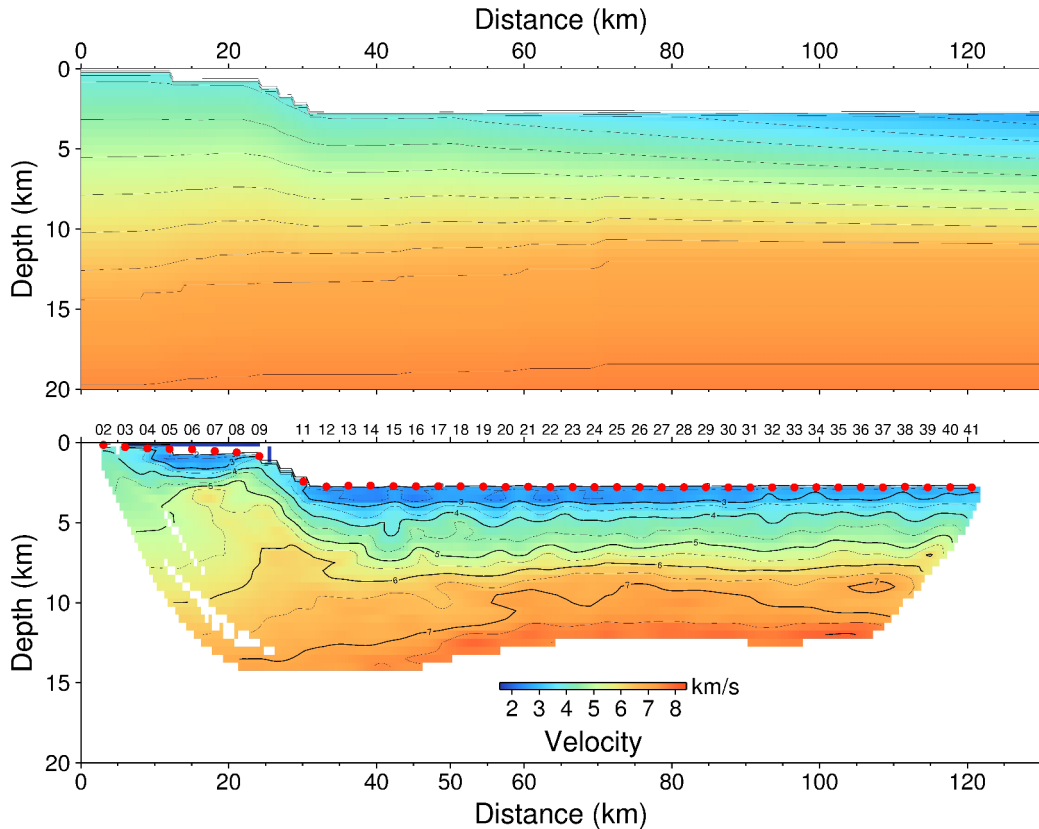


FIGURE II.33 – Tomographie des premières arrivées réfractées à partir des données issues des 39 OBS SPIRAL le long du transect Tipaza. Les lignes d'isovitesse (lignes noires) sont représentées tous les 0,5 km/s. En haut : le modèle de vitesse initial : En bas : le modèle de vitesse final obtenu après 7 itérations. Les numéros en haut du modèle correspondent aux numéros des OBS.

- Code PROFIT :

Le code PROFIT développé par Ivan Koulakov permettant de faire de la tomographie des premières arrivées a été testé sur nos données afin de comparer avec les résultats obtenus avec le code FAST. Malgré des objectifs communs (c.à.d. obtenir un modèle de vitesse en profondeur en minimisant le temps de trajet résiduel), la paramétrisation des deux outils est un peu différente. Par exemple la maille utilisée lors du calcul avec PROFIT n'est pas une maille carrée régulière mais une maille irrégulière où la quantité et l'espacement entre les nœuds vont pouvoir varier en fonction de la densité de rai tracés. Par exemple dans les zones où la densité de rai est faible la distance entre nœud est plus importante et inversement. La grille est construite lors de la première itération et reste fixe pendant les itérations suivantes. De plus, l'espacement entre nœuds dans la direction verticale et la direction horizontale ne sera pas non plus identique afin de prendre en compte la différence de résolution selon ces 2 directions. Le but n'étant pas ici de discuter des détails des codes de tomographie, pour plus de détails voir <http://www.ivan-art.com/science/PROFIT/>. Lors de l'inversion 14532 premières arrivées pointées sur les 39 OBS ainsi que sur les 11 stations à terre ont été utilisées. Le modèle initial

utilisé et le modèle final obtenu après 7 itérations sont présentés sur la figure II.34. L'erreur RMS de 0,065 obtenue lors de l'inversion est satisfaisant.

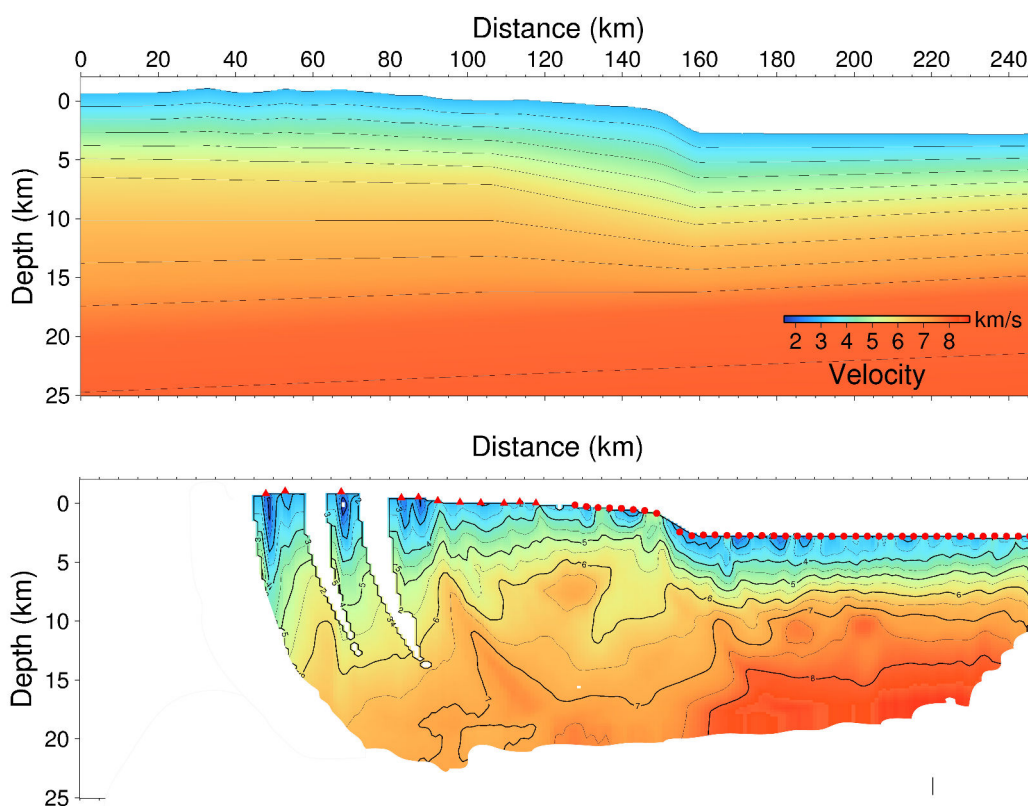


FIGURE II.34 – Tomographie des premières arrivées réfractées à partir des données issues des 39 OBS et de 11 stations à terre le long du transect Tipaza. Les triangles rouges indiquent la position des stations à terre et les cercles rouges les OBS. En haut : le modèle de vitesse initial. En bas : le modèle de vitesse final après 7 itérations.

- Estimation de la résolution :

Avant toute interprétation il est essentiel d'estimer la résolution obtenue sur nos modèles de vitesse afin d'avoir une idée de la dimension des structures pouvant réellement être imagées. La résolution diminuant avec la profondeur, il faut également pouvoir prendre en compte ces variations. La résolution des modèles de vitesse issus de la tomographie est classiquement évaluée à l'aide de tests "checkerboard" ou tests en damier. Cette méthode consiste à inverser les temps de trajet issus du modèle final avec un modèle d'anomalies de vitesse synthétiques en damier, alternativement positive et négative. Plusieurs dimensions d'anomalies sont testées afin de prendre en compte les variations de résolution dans l'espace. L'intensité des anomalies de vitesse utilisées ici est de plus ou moins 5%. Après inversion, le modèle de vitesse peut être considéré comme bien contraint, pour la dimension d'anomalie évaluée, là où les anomalies de vitesse sont reconstruites. Le principe de la méthode est illustré ici pour les tests faits sur le modèle de vitesse estimé à l'aide du code PROFIT. La figure II.35 présente les résultats de ces tests checkerboard. On observe que les anomalies de

vitesse sont bien reconstruites quelque soit la taille d'anomalie testée, jusqu'à une dimension de 3-5 km (horizontalement) sur 3 km (verticalement) dans la partie marine du profil (au delà de 125 km environ le long du profil) et pour une profondeur inférieure à 8-10 km environ (Fig II.35). Au delà de cette profondeur, la résolution du modèle diminue fortement puisque même les anomalies les plus étendues testées (10 km horizontalement et 15 km verticalement) ne sont pas reconstruites. Malgré l'intégration des stations à terre dans le code d'inversion, la partie à terre n'est pas bien contrainte par l'inversion du fait de l'absence de tir dans cette zone (tirs inverses). D'une façon générale, la résolution diminue fortement sur les bords du modèle où la densité de rais y est moins importante.

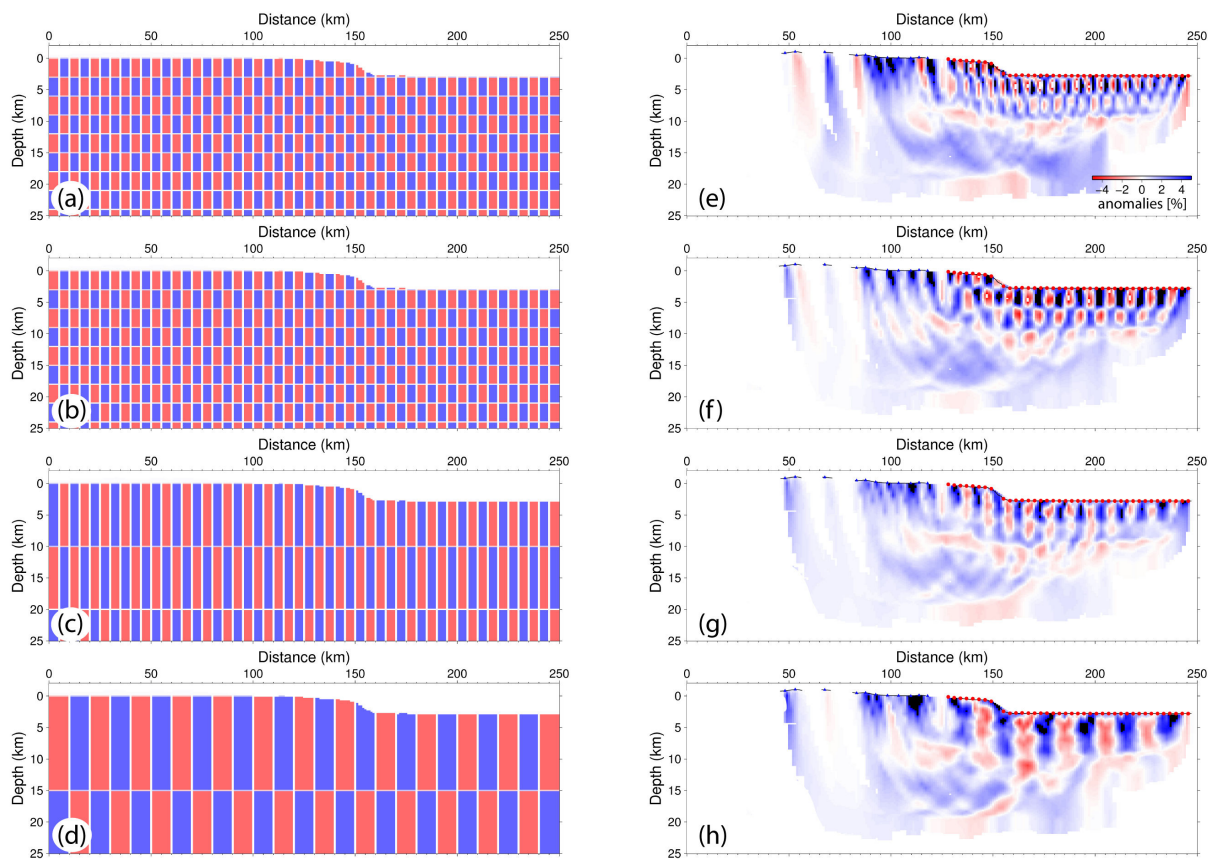


FIGURE II.35 – Résultat des checkerboard tests effectués sur le modèle de vitesse final obtenu à l'aide du code PROFIT. Les modèles de gauche représentent les modèles d'anomalies de vitesse synthétiques calculés pour des perturbations de vitesses de plus ou moins 5% pour différentes dimensions d'anomalies : (a) 3 km (distance) * 3 km (profondeur), (b) 5 km (distance) * 3 km (profondeur), (c) 5 km (distance) * 10 km (profondeur) et (d) 10 km (distance) * 15 km (profondeur). Les modèles de droite représentent les anomalies de vitesse reconstruites après 2 itérations pour chacune des dimensions d'anomalies testées.

b) Modélisation directe

- Code *XRAYINVR* [Zelt and Smith, 1992] :

L'objectif de la modélisation directe est comme pour l'inversion tomographique de déterminer un modèle de vitesses des ondes P à partir des données grand-angle. Cependant cette seconde méthode utilise un jeu de donnée plus important n'incluant pas uniquement les arrivées premières réfractées mais également les arrivées secondaires réfractées et réfléchies sur les différentes interfaces du sous-sol, et issues aussi bien des stations à terre que des OBSs. Le principe de la méthode est de construire un modèle caractérisé par des interfaces modélisant les couches du sous-sol à l'intérieur desquelles les vitesses sont définies. Les temps de propagation des ondes sismiques sont ensuite calculés dans le modèle par la méthode de tracé de rais et comme pour la tomographie, le but est de minimiser le temps de trajet résiduel existant entre les temps d'arrivées théoriques et les temps d'arrivées observés. Le modèle de vitesse utilisé dans ce code est composé (1) de plusieurs couches délimitées par des interfaces caractérisées par un certain nombre de nœuds de position (modèle en profondeur) et (2) de nœuds de vitesse. La méthode utilisée par *XRAYINVR* basée sur le principe d'essai-erreur consiste à modifier manuellement la position des interfaces en profondeur et les vitesses à l'intérieur des couches, jusqu'à obtention d'une erreur-RMS satisfaisante, expliquant un maximum d'arrivées observées (pointées) tout en conservant un modèle géologiquement acceptable. Le modèle est construit couche par couche depuis la couche la plus superficielle vers la couche la plus profonde. La géométrie des limites de couche est déterminée par les temps d'arrivées des ondes réfléchies sur ces interfaces mais également par l'intégration au modèle de couches pointées sur les données de sismique réflexion multitrace coïncidente et ajoutant une contrainte importante au modèle.

Les modalités de l'application de la modélisation directe *XRAYINVR* au transect de données grand-angle *SPIRAL* dans la région de Tipaza ainsi que les résultats obtenus sont présentées en détails dans le chapitre 3.

II.2.2 Tomographie sismique régionale (passive) à partir des données ISC (*International Seismological Center*)

La tomographie sismique régionale va permettre d'atteindre des objectifs beaucoup plus profond que la sismique grand-angle ou la sismique-réflexion. La structure du manteau, notamment au point de vue thermique, va définir des conditions plus ou moins favorables à l'initiation d'une subduction. Il est donc important d'avoir une idée de sa structure sous la marge algérienne.

La tomographie sismique régionale consiste à utiliser les temps d'arrivées des ondes émises lors des tremblements de terre (sismique passive) afin de caractériser les anomalies de propagation des vitesses sismiques dans la structure interne de la Terre. Ces anomalies vont ensuite pouvoir être interprétées en terme de variations de température, de densité ou encore de variations pétro-chimiques.

Dans le cadre de ces travaux le code de tomographie régionale développé par **Koulakov et al.** (2009) a été utilisé pour réaliser une tomographie régionale centrée sur la marge algérienne. Ce code permet d'utiliser l'ensemble des temps de trajet des ondes P et S disponibles dans la base de données du Centre Sismologique International (ISC). L'intérêt de ces données est qu'elles couvrent une longue période temporelle et permettent une couverture globale de la Terre. La dispersion des sources sismiques (séismes) à travers la Terre va permettre, contrairement aux méthodes de sismique active vues précédemment, d'atteindre des profondeurs d'investigation de l'ordre de 800 km. Par ailleurs, des erreurs de relocalisation des séismes peuvent persister sur ces données globales de part la simplification des méthodes utilisées. Les sources sismiques ont donc été relocalisées dans un premier temps à l'aide de l'algorithme proposé par **Koulakov and Sobolev** (2006). Ce code prend en compte les reliefs en surface, l'éllipticité de la Terre et la profondeur du Moho lors de la relocalisation. Le code de tomographie régionale a alors permis de construire des cartes d'anomalies de propagation de vitesses des ondes P et S en profondeur sous Méditerranée occidentale, notamment sous la zone du Nord Maghreb, ainsi que des coupes de ces anomalies en profondeur.

Les méthodes sismiques sont les outils les plus adaptées à l'étude de la structuration superficielle et profonde des marges continentales. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, la marge algérienne présente un certain nombre de caractéristiques qui font d'elle un des rares sites potentiels au monde, où les conditions favorables à l'initiation d'une zone de subduction sont réunies. Les résultats obtenus au cours de ces travaux seront présentés selon deux grands objectifs qui sont la détermination (1) de la structure profonde de la marge dans le secteur de Tipaza (chapitre 3), et (2) de la structuration interne du haut topographique offshore de Khayr-al-Din (chapitre 4).

Chapitre III

STRUCTURE PROFONDE DE LA MARGE CENTRE ALGERIENNE

III.1 Introduction	105
III.2 Geological setting	108
III.2.1 The Algerian margin	108
III.2.2 Sector of the Khayr-al-Din Bank (KADB)	112
III.3 Seismic data	114
III.3.1 Data acquisition	114
III.3.2 Multichannel Seismic Data (MCS) data & processing	115
III.3.3 Seismic velocity modeling of the wide-angle seismic data	117
III.3.3.1 Data quality and preprocessing of the wide-angle seismic data	117
III.3.3.2 First arrival tomographic inversion	119
III.3.3.3 Forward modeling	120
III.3.3.4 Error analyses	121
III.4 Results	126
III.4.1 Structure of the sedimentary units	126
III.4.2 Structure of the crust and upper mantle velocities	127
III.4.3 Nature of the crust	128
III.4.4 Sedimentary and crustal geometry at the margin foot	129
III.5 Discussion	129
III.5.1 Deep structure of the Algerian margin and its basin (sector of Tipaza)	129
III.5.1.1 Continental crust (Domain 1)	130
III.5.1.2 Oceanic crust in the deep basin (Domain 3)	130
III.5.1.3 Ocean-continent transition (Domain 2)	131
III.5.2 Comparison with other continental margins	132
III.5.3 New evidence for tectonic reactivation?	136
III.6 Conclusions	137

Chapitre III. STRUCTURE PROFONDE DE LA MARGE CENTRE ALGERIENNE

Suite au traitement des données de sismique-réflexion et grand-angle, la première étape indispensable pour comprendre les modalités de la réactivation sur la marge centre algérienne, a été de déterminer la structure profonde de la marge algérienne, c'est à dire : (1) la nature et l'épaisseur de la croûte dans le bassin algérien, (2) la nature et les dimensions de la zone de transition océan-continent (TOC ou OCT en anglais) et (3) la nature et la géométrie profonde du haut topographie sous-marin de Khayr-al-Din présent dans le secteur. La caractérisation de la TOC est d'une importance majeure, puisque d'une part, elle témoigne des conditions lors de la rupture continentale, d'autre part elle va constituer une zone de faible où la déformation compressive récente va potentiellement être focaliser. Sa localisation sera donc importante dans un second temps, pour comprendre l'évolution latérale et longitudinale des structures le secteur de Tipaza (voir chapitre 4).

La structure profonde de la marge présentée dans ce chapitre, s'appuie essentiellement sur les résultats issus de la modélisation des vitesses sismiques à partir des données de sismique grand-angle le long du grand transect terre-mer. Ces résultats sont présentés et discutés dans l'article intitulé "Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria" soumis à la revue "*Journal of Geophysical Research*" qui fera l'objet de ce chapitre, écrit de ce fait en anglais.

Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria

A. Leprêtre ¹, F. Klingelhoefer ², D. Graindorge ¹, P. Schnurle ², M. O. Beslier ³, K. Yelles ⁴, R. Bracene ⁵, J. Déverchère ¹

1. *Domaines océaniques, UMR 6538, Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale, place Nicolas Copernic, Plouzané, France*
2. *Département of Marine Geosciences, Ifremer, Plouzané, France*
3. *Université de Nice Sophia-Antipolis, CNRS (UMR 7329), Observatoire de la Côte d Azur, Géoazur, 250 rue Albert Einstein, Sophia-Antipolis 06560 Valbonne, France*
4. *Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique, et Géophysique (C.R.A.A.G.), Route de l'Observatoire, BP 63, Bouzareah, Algiers, Algeria*
5. *SONATRACH Exploration, avenue du 1^{er} Novembre, Boumerdès, Algeria*

Abstract

The origin of the Algerian margin remains one of the key questions still discussed in the Western Mediterranean sea, due to the imprecise nature and kinematics of the associated basin during the Neogene. For the first time, the deep structure of the Maghrebian margin was explored during the SPIRAL seismic survey. In this work, we present a N-S transect off Tipaza (West of Algiers), a place where the margin broadens due to a topographic high (Khayr-Al-Din Bank). New deep penetration seismic profiles allow us to image the sedimentary sequence in the Algerian basin and the crustal structure at the continent-ocean boundary. Modeling of the wide-angle data shows thinning of the basement from more than 15 km in the continental upper margin to only 5-6 km of oceanic-type basement in the Algerian basin and, hence reveals a very sharp or absent transitional zone. Analysis of the deep structure of the margin indicates features inherited from its complex evolution : (1) an oceanic-type crust including slightly high velocities (7.2-7.3 km/s), (2) similarities with margins formed in a transform-type setting, (3) a progressive deepening of the whole sedimentary cover and the thickening of the Plio-Quaternary sediments at the margin foot, coeval with (4) a downward flexure of the basement. These features argue for (1) a multiphased formation of the margin, including an early stage of rifting and/or spreading followed by a possible late transcurrent episode related to the westward migration of the Alboran domain, and (2) a diffuse Plio-Quaternary compressional reactivation of the margin.

III.1 Introduction

Research on continental passive margins is largely focussed on the understanding of rifting processes and mechanisms of lithosphere thinning leading to the continental break-up and late to the

Chapitre III. STRUCTURE PROFONDE DE LA MARGE CENTRE ALGERIENNE

oceanic spreading. The way in which continental margins exhibit various structural styles according to the setting of the rifting, the inheritance, the magmatic supply and/or the mantle conditions during their formation is well studied. Nevertheless, during the rifting and/or the subsequent oceanic spreading stage, those factors together with the geodynamical setting, may evolve, conferring to the margins a complex structure.

The Algerian passive continental margin North Africa presents one of only a few examples of a passive margin formed in a back-arc environment, which undergoes current compression [Serpelloni et al., 2007] and is proposed to be reactivated in the present-day setting [Yelles et al., 2009]. Although rifting in back-arc basins might be different in some points from cratonic rifting, the mechanics of actual fracturing of the continental crust remains similar. The main difference between back-arc and cratonic rifting is the presence of a subducting slab in the mantle beneath the back-arc basin. Back-arc basins are therefore proposed to be underlain by "abnormal" hydrous mantle material at the mantle edge, which produces the arc volcanism and may influence the spreading conditions [Currie and Hyndman, 2006].

Combined wide-angle and deep reflection seismic data provide insight into the deep crustal structure of the margin as well as the stratigraphic sequence of the basins. Together these data can be used to determine the degree of symmetry of rift structures, the nature of the ocean-continent transition zone and thus address fundamental questions concerning the mechanisms of rifting, the potential influence of a back-arc environment, as well as possible multiphased evolution of margins, including compressional reactivation.

The genesis and evolution of the Algerian margin is linked to the geodynamics of the Oligo-Miocene Western Mediterranean back-arc basins. While the opening histories of the neighbouring basins (Liguro-Provençal and Tyrrhenian basins, Fig III.1) are fairly well understood today, the mechanisms for opening the Algerian basin are still controversial, concerning : (1) the rifting processes (asymmetric, symmetric), (2) the rate and direction of opening, and (3) the post-rift evolution including possible migration of the Alboran block.

Three major steps of evolution are however generally accepted for the Algerian margin : (1) Miocene rollback of the Tethyan subduction zone associated with back-arc extension [Rehault et al., 1984; Lonergan and White, 1997; Gueguen et al. 1998], (2) opening of the Algerian basin [Mauffret et al., 2004; Schettino and Turco, 2006], (3) collision of an European inner domain with the African margin [Frizon de Lamotte et al., 2000], [Mauffret et al., 2004; Schettino and Turco, 2006], even if the discussion on exact timing and geometrical terms of these steps remains open.

Beyond its complex evolution, another specificity of the Algerian margin (Fig III.1) is that it is neither an active margin nor a purely passive margin. Located at the limit of the African and European plates, it is a rare example of an undergoing transfer from a plate boundary to another [Serpelloni et al., 2007], with the end of the Tethyan subduction at Miocene time towards the

possible inception of a new subduction zone in the North Algerian domain [**Auzende et al.**, 1972; **Domzig et al.**, 2006a; **Yelles et al.**, 2009].

Shortening and deformation associated with the African-European convergence are evidenced confirmed by recent kinematic studies in the North African domain [**Nocquet and Calais**, 2004; **Serpelloni et al.**, 2007]. Offshore, previous work [**Déverchère et al.**, 2005; **Domzig et al.**, 2006a; **Yelles et al.**, 2009] yield evidence for a recent compressional phase in the eastern and central margins, suggesting south-dipping blind thrusts at depth, an opposite vergence to the Miocene suture. However, reverse faulting is only suggested by the superficial deformation imaged by recent high resolution seismic which do not penetrate deeply enough to image the root of the deforming zones.

The present-day structure of the Algerian margin is therefore the result of a complex and multi-phased history. Moreover, the deep geometry of the Maghrebien margin is still poorly known, hence the SPIRAL (Sismique Profonde et Investigations Régionales en ALgérie) project was launched in September 2009 in collaboration between Algerian scientific institutions (SONATRACH, CRAAG and DGRSDT) and French Research organizations (CNRS, Ifremer, IRD and Universities) in order to investigate the deep crustal structure offshore and onshore. Specifically, new wide-angle seismic transects together with coincident Multi Channel Seismic data provide the first constraints on the margin deep structure, on the nature of the ocean-continent transition (OCT), on the Algerian basin nature and on the recent compressive reactivation at crustal scale.

Because of its setting, the Central Algerian margin (Tipaza region, west of Algiers) is a key area to attempt the reconstruction of the tectonic evolution in this southern part of the Western Mediterranean sea and to understand the modification of passive margins by reactivation processes. Indeed, this study area should have recorded slab rollback and the related back-arc opening, the Internal Zones collision with Africa as well as the subsequent margin reactivation. Furthermore, it is the only place where a large-scale tilted block, called the Khayr-al-Din bank and inherited from the rifting stage, is proposed to be present [**El Robrini**, 1986; **Domzig et al.**, 2006a; **Yelles et al.**, 2009; **Strzeczynski et al.**, 2010].

Then, among the major unsolved questions, we would like to address the following points : (1) What are the nature and thickness of the basement of the Algerian basin ? (2) Where is the ocean-continent transition, and what is its origin and composition ? (3) What is the nature and deep geometry of the Khayr-al-Din bank ? (4) Is there evidence for deep markers of the margin reactivation ? (5) What are the implications of these results on the model for the evolution of the Algerian basin and its southern margin ?

To address these points, we present the first results from a first deep seismic transect across the Central Algerian margin based on tomographic inversion and forward modeling of a wide-angle seismic transect with a coincident multichannel seismic profile, and compare it with other margins of the Western Mediterranean sea and the Atlantic ocean.

III.2 Geological setting

III.2.1 The Algerian margin

The Algerian margin corresponds to the plate boundary between the European and African plate. It is bounded to the north by the Algerian basin and to the south by an Alpine-type belt called Maghrebide (called the "Tell" North Algerian, Fig III.1), resulting from the subduction and the closure of the Tethyan ocean under the European plate in Miocene time [**Auzende et al.**, 1973 ; **Frizon de Lamotte et al.**, 2000].

The evolution of the Algerian margin is closely related to the rollback of the Tethyan slab and the related back-arc opening of the Western Mediterranean basins (Fig III.1). There is a general consensus for an opening of the Algero-Provençal basin during late Oligocene-early Miocene times, in a back-arc position behind the Tethyan subduction [**Jolivet and Faccenna**, 2000 ; **Gelabert et al.**, 2002 ; **Speranza et al.**, 2002]. In early Miocene, the stretching of the European plate is assumed to induce the drifting, spreading and finally the collision of parts of a continental block, the Internal Zones, called AlKaPeCa (for Alboran, Kabylies, Peloritan, Calabria ; **Bouillin**, 1986) with the African continent (Fig III.1.a). Currently, those Internal blocks are scattered around the Western Mediterranean basin, part of them being accreted along the Algerian margin such as the Kabylean blocks (Fig III.1).

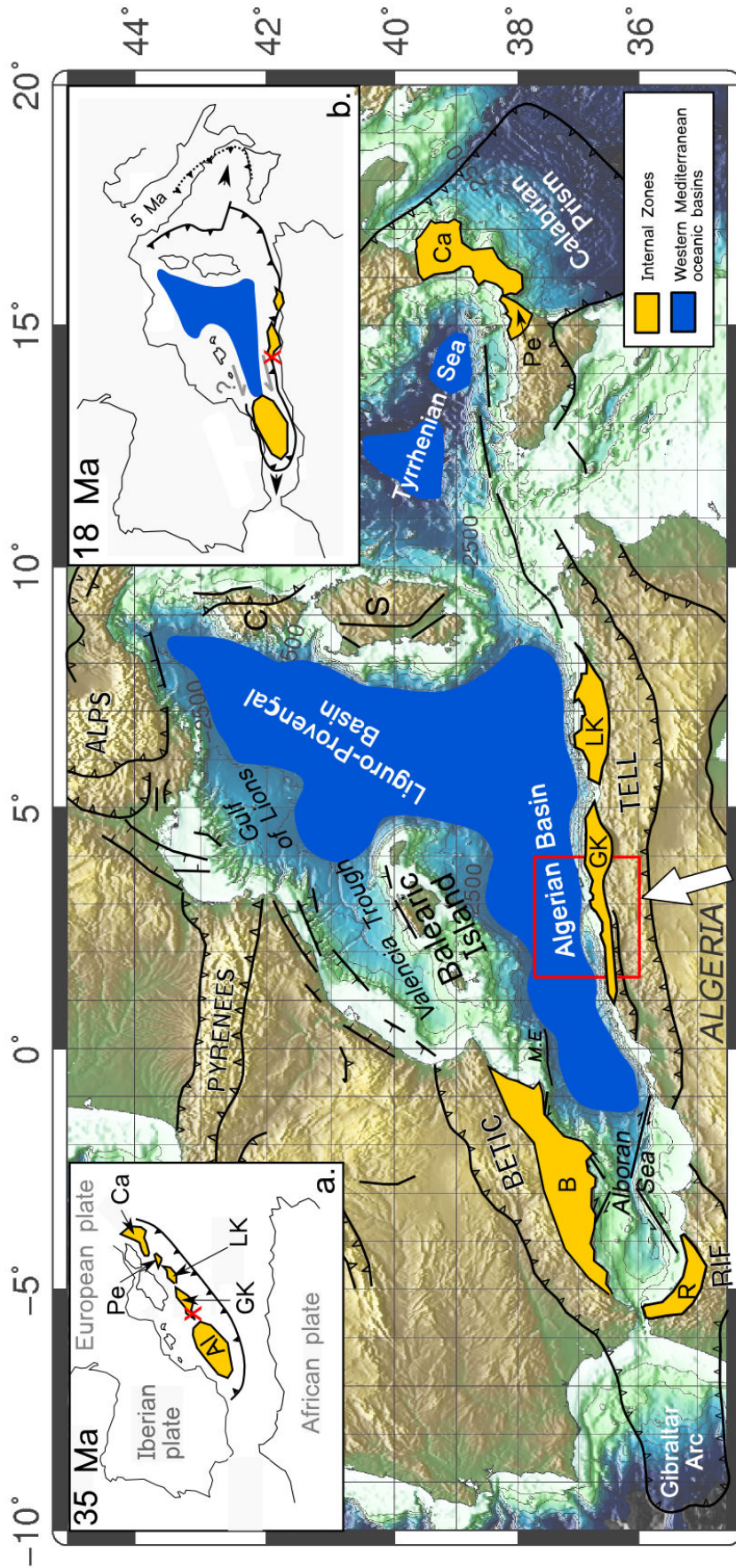


FIGURE III.1 – Present day tectonic map of the Western Mediterranean area. Bathymetry and topography are from ETOPO1 1-minute Global relief (www.ngdc.noaa.gov). Major tectonics feature are from *Frizon de Lamotte. al* (2000) and *Billi et al.* (2011). The white arrow shows velocity of the African plate relative to the stable European plate ($\sim 5 \text{ mm/y}$) from GPS measurements [*Nocquet and Calais*, 2004]. The red cadre localised the figure 2. The two insets a and b show the Western Mediterranean setting at 35 Ma (inset a) and at 18 Ma (inset b) simplified and modified from *Loneragan and White* (1997), with the Internal Zones migration behind the Tethyan subduction front, and the associated back-arc opening of the Algerian basin. The red cross localised the approximative position of our study area at those steps. C : Corsica, S : Sardinia, GK : Great Kabylia, LK : Littre Kabylia, Pe : Pelorian, Ca : Calabria, Al : Alboran, B : Betic, R : Rif, M.E : Mazarron Escarpment.

Chapitre III. STRUCTURE PROFONDE DE LA MARGE CENTRE ALGERIENNE

Models of opening of the Algerian basin remain controversial regarding the kinematics and the nature of the margins : (1) Some authors promote an opening of this basin at the rear of a double subduction toward the west (Alboran) and the east (Calabria) [**Malinverno and Ryan**, 1986 ; **Lonergan and White**, 1997], after the Kabylia collision with the African plate (18 Ma), resulting into a dominant E-W opening between 16 and 8 Ma behind the Gibraltar arc rollback and Alboran block migration toward the west [**Mauffret et al.**, 2004]. The westwards migration of the Alboran block [**Mauffret et al.**, 2004] would have induced a left-lateral deformation along the Western and Central Algerian margins and right-lateral deformation along the Balearic Promontory [**Cammerlenghi et al.**, 2009](Fig III.1.b). (2) Other authors propose an older NW-SE opening of the Algerian basin behind the retreating of a subduction zone toward the S-SE, whereas no significant displacement (i.e., less than ~ 200 km) of the Alboran block is considered [**Gueguen et al.**, 1998 ; **Gelabert et al.**, 2002 ; **Lonergan and White**, 1997 and **Schettino and Turco**, 2006]. Whatever model chosen, the westernmost Algerian margin can be assumed to represent a pure strike-slip type margin [**Domzig et al.**, 2006a] having formed as a STEP-fault system [Subduction-Transform Edge Propagator, **Govers and Wortel**, 2005].

The Algerian margin and basin are then marked by a major salinity crisis at Messinian times, that affected the whole Western Mediterranean domain and surrounding margins ($\sim 5.96 - 5.32$ Ma, **Hsü et al.**, 1973 ; **Gautier et al.**, 1994 ; **Krijgsman et al.**, 1999). This event resulted into the progressive closure of the connection between the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea responsible for a total sea-level fall of more of 1500 m [**Ryan and Cita**, 1978]. It led to an intense erosion of the basin margins, the accumulation of erosional products in the down-slope domain [**Savoie and Piper**, 1991 ; **Sage et al.**, 2005] and the deposition of thick evaporitic Messinian sequences in the deep Mediterranean basin [**Montader et al.**, 1970 ; **Hsü et al.**, 1973 ; **Lofi et al.**, 2011a] responsible for a marked salt tectonics. The Messinian units form a good temporal seismic marker, easily recognizable in the Mediterranean area.

The Plio-Quaternary period is then marked by the tectonic inversion of the Algerian margin. This major tectonic episode is still in progress, and contributes to the general structure of the Algerian margin. Recent kinematic studies indicate a present-day shortening associated with the NW-SE [**Stich et al.**, 2006] convergence between the African and European plates of about 5-6 mm/y at the longitude of Algiers [**Nocquet and Calais**, 2004] (Fig III.1). A significant part (between 1.6 mm/y and 2.7 mm/y) of the deformation may currently occur offshore Algeria [**Serpelloni et al.**, 2007 ; **Meghraoui et al.**, 1996 respectively], and even farther north in the SE Iberian margin [**Maillard and Mauffret**, 2011].

Contractional deformation is supported by the existence of dominantly reverse-type fault plane solutions, as exemplified during earthquakes of Chenoua ($M_w = 6.0$, 1989 ; **Bounif et al.**, 2003), Ain Benian ($M_w = 5.7$, 1996) and Boumerdès ($M_w = 6.8$, 2003 ; **Belabbès et al.**, 2009a) (Fig III.2).

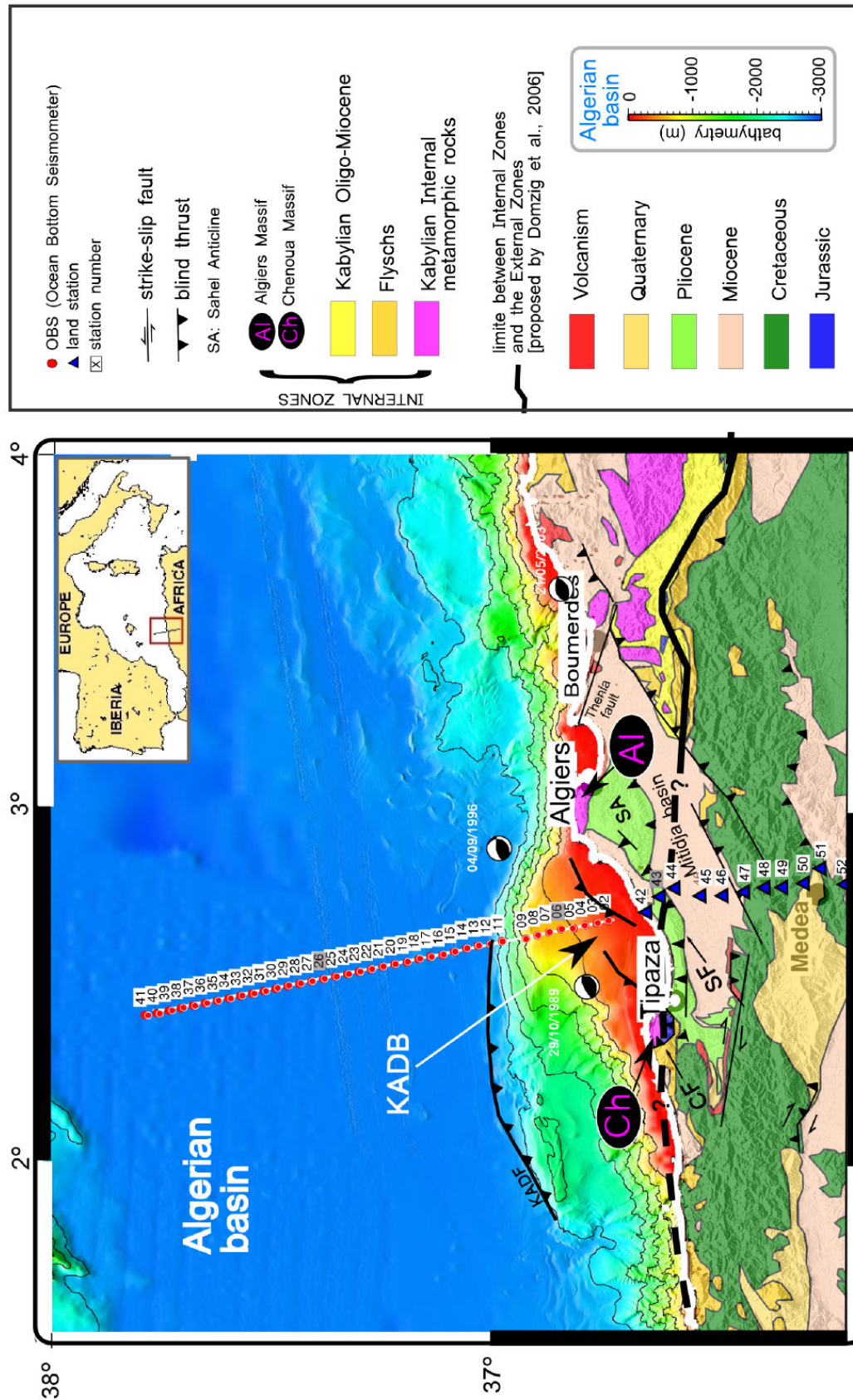


FIGURE III.2 – Localisation of the wide-angle seismic in the Bou Ismail Bay, sector of Tipaza. OBS positions are marked by red circles and the land stations by blue triangles. Number of the stations shown on the figure 6 are shaded. The multichannel seismic profile Spi06 offshore is localised with a white line. The geological and tectonics framework on land is extracted from *Yelles et al.* (2009).

Chapitre III. STRUCTURE PROFONDE DE LA MARGE CENTRE ALGERIENNE

In recent papers, authors describe east and west of Algiers offshore active structures as folds and south-dipping blind thrusts [Domzig et al., 2006a; Déverchère et al., 2005; Yelles et al., 2009; Strzeczynski et al., 2010], one of them being tentatively related to the destructive Boumerdes earthquake in May 2003 and attesting for the recent compressional reactivation of the margin (Fig III.2). The inversion of the Algerian margin is still an active process and the North African margin could represent an early stage of incipient subduction, as first suggested by Auzende et al. (1972) and later by Yelles et al. (2009) and Strzeczynski et al. (2010) based on recent studies conducted on the Khayr-al-Din bank, a bathymetric high in the region of Tipaza (Fig III.2). This area is thus assumed to have recorded all the tectonic episodes that have affected the Algerian margin, from the rollback of the Tethyan slab to the recent compressional reactivation of the margin.

III.2.2 Sector of the Khayr-al-Din Bank (KADB)

West of Algiers, the continental shelf and thus the continental margin significantly widens and forms the bathymetric high of the Khayr-al-Din Bank (KADB, Fig III.2). This structure extends over ~ 80 km in a roughly E-W direction and 45 km in a N-S direction, overlooking the deep basin of about 2000 m depth (Fig III.2). The northern KADB limit shows a steep slope with a basinward dip of about $\sim 12^\circ$ (Fig III.3.a). It is bordered onshore by the Sahel structure and the Chenoua and Algiers Internal massifs to the west and the east respectively (Ch and Al, Fig III.2), and to the north by the deep Algerian basin.

The KADB was investigated recently using morphological and high-resolution seismic data [Maradja 2003 and 2005 cruises, Déverchère et al., 2005; Domzig et al., 2006a; Yelles et al., 2009; Strzeczynski et al., 2010] and is interpreted as a tilted block inherited from the rifting of the Algero-Provençal basin, firstly suggested by El Robrini (1986). It is also assumed to represent relics of the Kabylia basement, originally a part of the Internal Zones, and the offshore extension of the Chenoua and Algiers internal massifs which outcrop onshore [Domzig et al., 2006a; Strzeczynski et al., 2010] (Fig III.2).

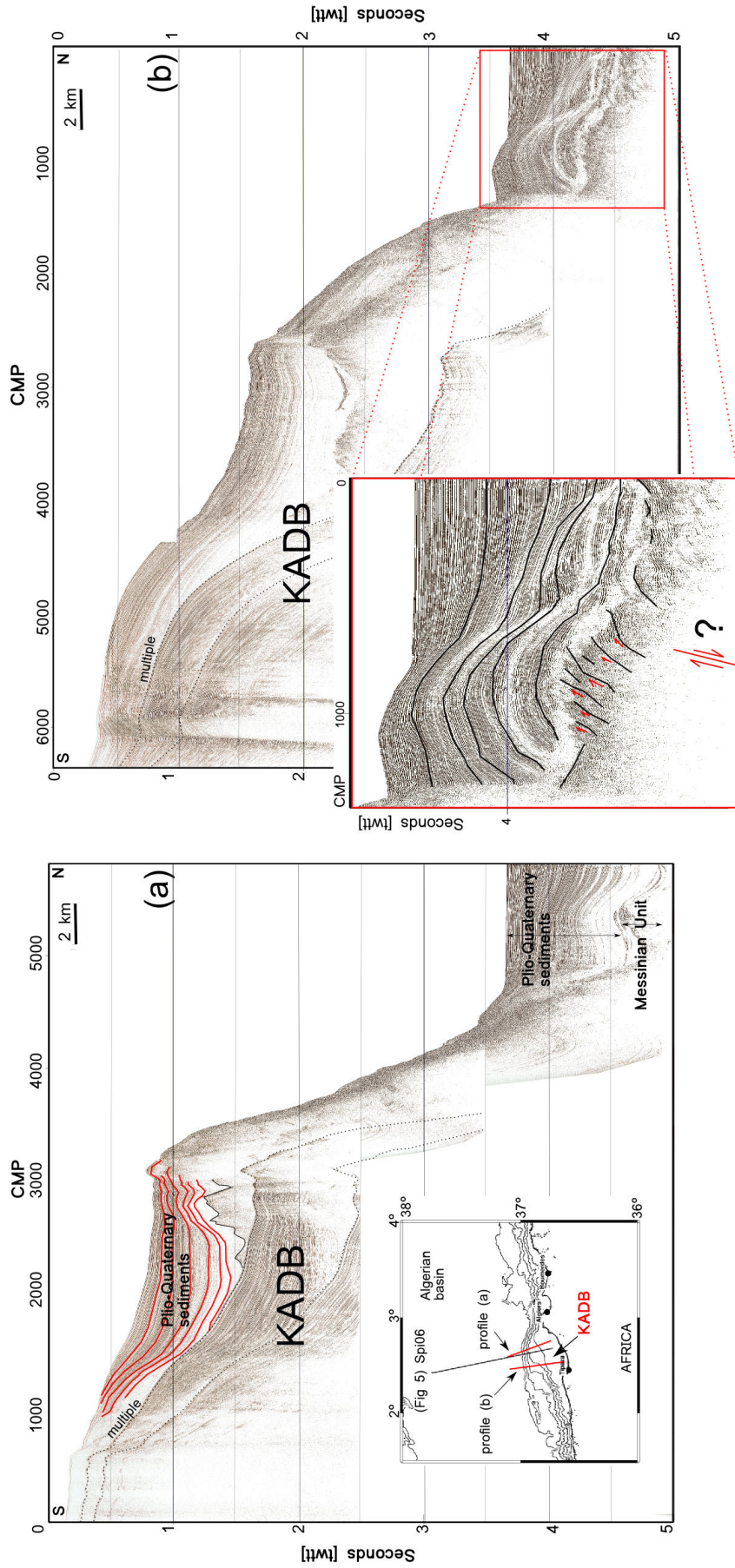


FIGURE III.3 – High resolution seismic profiles from the MARADJA cruise (2003) across the Khayr-al-Din banc [modified after *Yelles et al.* 2009] (vertical exaggeration : 9). The position of each line is indicated by red lines on the map and the deep seismic profile SPIRAL Spi06 is indicated by the black line. The inset shows a compressive bulge at the foot of the margin interpreted by *Yelles et al.* (2009), which is assumed to be related to the presence of south-dipping blind thrust beneath the KADB.

Evidence for the recent compressive frame is indicated by the presence of an asymmetric ~ 100 m high bulge at the foot of the slope visible in the morphology and imaged by seismic reflection profiles from the MARADJA cruise (Fig III.3.b). The asymmetric steeper northern flank of the bulge and the associated basement uplift could be controlled by an active south-dipping thrust system located beneath the Khayr-al-Din bank, although this structure is not directly imaged [Domzig et al., 2006a; Yelles et al., 2009] (Fig III.3.b). In North Algeria, structures inherited from the Miocene phase are generally characterised by a southward vergence like the Miocene suture bordering the Internal Zones to the South, whereas newly formed reverse structures from the reactivation exhibit an opposite northward vergence [Yelles et al., 2009; Déverchère et al., 2005] (Fig III.2).

III.3 Seismic data

III.3.1 Data acquisition

One wide-angle seismic profile close to Tipaza and the coincident MCS cross-section Spi06 are presented in this work (Fig III.2). Deep seismic data were acquired during the SPIRAL cruise conducted on the R/V L'Atalante (IFREMER) in October-November 2009. Thirty-nine four-component ocean bottom seismometers (OBS) spaced every 3 km were deployed along the 120 km NNW-SSE profile across the western Algerian margin (Bou Ismail bay) offshore and 23 land stations were deployed on land, extending the marine transect by 110 km. The profile is crossing the deep basin, the Khayr-al-Din bank, the Sahel structure, and the Mitidja basin (Fig III.2).

Two different seismic sources were used during the cruise in order to achieve two objectives : (1) The MCS profile Spi06 coincident with the wide-angle line off Tipaza presented in this study was acquired using a seismic airgun array of 13 airguns of various volumes (synchronized on the first bubble) to generate 2299 shots of low frequency (maximum frequency of ~ 70 Hz) to allow for a deep penetration of the seismic signal [Avedik et al., 1993]. The source provided a total volume of 3040 in³, with an inter-shot of 20 s leading to 50 m spacing. The objectives here were to increase the seismic coverage to allows better processing results. (2) For the wide-angle acquisition, a seismic airgun array composed of 8 airguns of 16 L and 2 airguns of 9 L was used to generate 751 low frequency shots, synchronized on the first peak. The source provided a total volume of 8909 in³, with an inter-shot of 60 s leading to 150 m spacing. Simultaneously with the wide-angle acquisition, the coincident MCS profile Spi25 was acquired. All the MCS profiles were recorded, using the 4.5 km streamer of Ifremer composed of 360 channels of 12.5 m interval each. Seismic data were recorded with a sample rate of 4 ms.

III.3.2 Multichannel Seismic Data (MCS) data & processing

The SPIRAL seismic sources were chosen to image deep targets such as the top and the base of the crust, the OCT or the deep rooting of the structures. Therefore, the deep penetrating and low frequency MCS dataset is complementary to the high-resolution and superficial data acquired during the MARADJA cruises (2003 and 2005), and were used to image deep structures underneath the salt layer (Fig III.4 and Fig III.5).

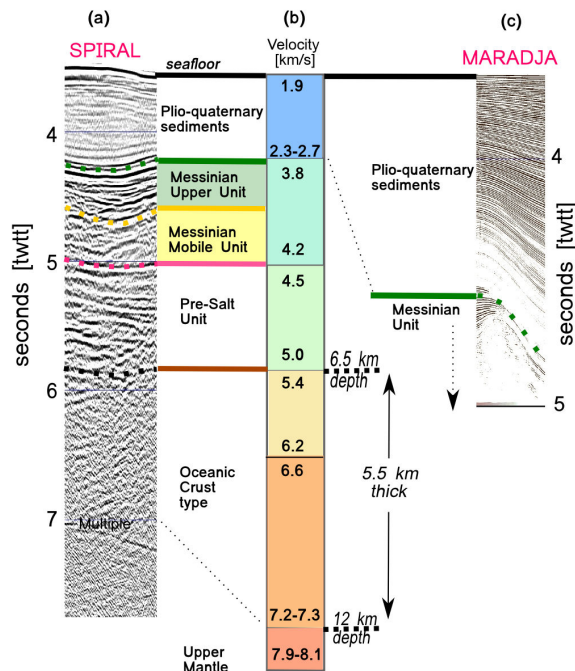


FIGURE III.4 – (a) Stratigraphic units identified on the line Spi06 in the deep Algerian basin, (b) its correlations with velocities from the velocity forward modeling (this study), and with (c) high seismic reflection data from the MARADJA cruise (profile a, Fig III.3).

A first quality control was undertaken on groups of traces using the “SISPEED” software, and further processing of the MCS data was then performed using the GEOCLUSTER software. The processing sequence included external and internal mutes, spherical divergence correction, bandpass filtering (3-5-95-105 Hz) and dynamic corrections. Two consecutive velocity analysis were conducted every 200 CMP (Common Mid Point) leading to the final stack. The last processing step was the application of a FK migration on the data using a constant 1550 km/s water velocity. The profile Spi06 exhibits a higher resolution than the profile Spi25 due to the higher frequencies of the source. Therefore the MCS interpretation presented in this paper is based on the profile Spi06 whereas interfaces from MCS data integrated during the forward modeling (see the next section) were picked on the profile Spi25 to avoid even minimal, differences in time and/or space between MCS and wide-angle arrival time. The wide-angle data help geological interpretation of the crust by providing deeper and complementary informations such as V_p on the structure of the margin.

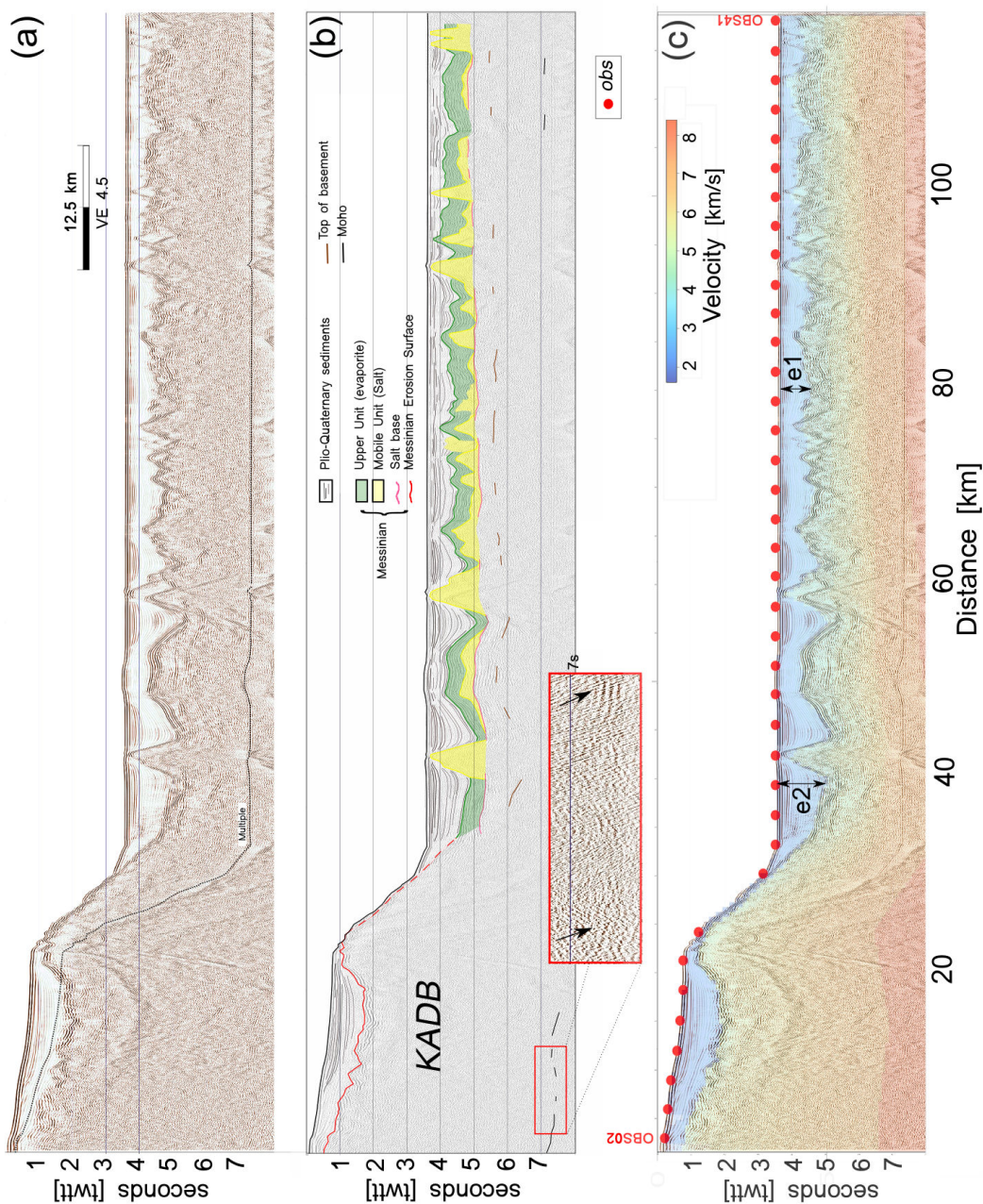


FIGURE III.5 – (a) Time migrated multichannel seismic profile Spi06. (b) The corresponding line drawing showing the deepening of both the top and the base of the Messinian units and several deep reflections. The inset shows deep reflection of low amplitude corresponding probably to the Moho discontinuity beneath the KADB at 7.2-7.5 seconds, and (c) section Spi06 with velocities from forward modeling (Fig III.8) converted in time underlain. KADB : Khayr-al-Din bank. Plio-Quaternary sediment thicknesses presented in the section 4.3 are estimated using the forward model in "e1" and "e2" (see details in the text).

III.3.3 Seismic velocity modeling of the wide-angle seismic data

Tomographic inversion, using the first arrivals picked on the 39 OBS sections (Fig III.6 and Fig III.7) was conducted in order to obtain a first P-wave velocity model. Later on, the refraction data were also modeled using forward modeling techniques taking into account first arrivals as well as secondary arrivals from OBS and land-stations, and reflectors picked from the coincident multichannel seismic section (Fig III.8).

III.3.3.1 Data quality and preprocessing of the wide-angle seismic data

OBS data were corrected for the clock-drift, and seafloor positions were calculated using the direct water-wave. A pre-processing sequence was applied to all data (land stations and OBS) in order to increase the signal-to-noise ratio and to better image the far-offset arrivals. This sequence is composed of a deconvolution whitening, a 3-17 Hz butterworth filter and an automatic gain control.

The OBS data acquired along the Tipaza profile show a good quality, with a better signal-to-noise ratio on the vertical geophone component than on the hydrophone. The OBS sections show clear sedimentary (Ps1, Ps2, Ps3) and crustal arrivals (Pg1, Pg2) and deep arrivals from the upper mantle (Pn) are identifiable ($V_p \geq 7.6 \text{ km/s}$) up to offset beyond 50 km for some OBS (Fig III.6.a and Fig III.6.d). Sedimentary reflections (PsP1, PsP2) as well as reflections from the top of the basement (PgP) are clearly observed in the deep basin. Moho reflections (PmP) are not always easy to discern even after applying the pre-processing sequence, in the deep Algerian basin. The correspondence between phase picked and phase names are presented in the table III.1. Wide-angle data acquired in the deep basin are rather homogeneous but data recorded close to the coastline show significant lateral variations probably induced by the strong changes in the bathymetry and by lateral structural variations especially coming from the crustal part of the profile (Fig III.6.a and Fig III.6.d).

Among the 23 land stations deployed, only 11 exhibit a sufficiently good quality to allow picking identification of arrivals. Most of them are located close to the coastline (Fig III.8). Land station sections do not show sedimentary arrivals because of the large distance between the station and the closest shot, but only deep arrivals PmP, Pg (Fig III.6.g). Pn arrivals from the upper mantle were not recorded by the land stations.

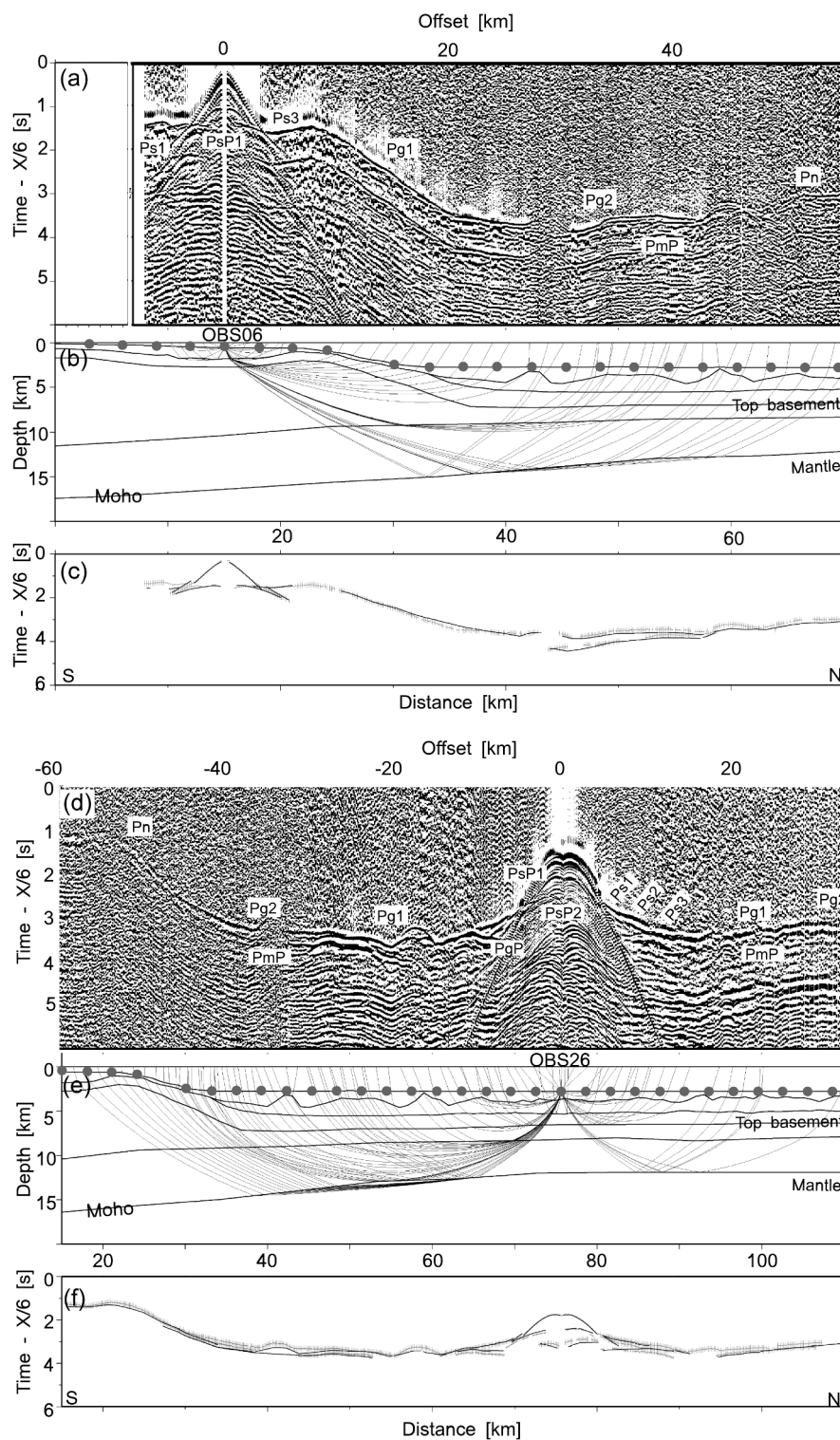


FIGURE III.6 – Three example of representative record sections (wide-angle data) : the OBS 06 on the upper margin (top), the OBS 26 in the deep basin (middle), and the land station 43 (bottom). The three stations are shaded in Figure 2. All the examples correspond to the vertical component recording, represented with a 6 km/s velocity reduction. (a), (d) and (g) are the seismic sections. (b), (e) and (h) the corresponding ray paths in the forward model (Fig III.8). (c), (f) and (i) the observed travel-time picks (thick grey lines) and calculated travel times (thin black lines) in the forward model.

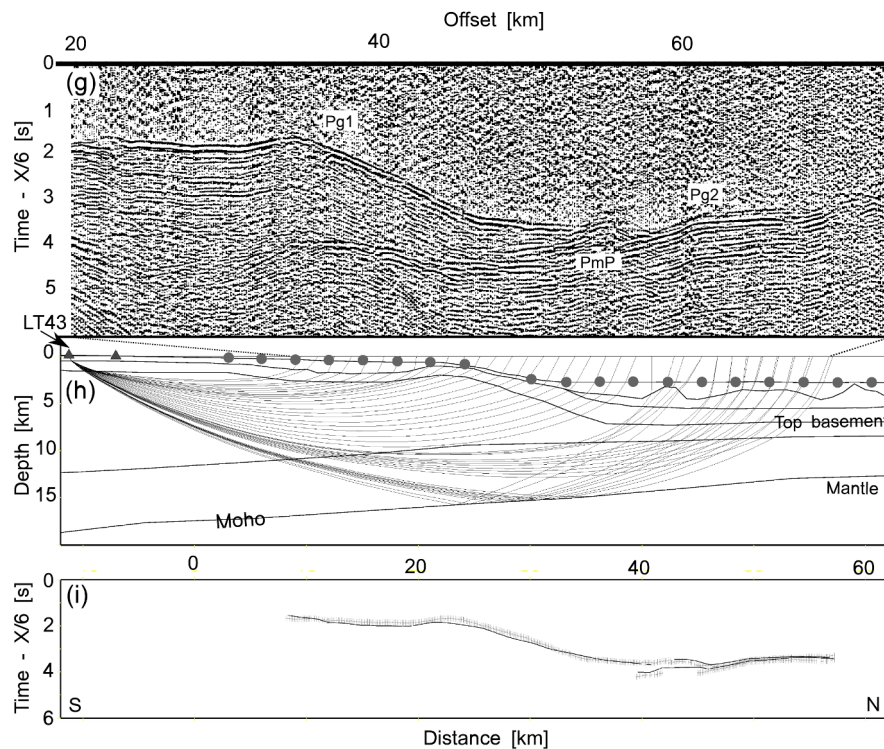


FIGURE 1.6 - (continued)

III.3.3.2 First arrival tomographic inversion

The tomographic inversion code FAST [First Arrivals Seismic Tomography, **Zelt and Barton, 1998**] was used to obtain a preliminary smooth P-wave velocity model along the Tipaza transect in the offshore only (Fig III.7). This approach includes a minimum of structures in the initial model (Fig III.9). Major velocity structures can then be modeled with an objective and user independent way. FAST conducts a regularized inversion in which a combination of data misfit and model roughness is minimized to provide the smoothest model with a minimum resulting error. A starting model is necessary and new raypaths are calculated at each iteration to focus towards an acceptable solution.

The modeling used a 130 km (offset) x 40 km (depth) grid with a 500 m grid cell size. Five different lambda values were tested during 5 iterations. An horizontal smoothing higher than the vertical one was applied in order to avoid artefacts underneath the OBS positions, resulting in a ratio of horizontal to vertical smoothing of 0.15. 15,330 first refracted arrivals picked on the 39 OBS sections were used during the inversion. This tomographic inversion takes into account only first arrivals and has the advantage of quickly obtaining a smooth P-velocity model that already provides a first idea of the deep structure. To be able to include secondary arrivals and informations from MCS, a complementary forward modeling integrating refracted and reflection arrivals was performed. Land stations were not included into the tomographic model due to the unreversed nature of the shots recorded on land. For forward modeling a minimum structure for the continental crust was used to successfully explain arrivals at the land stations.

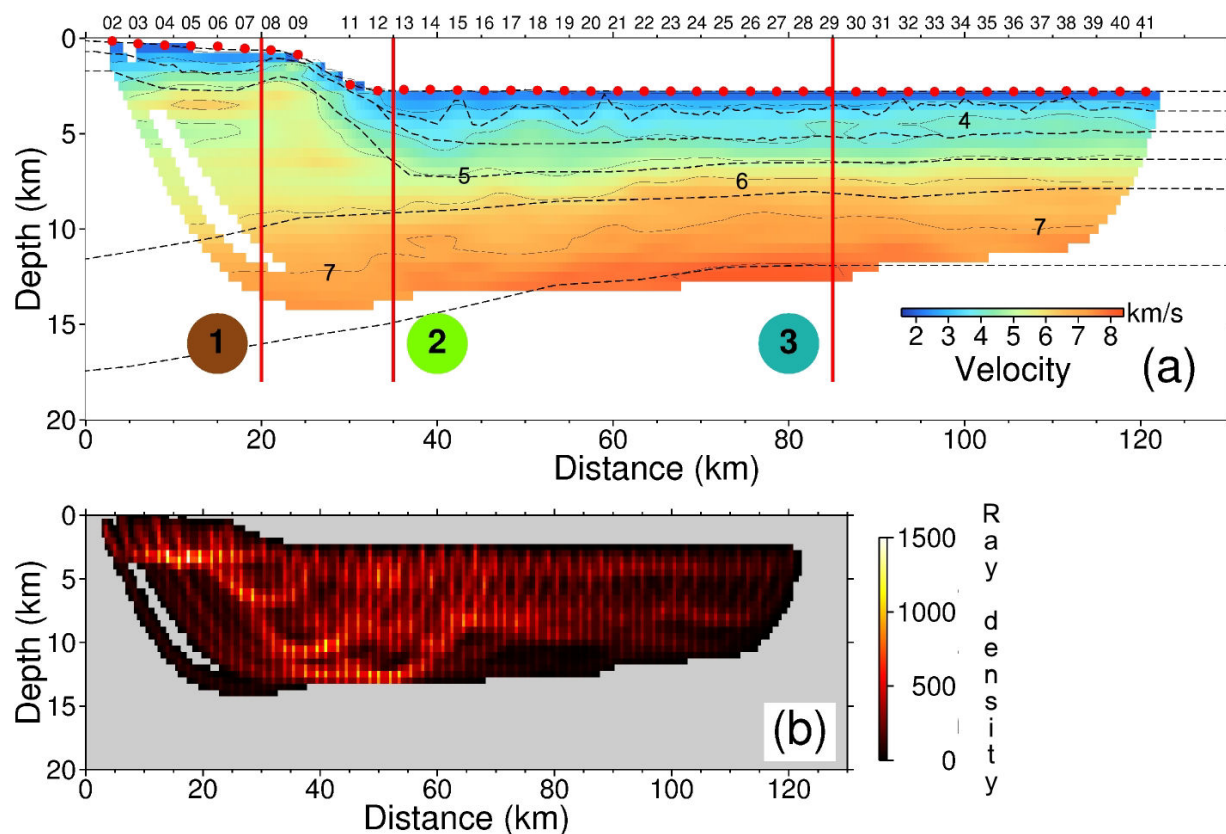


FIGURE III.7 – Result of the first arrival seismic tomography. (a) P-wave velocity model obtained after 5 iterations. Isovelocity contours are represented every 1 km/s . The OBS locations are indicated by the red circles, and the number above correspond to the number of the stations. The black dashed lines correspond to the interfaces extracted from the forward model (Fig III.8). Red lines mark velocity-depth profiles shown in Figure 13. (b) Ray density of the "FAST" velocity model (a). The color scale is a function of the number of rays passing through the different cells composing the model (0.5 x 0.5 km grid).

III.3.3.3 Forward modeling

Construction of a tomographic model as well as a forward ray-tracing model allows us on the one hand to include additional information from the reflected phases and the multichannel data into the model and on the other hand to verify that all structures from the forward model are required to fit the data. These models are therefore complementary and help to support our conclusions.

Seismic velocities were thus additionally modeled using the 2-D ray-tracing software XRAYINVR developed by Zelt and Smith (1992). This modeling used a layer-stripping strategy, from the top of the model downwards. The velocity model is constructed layer after layer, and composed by velocity and interface nodes. Depth and velocities were modeled in order to minimize the difference between the observed arrival times and the arrival times computed in the model (Fig III.6 and Fig III.8).

The set of traveltimes observed, including refracted and reflected phases, were picked on the 39 OBS and 11 land stations recorded sections. Geometry of the sedimentary layers were derived from interfaces picked on the MCS coincident line. These interfaces include the Messinian erosion surface on the upper margin, as well as the top of the Messinian units and where visible, the base of the Messinian salt layer in the deep basin (see

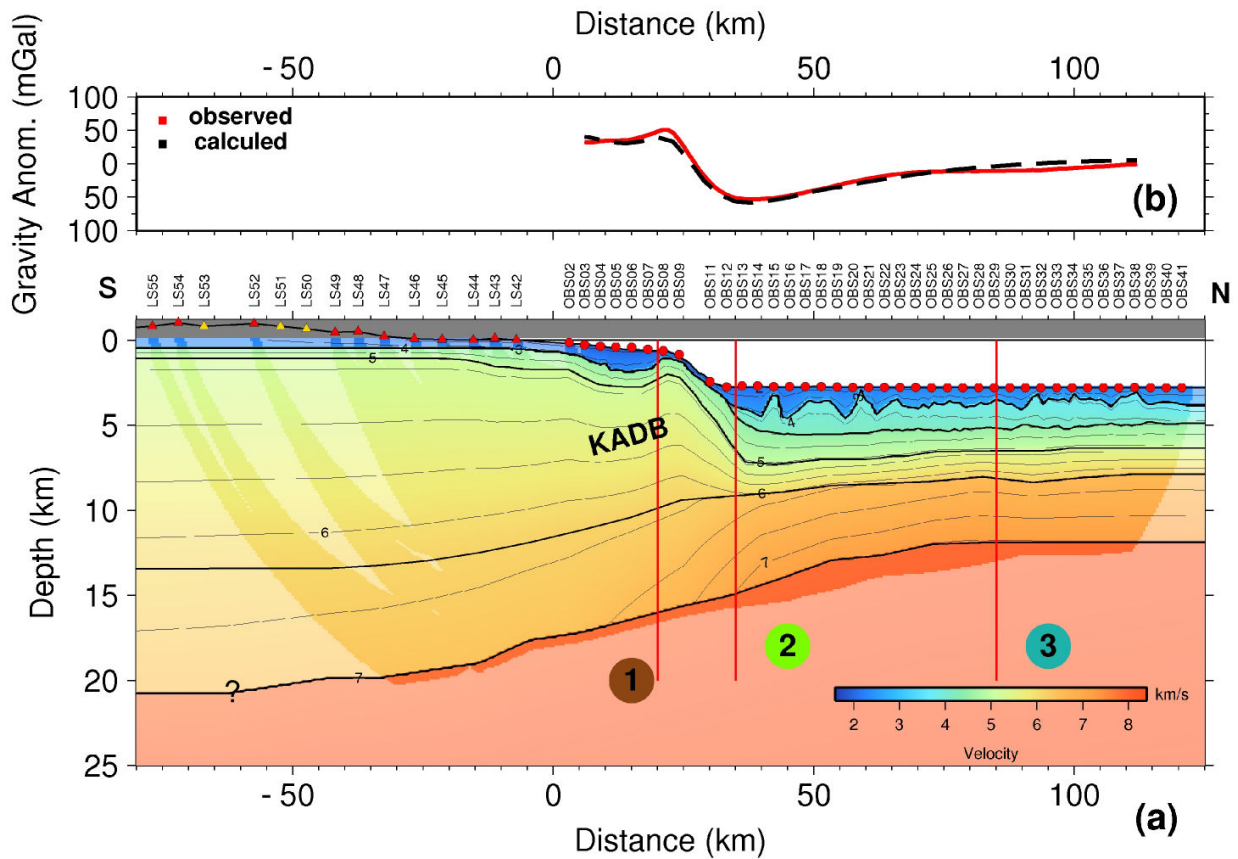


FIGURE III.8 – Results of forward velocity and gravity modeling along the Tipaza profile. (a) Result of the forward velocity modeling, including 39 OBS and 11 land stations. OBS locations are indicated by red circles. Locations of the land stations used in the modeling are indicated by red triangles. Seismic records from the land stations indicated by yellow triangles do not presented a sufficiently good quality to be integrated. Isovelocity contours are represented every 0.25 km/s . Area unconstrained by raytracing are shaded. Red lines mark velocity-depth profiles shown in Figure 13. (b) Result of the gravity modeling. Red line represents gravity anomalies from the SPIRAL cruise measurement, and dashed black line represents gravity anomalies calculated from conversion of the seismic velocity predicted by the forward modeling to densities.

geological units, Fig III.4 and Fig III.5). Arrival times picked on the MCS data were converted to depth using velocities from the forward modeling. For these layers, only the velocities were adjusted to reduce the misfit between observed and calculated traveltimes. 28,586 picks were integrated in the forward modeling so about 13,300 more than in the tomographic inversion mainly due to the additional picks of the 11 land stations and secondary arrivals.

III.3.3.4 Error analyses

The final tomographic FAST model obtained showed a RMS (Root-Mean-Square) error of 85 ms and a χ^2 -error of 1.5, after 5 iterations (Fig III.7). The χ^2 -error represents the RMS traveltimes misfit between observed and calculated arrival times normalized to the picking error. Picking uncertainties were assigned depending on the distance between stations and shots, in order to take into account the loss of amplitude of the arrivals with increasing offsets. Uncertainties range between 50 and 125 ms from the near-offsets towards the far-offsets.

Chapitre III. STRUCTURE PROFONDE DE LA MARGE CENTRE ALGERIENNE

Ray coverage in the final tomographic model is generally good (Fig III.7.b). It slightly decreased at the model boundary below the KADB, at depth greater than 10 km in the distal part of the basin and at the northern end of the model.

In order to constrain the dependency of the final tomographic model on the initial model, different model runs were conducted using different simple initial models (Fig III.9). Each initial model is defined by 2 layers with different velocity gradients without step in velocity at the boundary representing the Moho. Different geometries of the Moho and velocities were tested. The resulting models are characterized by an equal or lower fit of the data. Models calculated using unrealistic low velocities (Fig III.9.a and Fig III.9.b), an initial horizontal Moho (Fig III.9.c and Fig III.9.d) and a Moho dipping towards the North (Fig III.9.g and Fig III.9.h) lead to a lower fit of the data than the model calculated using a Moho dipping towards the South (Fig III.9.e and Fig III.9.f). Relatively high velocities (greater than 7 km/s) at the lower crust are found in all resulting models, even though the exact location and amplitude do vary slightly. Even the test run with low velocities up unrealistically large depths produced a velocity anomaly more shallow at around 10 km depth (Fig III.9.a and Fig III.9.b). The resulting models are thus very similar, which demonstrates that the tomographic model is nearly independent of the initial model and that the relatively high velocities are not an artefact. The sedimentary and upper crustal structures do only vary very slightly between the results from the different initial models, which is due to the excellent data quality and the very dense instrument spacing.

Similarly, the quality of the forward model can be quantified using the fit between predicted arrivals times and traveltimes picks provides information about the quality of the forward model. The corresponding misfit is 121 ms using 93% of the picks. The number of picks, RMS errors and χ^2 for each phase and the final forward model are given detailed in the table III.1. Additionally, a good qualitative correlation is observed between velocity models resulting from the two velocity modeling methods (Fig III.7 and Fig III.8).

TABLE III.1 – Residuals travel-time and chi-squared errors for all the phases for the Tipaza transect, using forward modeling

Phase	Name	No of picks	RMS-error [s]	χ^2 -error
Water		1893	0.014	0.460
Sediment refraction in the Plio-Quaternary unit	Ps1	748	0.086	1.261
Sediment refraction in the Messinian units	Ps2	1695	0.104	0.761
Reflection at the top of the Messinian unit	PsP1	1710	0.072	6.330
Reflection at the base of the Messinian Salt unit	PsP2	1263	0.097	2.399
Reflection at the top of the basement	PgP	1465	0.128	3.256
Refraction in the upper crust	Pg1	4562	0.137	1.232
Refraction in the lower crust	Pg2	6037	0.121	1.456
Reflection at the Moho	PmP	5866	0.142	1.403
Refraction in the upper mantle	Pn	1853	0.127	1.073
	All Phases	28586	0.121	1.720

For the forward modeling, picking uncertainties were defined for each phase using the method of **Zelt** (1999) based on the ratio of the amplitude 250 ms before and after the travel-time picked arrival. A mean error depending of the signal-to-noise ratio was calculated from all the picks, for each phase of each station and then converted in a traveltimes picking errors, between 20 and 125 ms. Phases with a high ratio are assigned by a low uncertainty whereas phases with a low ratio are assigned by a larger uncertainty.

Two-point ray-tracing between source and receiver (Fig III.10) shows the well resolved and the uncon-

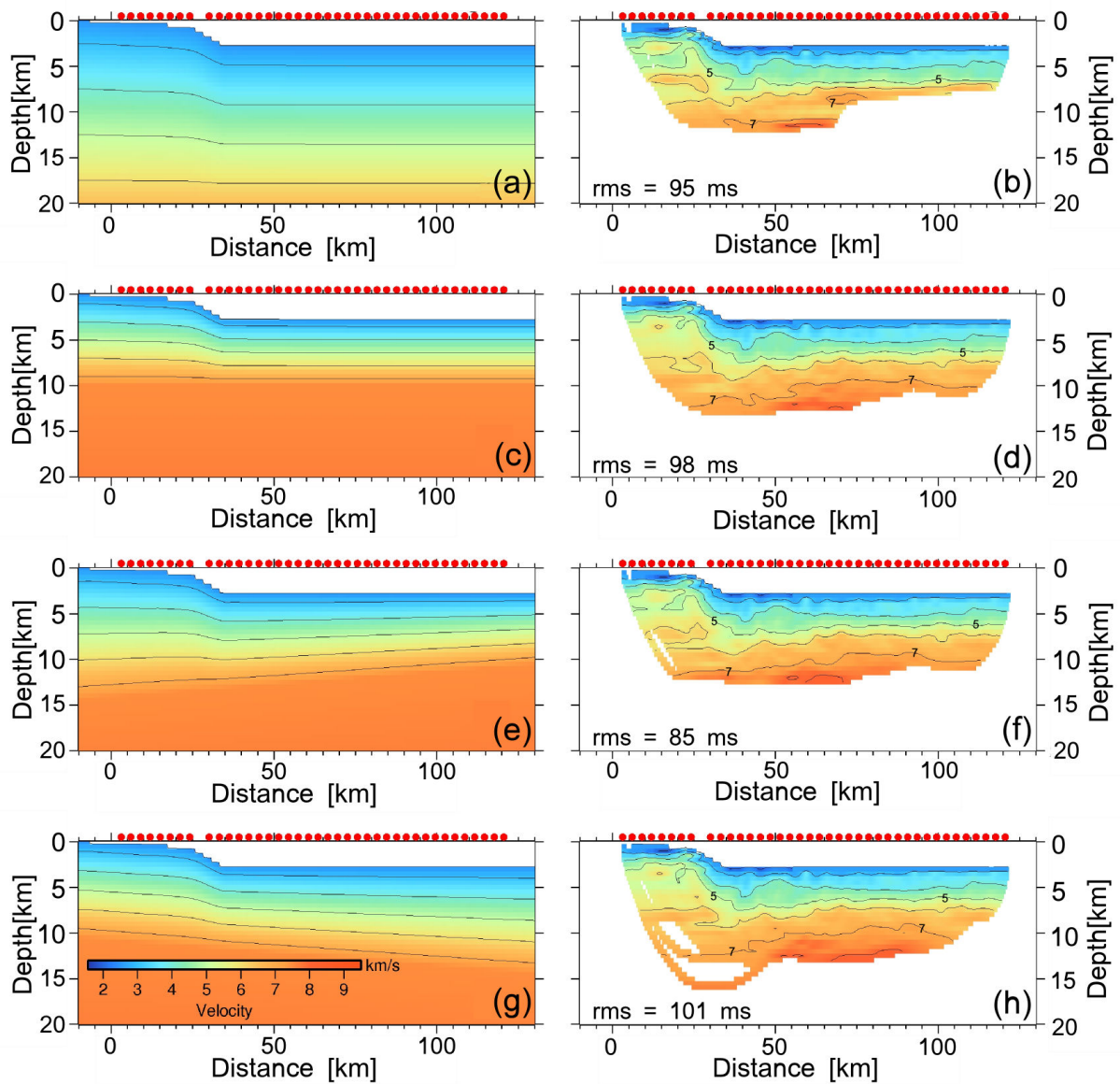


FIGURE III.9 – Variation of the starting model. (a) initial model with low velocities up to 20 km depth (b) resulting velocity model from (a). (c) initial model with mantle velocities at 10 km depth (d) resulting velocity model from (c). (e) initial model with mantle velocities at 15 km depth in the South and 10 km in the North (f) resulting velocity model from (e). (g) initial model with mantle velocities at 15 km depth in the North and 10 km in the South (h) resulting velocity model from (g).

trained areas. Ray coverage for diving and reflected waves is generally very good due to the excellent data quality and close instrument spacing (Fig III.10.a and Fig III.10.b). All sedimentary layers are well sampled by reflected and turning rays in the marine part of the model. The crustal layers, the oceanic Moho and the upper mantle are well sampled.

Resolution is a measure of the number of rays passing through a region of the model constrained by a particular velocity node and is therefore dependent on the node spacing [Zelt, 1999]. If a layer can be modeled with one single velocity gradient the resolution parameter will be high even in areas which have lower ray

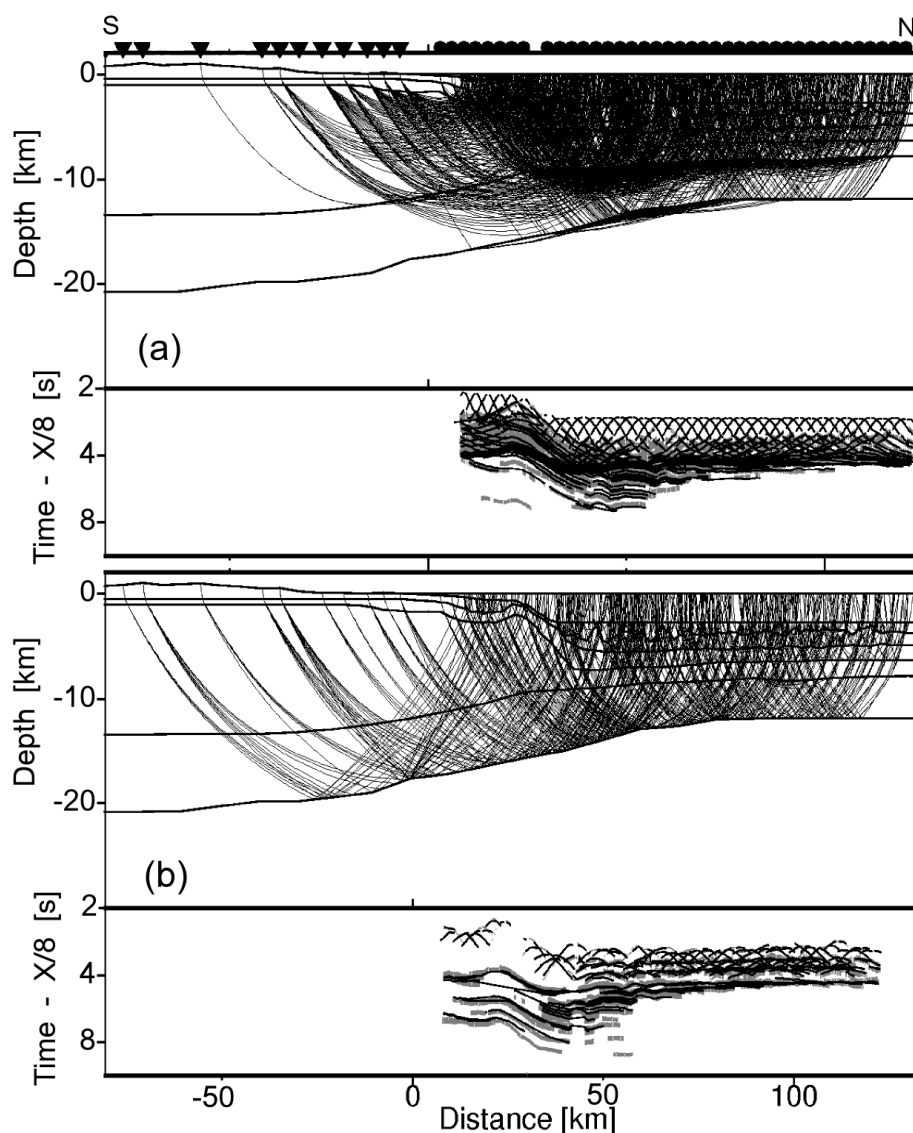


FIGURE III.10 – (a) Upper panel : Ray coverage of diving waves with every twentieth ray from two-point raytracing plotted. Lower panel : Observed traveltimes picks and calculated travel times (line) for the same phases for all receivers along the model. (b) Same as (a) but for reflected phases.

coverage as the area is related to only one velocity node. Nodes with values greater than 0.5 are considered well resolved (Fig III.11). The velocities throughout the model show a resolution higher than 0.5 except at the southern end of the model. It decreases at the ends of the model where no rays pass through the layers and the very shallow onshore sedimentary layer, due to missing reverse shots on land. The upper mantle velocities are well constrained at higher level reducing with increasing depth due to fewer rays penetrating into this deeper portion of the model.

In order to estimate the velocity and depth uncertainty of the final velocity model a perturbation analysis was performed. The depths of key interfaces were varied and an f-test was applied to determine if a significant change between models could be detected. The 95% confidence limit gives an estimate of the depth uncertainty of the interface (Figure 11 and Figure 12). In order to better constrain the uncertainty of the Moho, depth of

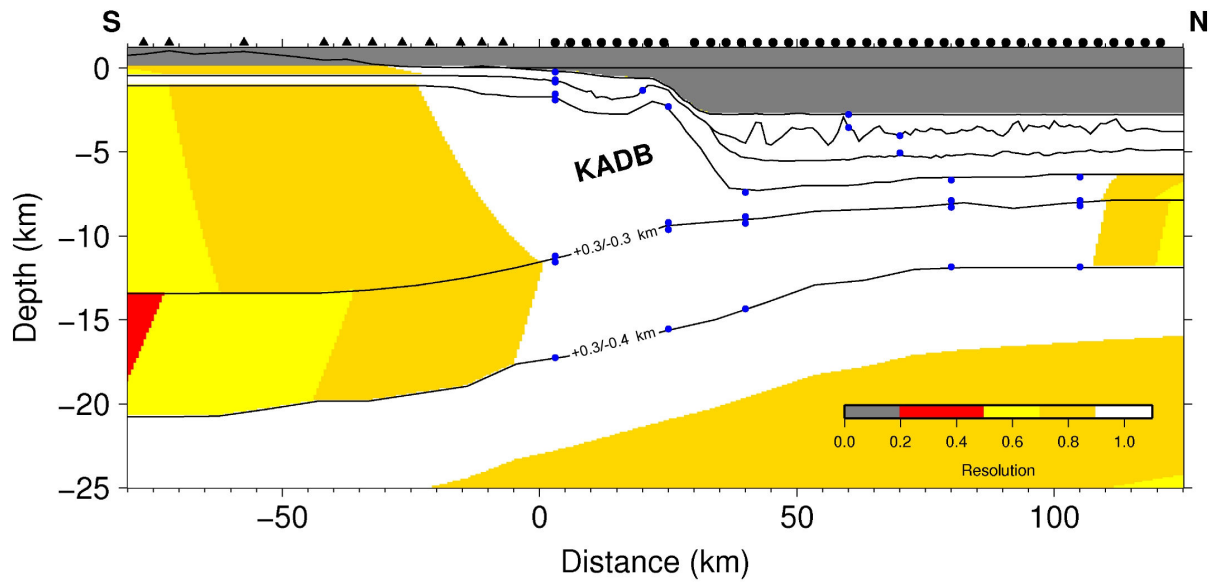


FIGURE III.11 – Resolution parameter for depth nodes of the velocity model. The depth uncertainty of the most important boundaries calculated from the 95 % confidence limit of the f-test given in the framed boxes (Fig III.12). Velocity nodes are indicated by blue circles.

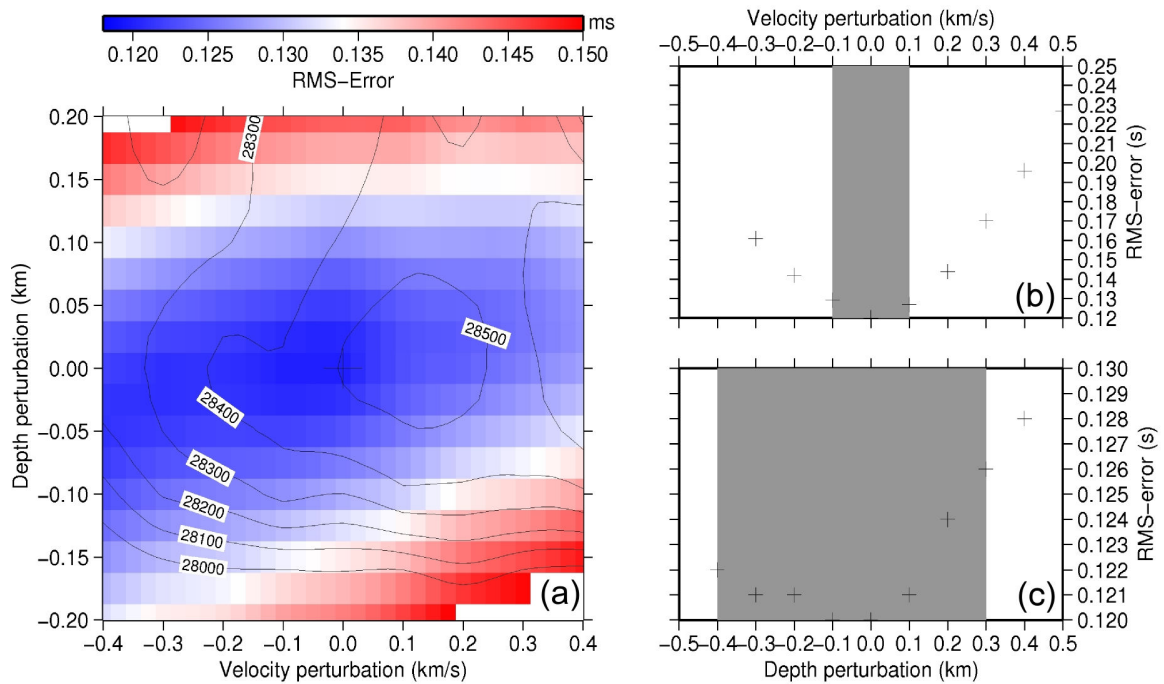


FIGURE III.12 – Error analysis by model perturbation. (a) Results from simultaneous variation of depth of the Moho and velocities in the lower crustal layer. The uncertainty of the most important boundaries calculated from the 95 % confidence limit of the f-test given in the grey boxes. (b) Results from variation of the lower crustal velocities only. (c) Results from variation of the Moho depth. The uncertainty of the most important boundaries calculated from the 95 % confidence limit of the f-test given in the grey box.

this interface and velocities in the lower crustal layer were changed systematically (Figure 12). Results from this analysis show that our preferred model allows a maximum of picks to be explained, with a minimum resulting misfit between the picked travel-times and predicted arrivals from the modelling. Solutions leading to better fits, explain a lower number of picks.

In order to additionally test the validity of the forward velocity model, another possibility is to convert velocity to density using an empirical law. Thereafter this density model is used to generate a predicted gravity anomaly which can be compared with the measured gravity anomaly. The gravity anomaly was modeled using the software GRAVMOD [Zelt and Smith, 1992]. This modeling approach is based on the empiric relationship existing between seismic velocities and densities proposed by Ludwig et al. (1970). Gravity anomalies observed used, were free-air gravity anomalies data recorded during the SPIRAL cruise. The misfit between calculated and predicted gravity anomalies is about 15.5 mgal, which presents a good validation of our velocity forward model (Fig III.8.a). The largest misfit observed between 15-30 km model distance might be due to the 3D topography of the KADB (Fig III.8.b).

III.4 Results

Both tomographic inversion and forward modeling were carried out on the marine part of the seismic profile, as well as the interpretation of the MCS data, in order to (1) constrain the structure of the sedimentary sequence and the basement of the Algerian margin and basin off Tipaza, and (2) further evidence the kinematic and tectonic history of the Algerian margin. The main sedimentary and crustal features identified are described below.

III.4.1 Structure of the sedimentary units

While the MARADJA data were limited by their penetration (Fig III.3 and Fig III.4), the MCS profile SPIRAL Spi06 (Fig III.5) and the complementary coincident wide-angle data outline the overall geometry of the margin and locally allow us to image below the salt layer and farther toward the deep basin (until about 120 km away from the Algerian coast). From the upper margin towards the deep Algerian basin, we distinct three structural regions :

(1) The top of the KADB is marked by a perched sedimentary basin, filled by several kilometers thick of Plio-Quaternary (~ 1.2 km thick) and Miocene sediments (~ 1 km thick). This basin is visible on the MCS profile Spi06 between at the top of the bank (Fig III.5), where the Messinian Erosion Surface (MES) is incurved. It is marked on the tomographic model by an area of low velocities where the 3 km/s isovelocity contour deepens at the top of the bank, between distances of 5 and 25 km (Fig III.7).

(2) An around 12° steep and sharp slope forms the northern border of the KADB which marks the transition from the upper margin to the Algerian basin. Only few Ps1 phases, no PsP and no PgP phases are observed from OBS located on the slope between OBS 8 and OBS 11 (see location Fig 2 and Fig III.8). Across this second region the Plio-Quaternary unit is extremely thin and the slope particularly steep which limits the modeling.

(3) In the deep basin intensive salt tectonics is imaged by multichannel and wide-angle seismic data including diapirs that locally outcrop at the seafloor (Fig III.5 and Fig III.6). Tall salt diapirs at the margin foot induce strong undulations of the refracted arrivals on the OBS sections (Fig III.6). They are also imaged

in the tomographic model between 40 and 60 km distance (Fig III.7). In the deep basin, variations in sediment thickness are observed at two scales. (i) At short wavelength, the Plio-Quaternary sediments ($1.9 \text{ km/s} \leq V_p \leq 2.7 \text{ km/s}$) and the Messinian sequence ($3.9 \text{ km/s} \leq V_p \leq 4.20 \text{ km/s}$) exhibit strong variations in thickness associated with diapirism induced by the Messinian salt. Below these levels, the deepest pre-salt sedimentary layer (Fig III.4) shows a relatively constant thickness of about 1.3-1.4 km along the basin (Fig III.8), with velocities ranging from 4.50 km/s at the top to 5.0 km/s at its base. In the sedimentary cover, velocities range from 1.9 km/s at the top to 5.0 km/s at the base. (ii) At larger wavelength, the total sedimentary cover depicts a regular 3.7 km thickness corresponding to the sedimentary infilling of the distal basin (Fig III.7 and Fig III.8). However, the whole sedimentary cover shows a progressive thickening towards the margin foot where it reaches more than 4 km in thickness.

III.4.2 Structure of the crust and upper mantle velocities

Beneath the upper margin (KADB), the Moho evolves at depth greater than 15 km below the southern part of the KADB (distance 0 on model, Fig III.8), and becomes progressively shallower towards the North. This results in a crustal thickness of about 15 km where the perched sedimentary basin is observed (distance 5-20 km on the model, Fig III.8). In the MCS data section, Moho probably corresponds to some discontinuous reflections observed at 7.2-7.5 stwtt between 0 and 12 km distance along the profile (Fig III.5.b), comparable with the forward velocity model converted in time (Fig III.5.c). Crustal P-velocities change from 5.2 km/s in the upper part of the crust to 6.3 km/s in the lower part, resulting into a very low vertical velocity gradient of $0.065 \pm 0.015 \text{ km/s/km}$.

The transition toward the deep basin is marked by the thinning of the crust from more than 15 km thick in the upper margin to only $\sim 6 \text{ km}$ at the margin foot (Fig III.8). Underneath the sedimentary cover, the basement is characterized by a two-layers velocity structure and depicts a regular total thickness of $\sim 5.5 \text{ km}$ in the deep Algerian basin (Fig III.8). Velocities evolve from 5.4 to 6.2 km/s in the upper layer and from 6.6 up to 7.2 - 7.3 km/s across the lower layer (Fig III.4). The crust in this region can be modeled satisfactory using only one layer, as no strong reflections from intra-crustal boundary are clear in the data. However as the tomographic model clearly images two layers, one upper layer characterized by a high velocity gradient and a lower layer with a weak gradient, we set a two layered velocity model for this region. There, the top of the crust is located at a constant depth of $\sim 6.5 \text{ km}$ ($\sim 5.5 \text{ stwtt}$) whereas the Moho discontinuity is located at $\sim 12 \text{ km}$ in the distal deep basin ($\sim 7 \text{ stwtt}$) (Fig III.8 and Fig III.5). Both the top and the base of the crust as well as the isoveLOCITIES slightly deepen towards the margin foot where the sedimentary cover is thicker (Fig III.7 and Fig III.8).

The southern end of the model, between -80 km and 0 km (Fig III.8), corresponds to the onshore part. There, the sedimentary layers cannot be imaged by the seismic data because of the large offset between land stations and offshore shots. Land stations do not allow us to obtain a good resolution on land but help to constrain the deep structure of the margin with the contribution of the Pg and PmP arrivals (Fig III.6.3). In this part, the deep arrivals enable us to model the Moho depth between -35 and 0 km on the profile where it reaches $\sim 20 \text{ km}$ depth at about 50 km from the coastline (Fig III.8).

Upper mantle velocities are constrained by Pn arrivals between 20 and 115 km distance along the forward model (Fig III.10.a). They range between 7.9 - 8.0 km/s just below the crust, using velocities of 8.2 - 8.3 km/s at 30 km depth during the modeling. PmP arrivals reflected on the Moho beneath the margin foot and the deep

basin are of lower amplitude compared with those reflected beneath the KADB (Fig III.6). This observation supports a lower velocity contrast between crustal velocities and mantle velocities at the transition between lower crust and upper mantle along Domains 2 and 3 than along Domain 1, where velocities are lower at the base of the crust.

III.4.3 Nature of the crust

According to 1D velocity-depth profiles from FAST and forward modeling (Fig III.13), three different domains can be distinguished along the transect (Fig III.7 and Fig III.8). They were compared with pre-existing compilations of velocities-depth profiles extracted below the top of the basement, for typical thinned continental crust and Atlantic type oceanic crust [Christensen and Mooney, 1995 and White et al., 1992 respectively] in order to provide informations on the nature of the basement across the different domains.

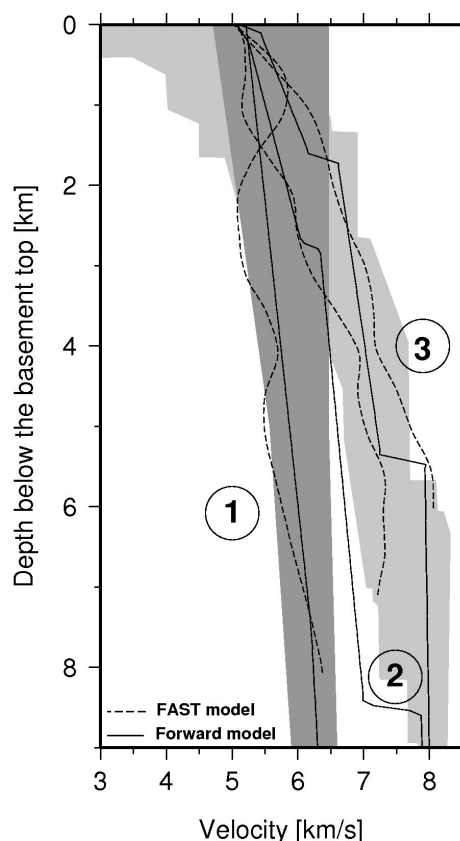


FIGURE III.13 – 1D velocity/depth profiles in the basement extracted from tomographic model "FAST" (dashed black line) and forward velocity model (solid black line) at 20 (curves 1), 35 (curves 2) and 85 km (curves 3) distance along the models. The dark grey area represents a velocity compilation for extended continental crust extracted from *Christensen and Mooney* (1995), and the light grey area represents a velocity compilation for Atlantic oceanic crust from *White et al.* (1992).

(1) The first domain corresponds to the upper margin marked by the Khayr-al-Din bank (Domain 1, see D1 Fig III.7 and Fig III.8). It is located between 0 km and 30 km from the coastline. Along this domain, the crust is characterised by velocities and velocity gradient consistent with typical continental crust (curve 1, Fig III.13). The vertical velocity gradient are low, and velocities lower than those of an oceanic-type crust. The velocity-depth profile fall into the range of the compilation of velocities for an extended continental crust type from **Christensen and Mooney** (1995) (Fig III.13). Continental nature and geometry of the KADB support an origin of a block inherited from the rifting stage, as proposed earlier [**El Robrini**, 1986 ; **Domzig et al.**, 2006a ; **Yelles et al.**, 2009].

(2) The second domain is located at the foot of the margin, between 30-40 km distance along the section

(Domain 2, see D2 Fig III.7 and Fig III.8). In this area, the model depicts intermediate velocities faster than in typical continental crust and slower than in typical oceanic crust (Fig III.13) in a very sharp transition zone (~ 10 km wide or less). However, the resolution of our velocity model do not allow us to discriminate between a narrow transitional zone or a direct contact between continental and oceanic crust.

(3) The third domain is located beneath the deep basin at ~ 40 km from the coastline toward the north (Domain 3, see D3 Fig III.7 and Fig III.8). Here, velocities are too high to correspond to an extended continental crust but are well correlated with an oceanic-type crust (curve 3, Fig III.9). The 1D velocity-depth profile reveals a two-layer structure of the basement, with a high velocity gradient in the upper part (0.7 ± 0.1 km/s/km) and a lower gradient in the lower part (0.3 ± 0.06 km/s/km), typical of *Layer 2* and *Layer 3* at oceanic crust [White et al., 1992]. Its total thickness is relatively constant at ca. 5.5 km, which is less than the thickness of an Atlantic-type (~ 7 km), whereas velocities in the lower crust (*Layer 3*) up to 7.2-7.3 km/s, are slightly higher than those of a typical Atlantic oceanic crust [White et al., 1992]. Such higher velocities are continuous between Domains 2 and 3.

III.4.4 Sedimentary and crustal geometry at the margin foot

Four main observations have been made about the sedimentary and crustal geometry : (1) In the deep basin, the whole sedimentary cover becomes thicker at the margin foot. Actually, only Plio-Quaternary sediments show a significant variation in thickness in the deep basin, towards the margin foot. Thickness of the Plio-Quaternary layer evolves from an average of 0.9 km (e1, Fig III.5) in the deep basin between diapirs, to 1.6 km (e2, Fig III.5) at the margin foot indicating therefore a thickening of about 700 m. (2) Along our section, the top of the Messinian sediments as well as the base of the Messinian salt progressively deepen towards the continent. The top of the Messinian sequence evolves from 4.1 to 4.75 stwtt (Fig III.5) equivalent on the forward model to 3.6 to 4.5 km depth (Fig III.8), whereas the base of the Messinian salt evolves from about 4.8 stwtt at the northern end of the profile Spi06 to 5.3 stwtt at the margin foot, equivalent on the forward model to 4.9 km depth in the northern part to 5.5 km depth at the margin foot (Fig III.5 and Fig III.8). (3) the thickening of the Plio-Quaternary sequence and the long wavelength deepening of the top of the Messinian layer towards the continent (Fig III.5) are coincident with a south-dipping of the basement top (Fig III.8). (4) The steep slope of the northern border of the KADB may be another indication for compressional reactivation of the Algerian margin in the study area associated with a verticalization of the block, as already suggested by Yelles et al., 2009.

III.5 Discussion

III.5.1 Deep structure of the Algerian margin and its basin (sector of Tipaza)

Our velocity modeling together with MCS section provides an image of the sedimentary and crustal structure of the Algerian basin and of the ocean-continent transition zone. The structures of the margin are discussed here in the three regions described in the previous section, which can be distinguished from their seismic structure and the nature of the basement.

III.5.1.1 Continental crust (Domain 1)

At the upper margin formed by the KADB, the velocity structure as well as the crustal thickness are typical of thinned continental crust [Christensen and Mooney, 1995] (Fig III.13), with some characteristics of a possible former tilted block. Both the continental nature and the location of the KADB between the two Algiers and Chenoua Internal massifs outcropping onshore (Fig III.2) favor an origin of the KADB basement from the Internal Zones. The northern boundary of the bank would thus represent the sharp offshore border of these European paleo-terranes, off Tipaza. Beyond the bank, the smooth topography and the velocity structure of the basement discard any other tilted blocks farther north. South of the bank, the location of the southernmost Internal Zones boundary is difficult to define because of the lack of geological outcrops and the presence of the Neogene Mitidja basin (Fig III.2). Nevertheless, it might be found close to the coastline because of the presence of the External domain [paleo-african margin, Bouillin, 1986] farther south.

On land, between the coast and southward along the profile (Fig III.8), the Moho deepens and reaches ~ 20 km depth at about 50 km from the coastline. This shallow Moho depth on land compared with the relief above implies a local under-compensation of the area. This isostatic disequilibrium could be related to a major thermal event linked to a suspected break-off of the Tethyan slab ($\sim 16-17$ Ma ago, see e.g. Maury et al., 2000) which is assumed to affect the mantle beneath the North Algerian domain. Two main factors may explain this relatively shallow position of the Moho on land between the coast and southward along the profile (Fig III.8) : (1) A "roll-back factor" which might explain thinned continental crust observed along the southern margins of the Western Mediterranean Sea where parts of Internal Zones are accreted to previously active-type margins [West Sardinian margin, Gailler et al., 2009; West Calabrian margin, Pepe et al., 2010]. Those specific areas are made of crustal material from the Internal Zones and thus have been affected by back-arc extension during the rollback of the Tethyan slab which would have induced a crustal thinning at depth. (2) The inheritance from the old African passive margin which previously represents a thinned domain before the Internal Zones collision, might also contribute to the shallow position of the Moho on land along our profile [e.g., Roure et al., 2012].

III.5.1.2 Oceanic crust in the deep basin (Domain 3)

Wide-angle seismic studies show that variations in thickness of the oceanic crust are observed according to the accretional layout. Generally, proximity of hotspots, abnormally hot asthenosphere conditions and/or fast spreading environment might result in unusually thick oceanic crust, whereas abnormally thin oceanic crusts are found at slow to ultra-slow spreading center and/or in the case of cold mantle condition. Oceanic crustal thickness would be thus the result of complex tectonic and magmatic processes interactions during the accretion episode.

The thickness of the oceanic crust (Domain 3) in the Western Mediterranean basin off Africa is thinner [5.5 km, this study; Hinz, 1973; Vidal et al., 1998; Grevenmeyer et al., 2011] than a "classical" low spreading center Atlantic oceanic crust type (~ 7 km thick) but appears comparable to those found in back-arc basins [Philippine sea and Parece Vela basin, Louden, 1980, Liguro-Provençal basin, Pascal et al., 1993; Contrucci et al., 2001; Gailler et al., 2009]. The seismic structure of the crust favors an oceanic nature of the crust, nevertheless velocities at the base of the crust (up to $7.2-7.3$ km/s) are slightly higher than normal oceanic crust (Fig III.9). Wide-angle studies conducted on the South Balearic margin and crossing

the North Algerian basin proposed an oceanic basement characterised by velocities ranging from 6.0 km/s at its top and up to 7.4 km/s at its base [Hinz, 1973], whereas other authors proposed also a thin oceanic crust but with velocities lower than 7 km/s [up to 6.8 km/s , Grevemeyer et al., 2011]. Those differences may partly result from the different data set and inversion methods but also from geological variations resulting from a possible structural segmentation. The lack of overlap between profiles across both sides of the Algerian basin prevents us from assessing whether similar high velocities in the lower crust continue northward, up to the foot of the Balearic islands.

The origin and nature of the slightly high velocities remain unclear at this time, and will be discussed in the following section, in the light of a structural comparison between the Algerian margin and other Mediterranean and Atlantic margins. Nevertheless, velocity structure together with seismic velocities observed up to 7.2-7.3 allow us to exclude a continental basement nature in the basin off Tipaza, contrary to the continental crustal nature locally proposed for the Algerian basin by Roure et al. (2012).

III.5.1.3 Ocean-continent transition (Domain 2)

Connection between continental and oceanic crust often appears as progressive, and made through a zone neither strictly continental nor oceanic, called the ocean-continent transition (OCT). North of the Domain 1 where the continental crust shows a strong thinning towards the deep Algerian basin, the transition between continental and oceanic crust is made gradually across a narrow (10 km or less) area (domain 2), characterised by intermediate velocities between continental and oceanic crust (Fig III.13), and including slightly high velocities at its base (Fig III.7 and Fig III.8).

At other margins, two main interpretations are proposed for such high velocities at the continent-ocean boundary : (1) volcanic underplating [Reid and Keen, 1990; Bauer et al., 2000; Funck et al., 2012], or (2) exhumed continental mantle serpentinized by contact with sea water [Boillot et al., 1989; Whitmarsh et al., 2001; Funck et al., 2004].

Volcanic underplating is typical at volcanic margins where a thick oceanic crust is generally observed [Bauer et al., 2000; Geoffroy, 2005], associated with hot mantle temperature conditions and/or active mantle upwelling [Holbrook et al., 2001; Korenaga et al., 2002]. The reduced thickness of the oceanic crust in the Algerian basin do not agree with Hypothesis 1, i.e. a magmatic underplating and a volcanic-type margin. In addition, magmatic underplating is assumed to generate a double reflection at the top and at the base of the underplating body [Klingelhoefer et al., 2005] as well as Seawards Dipping Reflectors (SRD) at the margin, which are not imaged in our dataset.

On the other hand, exhumed and serpentinized upper mantle material are often found at margins formed with limited or no magmatic activity at the time of the continental break-up. Upper mantle serpentinized rocks velocities would be compatible with such velocities, higher than 7 km/s , since seismic velocities are assumed to decrease from normal mantle velocities (≥ 7.9 -8.0 km/s) with the

increasing degree of serpentinization [Horen et al., 1996]. Nevertheless, PmP reflections are not supposed to be generated at the base of the serpentinized upper mantle, because serpentinization is assumed to occur progressively, without jump in composition and thus in velocity. The specific context of the Algerian margin together with very low amplitude of the PmP reflections on our data may discard the purely serpentinized mantle hypothesis 2, even if serpentinization front is assumed to generate reflectors observed at the Iberian margin [Dean et al., 2000].

The fast lateral change of velocities in our model, from the continental domain towards the oceanic domain, without major difference with the oceanic velocity structure favour a very sharp (10 km) or even the absence of OCT at the Algerian margin, off Tipaza.

III.5.2 Comparison with other continental margins

Until now, no unequivocal interpretation of magmatic anomalies, rifting mechanisms (symmetric, asymmetric), direction and rate of opening have been proposed for the Algerian basin and surrounding margins [Schettino and Turco, 2006; Mauffret et al., 2007a, and references therein], leaving open the debate on the type of margin (oblique, transform or purely divergent) found here. We propose to compare our results with the structure and geometry of other passive margins, especially in the Western Mediterranean Sea, is insightful in order to highlight the rifting stage and evolution of the Algerian margin.

The Algerian margin off Tipaza exhibits a narrow ocean-continent transitional zone compared with other margins of Western Mediterranean formed in a similar back-arc context. For example the OCT extends over ~80-90 km in the Gulf of Lions [Gailler et al., 2009] (Fig III.14.b), ~30-40 km along the North Ligurian and West Sardinian margins [Rollet et al., 2002; Gailler et al., 2009; Dessa et al., 2011] (Fig III.14.b) and ~20 km at the West Corsican margin [Contrucci et al., 2001; Rollet et al., 2002]. The Gulf of Lions and the West Sardinian Miocene margins represent two well known conjugate margins, formed during the back-arc opening of the Liguro-Provençal basin in the Western Mediterranean domain (Fig III.1). They present an evident asymmetry regarding the dimension of the ocean-continent transitional zone (Fig III.14), interpreted as the result of a continental breakup closer to the Western Sardinian margin rather than an asymmetry linked to simple shear mechanism during the rifting, not supported by existent deep seismic data [Gailler et al., 2009]. That seems in agreement with the observation of Martinez et al. (2007) that in back-arc setting, the continental break-up occurs preferentially closer to the magmatic arc, which can thus induced asymmetry of the OCT between conjugated margin. For margins formed in a back-arc position, the transition zone at the passive margin born on the same side of the subduction zone with respect to the extended area, seems thus to be narrower than the transition zones formed on the other side, which can partially explain the sharp OCT found in this study at the Algerian margin. Unfortunately in our case, the location of the conjugate margin is not well established, which precludes any direct comparison.

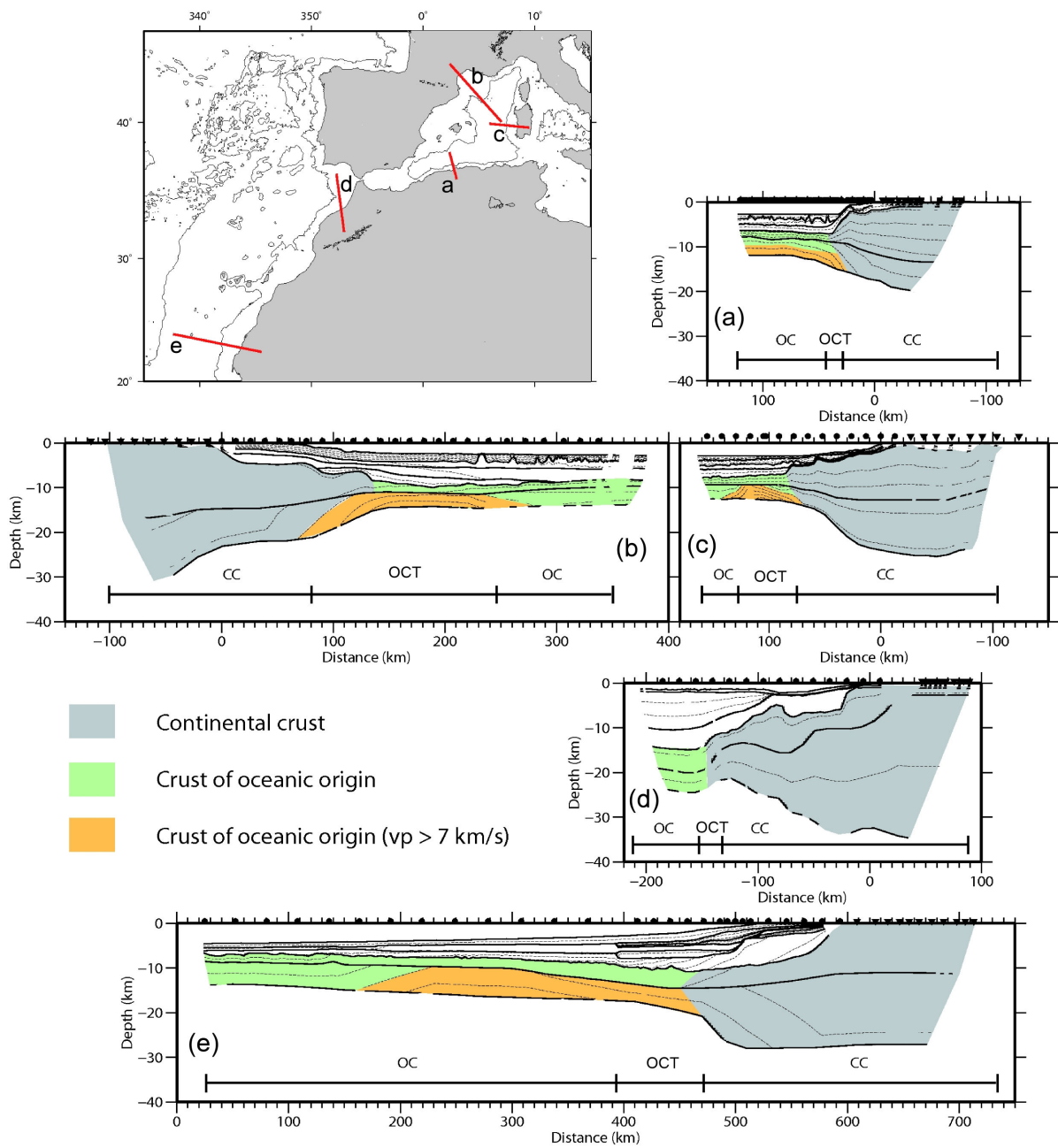


FIGURE III.14 – Comparison of the deep structure of 3 Western Mediterranean margins (lines a, b and c) and 2 West Atlantic margins (lines d and e). The location of the 5 transects is indicated by a red line on the map. (a) the Algerian margin (this study), (b) and (c) the conjugate the Gulf of Lions-West Sardinia margins [Klingelhoefer *et al.*, 2008 and Gailler *et al.*, 2009], (d) a transform West Moroccan margin [Thiébot, 2005] and (e) the DAKHLA profile Nord across the West Moroccan margin [Klingelhoefer *et al.*, 2009]. CC : Continental Crust ; OC : Oceanic Crust ; OCT : Ocean-Continent Transition.

An abrupt transitional zone is a common feature at margins formed by transcurrent mechanisms [Edwards et al., 1997; Thiébot, 2005; Greenroyd et al., 2008], which generally lead to a direct contact between oceanic and continental crusts for purely transform mechanisms [Mascle and Basile, 1998] (Fig III.14.d). We explored this second hypothesis because of the sharp or non-existent OCT, as well as the steep slope of the margin and the 40 km large immersed topographic high formed by the continental KADB, which may recall a geometry observed at the Atlantic transformed margins [Edwards et al., 1997; Greenroyd et al., 2008; Basile et al., 2012] (Fig III.14.d). This hypothesis would imply that the transcurrent mechanisms proposed to have generated the westernmost Algerian margin [Govers and Wortel, 2005] could also have affected the margin in the region of Tipaza. Indeed, a recent study have proposed a tectonic reconstruction of the Western Mediterranean at 16 Ma (see figure 4 from Mauffret et al., 2007a) which places our study area at the junction between NW-SE thrust front of the retreating Tethyan slab and the westward migration point of the Alboran block (Fig III.1.b). North of the Algerian basin, the steep Mazarron escarpment located off Tipaza (Fig III.1 and Fig III.15.c) is often seen as resulting from the westward migration of the Alboran block following the retreating slab [e.g., Acosta et al., 2001; Camerlenghi et al., 2009, and references therein]. Interpreted seismic sections across this escarpment seem to present structural similarities with a steep slope and perched basin, as imaged on our seismic line across the KADB. These observations can be the expression of transcurrent movements induced by the westward migration of the Gibraltar arc on both sides of the Algerian basin, with a right-lateral motion on the Balearic margin [Camerlenghi et al., 2009] and a left-lateral one on the Algerian margin. Therefore a possible explanation of the steepness of the margin and the very sharp OCT in our study area could be a multiphased formation of the Algerian margin west of Algiers. This would imply a mixed scenario combining :

(1) A roughly N-S rifting at the origin of the remaining thin and tilted continental block (KADB) and opening of the Algerian basin behind the southward rollback of the Tethyan subduction, which explain the nature of the basin and the Algerian margin evolution farther East [Lonergan and White, 1997; Frizon de Lamotte et al., 2000; Gelabert et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002b];

(2) A later one, E-W episode inducing simple shears of opposite senses on both sides of the Algerian basin as a consequence of the Miocene westward migration of the Gibraltar Arc [?; Camerlenghi et al., 2009].

Another characteristic of the margin structure is the relatively high velocities at the base of the oceanic crust. At the Sardinian, Corsican, Ligurian margins and in the Gulf of Lion, the high velocity zone [up to 7.5-7.9 *km/s*, Gailler et al., 2009] is restricted to the OCT (Fig III.14.b and Fig III.14.c). It has been proposed to be related to the serpentinization of the upper mantle at the onset of the opening [Pascal et al., 1993] or as a mixture of lower crustal and upper mantle materials [Gailler et al., 2009]. The Algerian margin thus differs from the other Western Mediterranean margins because

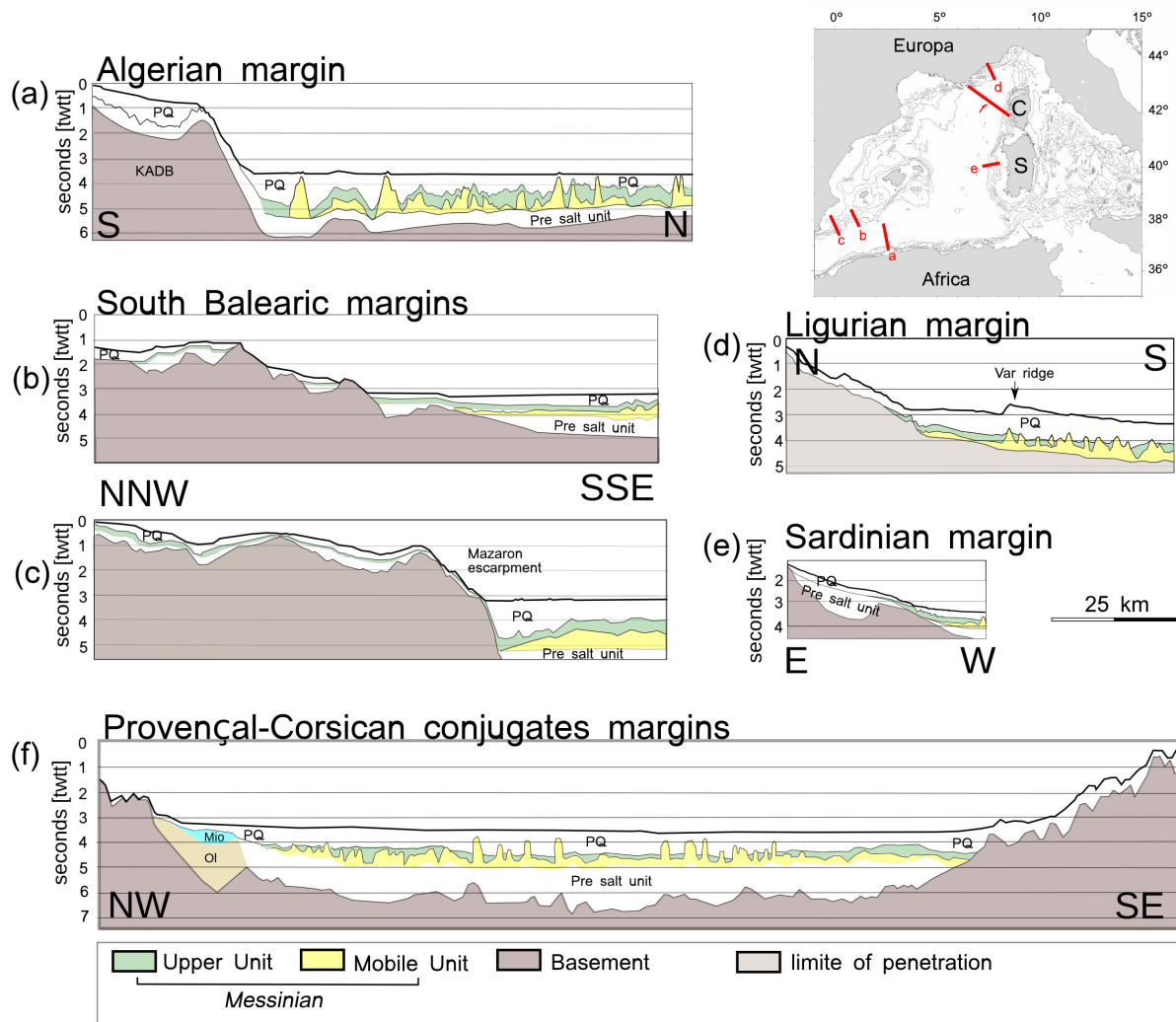


FIGURE III.15 – Comparison of 5 western Mediterranean margins. Profiles across the different margins are represented using the same scale and are marked on the map by red lines. (a) the Algerian margin (this study), (b) and (c) the south Balearic margin [Maillard and Mauffret, 2011], (d) the Ligurian margin [Lofi et al., 2011], (e) the Sardinian margin [Sage et al., 2005] and (f) the Provençal-Corsican conjugates margins [Rollet et al., 2002, Mio : Miocene sediments and OI : Oligocene sediments]. C : Corsica. S : Sardinia.

of its continuous slightly high velocities from the OCT to the deep basin (Fig III.14). Atypical oceanic basement with a high velocity zone (up to 7.4 km/s) at its base is also observed on the SW Moroccan margin by Klingelhofer et al. (2009) (Fig III.14.e). This anomaly extends over more than 200 km below the Atlantic ocean. The transition from the "abnormal" oceanic basement, including the high velocity zone at its base, towards a more typical oceanic velocity structure is interpreted by the authors as the expression of a variation in the spreading velocity induced by the modification of mantle temperature. The absence of spreading rate estimates in our study area does not allow us to test this hypothesis. Alternatively, mantle temperature anomalies and the presence of a zone of relatively high velocity anomalies in our study area can be explained by the position of the Algerian margin

above the Tethyan subduction zone in Miocene time, a process coeval with the back-arc opening of the Mediterranean basins, which influences temperature and composition of the surrounding mantle [Martinez and Taylor, 2002; Faccenna et al., 2004; Currie and Hyndman, 2006; Dunn and Martinez, 2011] and thus the type of crust. The slab break-off and the related thermal hot event which are generally believed to have occurred in North Algeria at around 17 Ma [e.g. Carminati et al., 1998; Maury et al., 2000; Lustrino et al., 2011] could also have disturbed the surrounding mantle.

The comparison shown in the figure III.14 highlights common features between the 3 examples of Western Mediterranean margins (Fig III.14.a, Fig III.14.b and Fig III.14.c). The top of the basement of the Mediterranean margins compared with those of the Atlantic ocean (Fig III.14.d and Fig III.14.e) is located in a shallower position. This is due to the major subsidence affecting the older Atlantic margins characterized by a denser oceanic basement and a thicker sedimentary cover. Considering the overall structure of the different margins, it appears that the Western Sardinian margin and the Algerian margin have the most similar structure. This might result from similarities during their formation. The two margins were (1) formed in a similar back-arc context, (2) located in an identical position relative to the Tethyan subduction zone and (3) linked to the Internal Zones migration.

III.5.3 New evidence for tectonic reactivation ?

Post-breakup compressional structures are common observations at passive or oblique-type continental margins [Johnson et al., 2008]. They are often expressed as fault-related growth folds which appear to result from various driving mechanisms and to strongly depend : i) on pre-existing structures, which control the location and the style of reactivation, and ii) on the rheological properties of the lithosphere, which plays a key role on the spatial wavelength of compressional deformation [e.g., Doré et al., 2008; Ritchie et al., 2008; Cloetingh et al., 2008].

Numerous data attest for recent and present-day compression in the Algerian offshore, e.g. recent kinematics [Serpelloni et al., 2007], intense seismicity associated with dominant reverse focal mechanisms [Stich et al., 2006] and south-dipping blind thrusting [Déverchère et al., 2005; Domzig et al., 2006a; Yelles et al., 2009] (Fig III.1 and Fig III.3). The deep seismic profile Spi06 off Tipaza does not allow us to image directly a south-dipping thrust at this place. That may reflect the early stage of compressional deformation which still has probably a limited impact on the geometry of the system, provided the slow convergence rate between African and European plates [e.g. Billi et al., 2011, and references therein].

However, it appears that the progressive deepening over several tens of kilometers towards the margin foot of the Plio-Quaternary layer (Fig III.5), together with the tilting of the crust beneath the margin could result from (1) a compressional reactivation of the margin or (2) alternatively, a crustal flexure associated with the progressive increase of sediment loading. When comparing the Algerian margin with other Western Mediterranean margins (Fig III.15), i.e. Neogene margins formed in the

same general context, we do not observe a similar sedimentary pattern. Indeed, at a long wavelength, the sedimentary units progressively become shallower from the deep basin towards the continent for the other Mediterranean margins contrary to what is observed on the Algerian side (Fig III.15), even if the sediment load is more or less the same or even lower in our case. In addition, the shallower position of at least 1 km found for the top of the basement and the Moho by **Grevemeyer et al.** (2011) reveals the deepening of the basement itself from the Balearic Promontory towards the Algerian margin.

Therefore, this peculiar pattern is clearly an additional observation supporting the south-dipping underthrusting of the transitional and oceanic crust off North Algeria. This could be the indication of the onset of a subduction process, as previously suggested by **Auzende et al.** (1972), **Domzig et al.** (2006a), **Yelles et al.** (2009), **Strzerzynski et al.** (2010) and **Billi et al.** (2011). A similar phenomenon is evidenced along the North Iberian margin (South of the Bay of Biscay) during Eocene-Miocene times and is interpreted as associated with the Eocene convergence between the European and Iberian plates [**Sibuet**, 1974; **Alvarez-Marron et al.**, 1997; **Gallastegui et al.**, 2002].

III.6 Conclusions

New wide-angle and reflection seismic data off Tipaza provide a first image of the deep structure of the Algerian margin and the nearby deep basin. Modeling of the wide-angle seismic data reveals an oceanic-type basement of 5-6 km in the deep Algerian basin characterised by slightly high velocities at its base ($7.2\text{-}7.3\text{ km/s}$). The Khayr-al-Din Bank exhibits a continental nature and is likely a tilted block belonging the Internal Zones, as supported by the geometry found in the velocity models. Between continental and oceanic crusts, velocities change gradually and reveal a very sharp or possibly lacking transitional zone (10 km or less). Comparison of the margin structure with other studies, especially nearby, suggest some similarities of the Algerian margin off Tipaza with transform-type margins.

The diffuse deformation related to the recent compressional reactivation of the margin is expressed by a long-wavelength flexure of the basin basement and by an uplift and folding at the KADB. The steep slope of the margin, the progressive deepening of the sedimentary units towards the margins foot coeval with the deepening of the basement top as well as the extremely narrow transition zone between continental and oceanic crusts show an atypical margin compared to other margins of the Western Mediterranean sea. This can be explained by a multiphased evolution of the margin including the following majors steps : (1) rollback of the Tethyan subduction zone, inducing (1a) the opening of the Central Algerian basin in a roughly N-S to NW-SE direction and (1b) the collision of the European inner zone with the African margin, (2) a possible transcurrent episode induced by the westward migration of the Alboran block (3) a compressional reactivation of the margin. The exact timing and modality of these steps remain open questions.

Chapitre IV

STRUCTURATION INTERNE DU BANC DE KHAYR-AL-DIN

IV.1 Introduction	140
IV.1.1 Le banc de Khayr-al-Din	140
IV.1.2 Le marqueur sismique Messinien en Méditerranée Occidentale	143
IV.2 Méthodologie	144
IV.3 Stratigraphie sismique offshore	145
IV.4 Évolution sédimentaire dans le secteur Tipaza	146
IV.4.1 Domaine A	147
IV.4.1.1 L'unité Plio-Quaternaire (PQ)	147
IV.4.1.2 Les unités messiniennes (UU et MU)	148
IV.4.1.3 L'unité pré-salifère (UP)	148
IV.4.2 Domaine B	149
IV.4.2.1 L'unité Plio-Quaternaire (PQ)	150
IV.4.2.2 Les unités messiniennes (UU et MU)	155
IV.4.2.3 L'unité pré-salifère (UP)	157
IV.4.3 Domaine C	158
IV.4.3.1 L'unité Plio-Quaternaire (PQ)	158
IV.4.3.2 Les unités messiniennes (UU et MU)	160
IV.4.3.3 L'unité pré-salifère (UP)	160
IV.4.4 Domaine D	162
IV.4.4.1 L'unité Plio-Quaternaire (PQ)	162
IV.4.4.2 Les unités messiniennes (UU et MU)	162
IV.4.4.3 L'unité pré-salifère (UP)	163
IV.5 Synthèse des observations morpho-sédimentaires & implications	169
IV.5.1 Variations d'épaisseur des unités sédimentaires	169
IV.5.2 Décalages verticaux des unités messiniennes	174
IV.5.3 Structures remarquables d'Est en Ouest	174
IV.5.3.1 La bordure Sud du banc de Khayr-al-Din en aval du Massif d'Alger	174
IV.5.3.2 Le pli au pied du banc de KAD	175
IV.5.3.3 Le basculement des séries sédimentaires et du socle dans le prolongement Ouest du banc	176
IV.5.3.4 Les structures salifères : dômes, diapirs, murs	177
IV.5.4 Structuration pré-Messinienne du banc de Khayr-al-Din	178
IV.5.4.1 Présence d'un haut de socle pré-MSC	178
IV.5.4.2 Plongement de l'Est vers l'Ouest du banc de Khayr-al-Din	179
IV.5.5 Structuration Post-Messinienne de la marge	179

IV.1 Introduction

À la lumière des résultats issus de la structure profonde de la marge dans le secteur de Tipaza, le second stade de cette étude a porté sur la détermination de la structuration interne du banc de Khayr-al-Din. La modélisation des données grand-angle (chapitre 3), permet d'avoir une idée de la structuration générale de la marge dans le secteur, et donne des indications sur (1) les conditions d'évolution géodynamique de la marge, et (2) la nature et l'origine des domaines crustaux qui la compose (la TOC notamment), et qui doivent jouer un rôle clé sur les conditions de réactivation de la marge. Dans ce chapitre, sont présentés les résultats (préliminaires) de l'interprétation de l'ensemble des données sismiques disponibles dans la zone (voir chapitre 2, Fig ??), qui apporte une vision plus superficielle et détaillée des structures, par comparaison à ce qui a été observé dans le chapitre précédent.

IV.1.1 Le banc de Khayr-al-Din

Localisé au large de Tipaza, le banc de Khayr-al-Din constitue une large irrégularité morphologique de l'offshore algérien, qui s'étend sur environ 2° de longitude (Fig IV.1). À l'Est d'Alger, la marge algérienne très étroite, présente une orientation globalement E-O (Fig IV.1). Au Nord du Massif d'Alger, elle change d'orientation et suit une direction NO-SE, puis reprend une orientation E-O dans la Baie de Bou Ismail située entre 3,0°N et 2,5°N de longitude environ. Dans la baie, la marge s'élargie pour atteindre une quarantaine de kilomètres de largeur sur le haut topographique sous-marin de Khayr-al-Din (Fig IV.1). À l'Est de Tipaza (Fig IV.1), le banc de KAD forme un large plateau suivi d'une forte pente ($> 10^\circ$) en direction du bassin profond. À partir de Tipaza et vers l'Ouest, la marge présente trois rupture de pente avant d'atteindre le bassin profond. De l'Est vers l'Ouest le toit du banc s'approfondie suivant une pente d'environ 2° [Yelles et al., 2009].

Dans la littérature, le banc de KAD est le plus souvent interprété comme un bloc basculé hérité du rifting au Miocène [El Robrini, 1986 ; Yelles et al., 2009 ; Strzeczynski et al., 2010]. Pour ces auteurs, la topographie marquée du banc de Khayr-al-Din, culminant à près de 2000 m au dessus du bassin profond dans sa partie orientale, serait dans sa quasi totalité héritée de l'ouverture du bassin algérien. Une alternative à cette interprétation est donnée par Mauffret (2007b), qui propose que le banc soit en réalité un pli, qui résulterait de l'inversion des failles normales d'âge Miocène. Dans cette hypothèse la structuration du banc est donc plus tardive.

Le banc de Khayr-al-Din reste une structure énigmatique. Une vision 2D apparait insuffisante pour rendre compte de la complexité de cet objet clairement 3D. La topographie du secteur présente en effet d'importantes variations latérales et suggère une structuration profonde complexe (Fig IV.1) nécessitant une approche tri-dimensionnelle, afin de déterminer la part des structures héritées de l'ouverture du bassin de celles liées à la reprise en compression de la marge, le tout étant fortement

marqué par la Crise de Salinité Messinienne.

Afin de s'approcher au mieux d'une vision 3D du banc de Khayr-al-Din, l'ensemble des profils de sismique réflexion marine disponibles dans le secteur (SPIRAL, MARADJA, pétrolière) ont été interprétés conjointement (voir partie IV.2), en particulier les grands profils transverses à la marge (Fig IV.1). L'approche employée dans cette étude est basée sur l'analyse des unités sédimentaires, notamment des unités héritées de l'épisode Messinien, qui forment de bons marqueurs temporels. Leur répartition comme leur géométrie témoignent de variations latérales de la structure sédimentaire à travers le secteur, mais aussi indirectement de la structuration du socle. Ces observations sont présentées et discutées, afin de mieux appréhender la structuration 3D du secteur et d'apporter de nouvelles contraintes sur l'histoire de l'évolution du banc de KAD, y compris les modalités de la réactivation, dans le cadre de l'histoire de la marge.

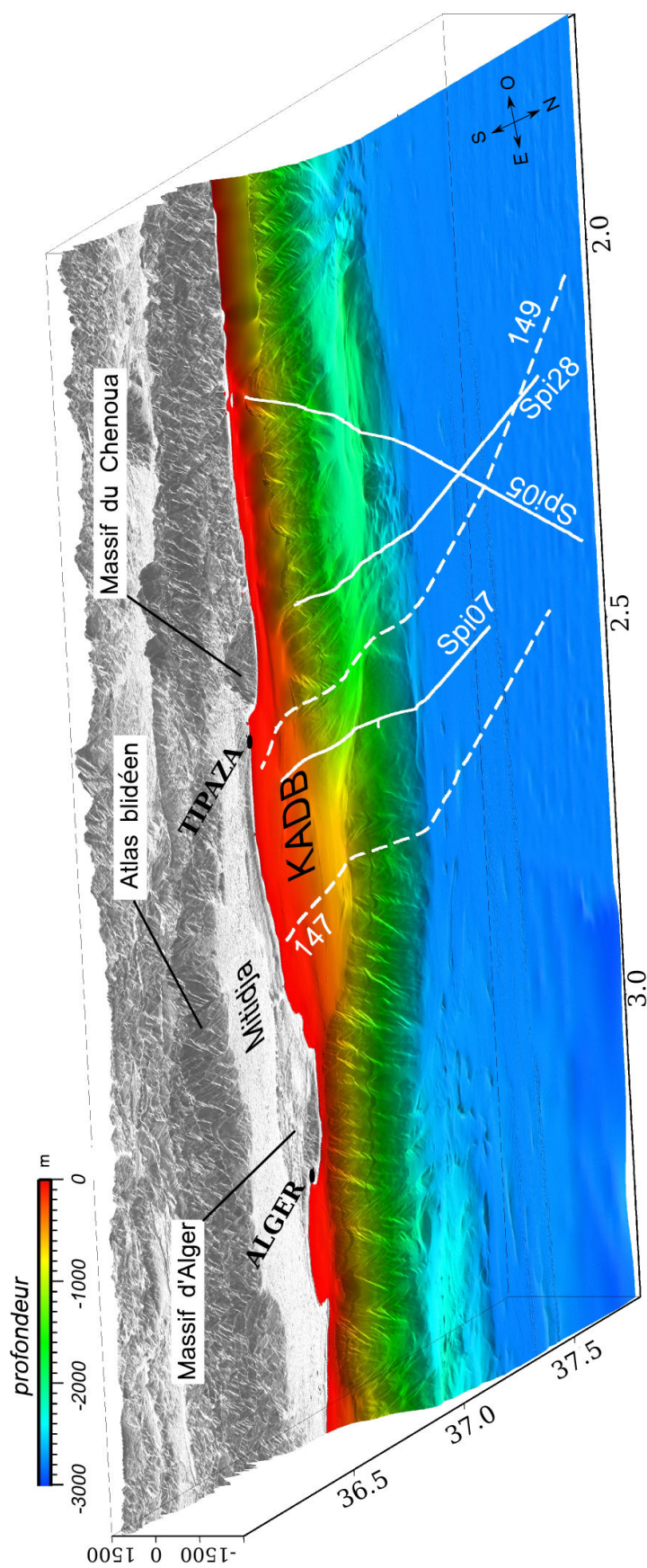


FIGURE IV.1 – Plan de position des grands profils de sismique réflexion marine transverses à la marge présentés dans cette étude, superposés à une grille de la topographie selon une vue 3D. La grille topographique intègre les données bathymétriques MARADJA près de la côte, et les données topographiques Aster Japon (www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/E/)

IV.1.2 Le marqueur sismique Messinien en Méditerranée Occidentale

La Crise de Salinité Messinienne (MSC) [$\sim 5.96-5.32$ Ma, **Krijgsman et al.**, 1999; **Gautier et al.**, 1994] associée à une chute extrême du niveau marin [~ 1500 m, **Ryan and Cita**, 1978], a profondément marqué la Méditerranée, d'un point de morphologique et sédimentaire. Sur les données de sismique-réflexion, elle se traduit par des unités et des surfaces sismiques caractéristiques.

La surface d'érosion sur les marge (la MES, cf. définition dans **Lofi et al.**, 2011a) témoigne de l'érosion intense à cette période. Elle est aisément reconnaissable sur les profils de sismique-réflexion en mer, par un fort réflecteur marquant une discordance entre les unités pré-MSC en-dessous et les sédiments Plio-Quaternaire sus-jacents [**Lofi et al.**, 2011a]. Dans la partie supérieure de la marge, la MES montre généralement une morphologie très irrégulière, liées aux importantes incisions des nombreux canyons. En direction du bassin profond, la MES présente une géométrie plus lisse et est suivi en pied de pente par les unités messiniennes, de la plus ancienne à la plus récente : l'unité inférieure "LU", l'unité de sel mobile "MU" et l'unité supérieure "UU" ("LU" pour Lower Unit, "MU" pour Mobile Unit" et "UU" pour Upper Unit, voir Chapitre I). L'unité LU n'a été clairement identifiée que dans le Golfe du Lion. Par ailleurs, sa présence est suggérée dans le bassin algérien sous la couche de sel [**Lofi et al.**, 2011a].

En Méditerranée Occidentale, l'unité MU a une épaisseur moyenne de 0.5 std. Comme présenté dans le chapitre introductif cette unité majoritairement constituée de sel est logiquement à l'origine de la tectonique salifère dans le bassin. Elle se traduit typiquement en pied de pente par la présence de failles normales listriques accommodant la migration du sel vers le bassin, affectant uniquement les sédiments postérieurs au dépôt de l'unité, et dans le bassin par la formation d'anticlinaux et de diapirs de sel.

L'unité UU présente une épaisseur variable, entre 0 (là où elle vient se biseauter sur la marge) et 0.4 std en Méditerranée Occidentale. Le forage de cette unité a permis d'en déterminer la nature (essentiellement d'origine détritique et évaporitique, **Hsü et al.**, 1973). Le faciès et la nature de cette unité évoluent selon sa position sur la marge et dans le bassin, devenant souvent plus détritique vers le pied de marge [**Savoie and Piper**, 1991].

L'interprétation de profils sismiques en Méditerranée Occidentale nécessite de rappeler quelques faits particuliers, partagés par la plupart des auteurs :

- Le dépôt de l'unité MU s'est effectué très rapidement en position profonde, à grande tranche d'eau.
- Le lieu d'enracinement de la faille normale la plus externe (par rapport à la localisation actuelle du sel) marque la position initiale du biseau du sel (aussi appelé "salt weld"), avant fluage. La surface de "glissement" située entre la faille normale salifère la plus externe et le biseau actuel du sel est appelée cicatrice salifère.

- Selon le modèle le plus courant adopté pour la MSC [Clauzon et al., 1996], le dépôt de l'unité s'effectue en 300 à 600 ka, entre 5,6-5,9 et 5.3 Ma.
- L'unité UU indique approximativement une paléo-horizontale du fait de son dépôt initialement dans une très faible tranche d'eau. Un fort décalage entre des niveaux de dépôts de UU implique donc (1) une influence de la tectonique salifère, (2) une activité tectonique (exemple de la marge Nord Ligure, tableau IV.1), (3) une subsidence régionale marquée (exemple du Golf du Lion, tableau IV.1), ou (4) une combinaison de ces trois facteurs.

TABLE IV.1 – Profondeur moyenne de quelques positions repères du marqueur Messinien Méditerranée Occidentale [d'après Lofi et al., 2011a] :

	Profondeur moyenne du biseau de UU	Profondeur moyenne du "salt weld"	Profondeur moyenne du toit du sel
Golfe du Lion	~3,6 std	~3,6 std	~4,8 std
Marge Provençale	~2,6 std	~4,1 std	~4,0 std
Marge Nord Ligure	~2,0 std	~2,9-4,0 std	~4,5 std
Marge Ouest sarde	~2,5-2,8 std	~3,9 std	~3,75 std
Marge algérienne : - Secteur Boumerdès	~2,5 std	~4,5 std	~4,5 std

IV.2 Méthodologie

La zone d'étude s'étend de 1,5° à 3,5° de longitude Est, et de 36,5° à 38° de latitude Nord. Les données utilisées dans cette partie des travaux comprennent l'ensemble des profils du secteur Tipaza issus des campagnes SPIRAL et MARADJA (e.i. chapitre 2), ainsi que deux profils pétroliers (WESTERN GECO) auxquels nous avons pu avoir accès. L'ensemble de ces profils a été intégré dans le logiciel *Kingdom Suite* (KS), afin de permettre une interprétation cohérente du secteur grâce à la corrélation des réflecteurs entre les différents profils. Nos données présentent des résolutions très variées et un signal sismique plus ou moins pénétrant (Fig IV.2). Par exemple, les profils SPIRAL qui donnent une bonne idée de l'évolution latérale de la structure générale de la marge et du bassin, ne permettent malheureusement pas une analyse de la géométrie fine des niveaux sédimentaires, de même que l'épaisseur du signal limite l'observation des variations latérales de faciès au sein des unités. Les profils MARADJA moins pénétrants mais de plus haute résolution sont au contraire favorables à ce type d'analyse. De plus un certain nombre de profils acquis durant cette campagne sont orientés parallèlement à la marge, et recourent l'intégralité des grands profils transverses à l'exception du profil Spi05 situé trop à l'Ouest. Les deux profils pétroliers présentent quant à eux une très bonne résolution, en particulier dans les sédiments Plio-Quaternaires, et ont l'avantage d'être également pénétrants. L'interprétation conjointe de ces jeux de données est donc primordiale. Un certain nombre de réflecteurs ont été pointés en commun sur l'ensemble des profils sous KS, notamment les unités messiniennes et Plio-Quaternaire. Des cartes de profondeur en seconde temps double (std) ont été calculées à l'aide du logiciel GMT [Generic Mapping Tools, Wessel and Smith, 1995]. Les vitesses

moyennes utilisées pour le calcul des épaisseurs des différentes unités ont été définies afin d'être en accord avec ce qui est généralement suggéré dans la littérature [exemple **Rollet et al. (2002)**], soit : 1500 m/s pour l'eau, 2000 m/s pour l'unité Plio-Quaternaire PQ, 3000 m/s pour l'unité messinienne UU, et 4000 m/s pour l'unité pré-salifère UP.

Seront présentés dans un premier temps l'ensemble des grands profils transverses à la marge, à travers une analyse détaillée de l'évolution des unités sismiques dans notre secteur. Cette description s'appuiera sur quatre domaines morpho-structuraux définis sur la base de similitudes entre profils. Dans un second temps, seront présentés les résultats de la cartographie des unités sismiques permettant de mettre en évidence certaines spécificités structurales de ce secteur de la marge.

IV.3 Stratigraphie sismique offshore

Sur le banc de Khayr-al-Din et dans le bassin, trois unités sismiques principales sont observées, de la plus récente à la plus ancienne : l'unité Plio-Quaternaire, l'unité formée par le marqueur sismique Messinien (la surface MES, les unités UU et MU) et l'unité pré-salifère (Fig IV.2).

L'unité sismique la plus superficielle correspond aux sédiments Plio-Quaternaire. Elle est caractérisée par un ensemble de réflecteurs d'amplitude moyenne à faible, haute fréquence, plus ou moins parallèles et continus (Fig IV.2.a). L'épaisseur de cette unité varie latéralement de 1,2-1,3 std en pied de marge vers une épaisseur quasiment nulle lorsque la pente continentale est raide ($> 10^\circ$). Elle vient s'interrompre en onlap sur les unités sous-jacentes.

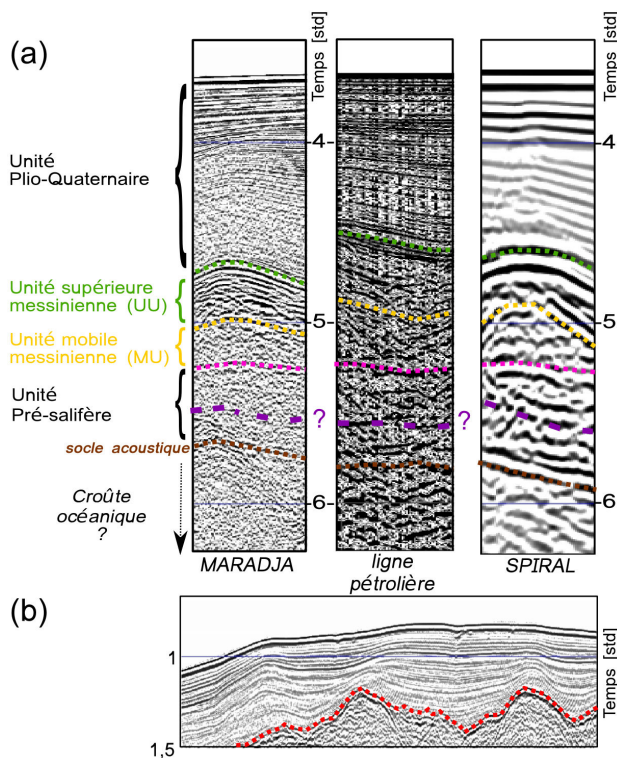


FIGURE IV.2 – (a) Stratigraphie sismique utilisée dans le bassin profond et correspondance des faciès sur les profils issus des différentes campagnes. La ligne en pointillés violet indiquent la base possible de l'unité LU. UU : Upper Unit ; MU : Mobile Unit ; LU : Lower Unit. (b) La surface d'érosion messinienne sur la marge (MES) est représentée par le ligne en pointillé rouge. L'exemple est extrait d'un profil MARADJA orienté parallèlement à la marge. Au dessus de la MES on retrouve les sédiments Plio-Quaternaire. MES : Messinian Erosion Surface.

Sous les sédiments Plio-Quaternaires, l'on trouve les unités liées à la Crise de Salinité Messinienne (Fig IV.2). Sur la marge, la surface d'érosion messinienne (MES), caractérisée par un proéminent réflecteur, témoigne de l'importante chute du niveau marin au Messinien [~ 1500 m, **Hsü et al.**, 1973; **Ryan and Cita**, 1978] et de l'érosion intense des marges (Fig IV.2.b). La surface d'érosion est suivie dans le bassin par deux unités sédimentaires messiniennes clairement identifiées : l'unité supérieure UU caractérisée par des réflecteurs de forte amplitude et de plus basse fréquence que l'unité PQ, et l'unité mobile MU caractérisée par un faciès sismique transparent typique en Méditerranée Occidentale [**Lofi et al.**, 2011a]. La très bonne résolution du profil 149 recoupant la partie basse du banc, indique quelques variations latérales de faciès de l'unité UU, du bassin profond vers le pied de marge. La présence de l'unité inférieure messinienne LU sous le sel suggérée dans la région de Boumerdès [**Lofi et al.**, 2011a] ne peut pas être identifiée avec certitude dans le secteur de Tipaza, considérant la basse résolution et la perte de signal sous le sel. Néanmoins, une unité litée de basse fréquence et d'une épaisseur moyenne de 0.3 std identifiée sous le sel dans le bassin profond pourrait correspondre à l'unité LU (Fig IV.2.a). Considérant cette incertitude, nous utiliserons dans cette étude le terme de pré-salifère pour les unités plus anciennes que l'unité MU, étant donné qu'une partie des réflecteurs identifiés sous le sel pourrait dater du Messinien.

Dans le bassin, l'unité pré-salifère UP (messinienne (?) à pré-messinienne) regroupe l'ensemble des réflecteurs relativement bien lités, plus ou moins continus, attribuable à des niveaux sédimentaires par leur stratification (Fig IV.2.a). La partie supérieure de cette unité apparaît généralement plus transparente. Sur le banc de Khayr-al-Din, l'unité pré-salifère est particulièrement bien imagée dans sa partie occidentale où le sel est absent, notamment grâce à la très bonne résolution du profil pétrolier 149 disponible dans cette zone. Le sel étant absent, cette unité se retrouve directement sous l'unité supérieure UU (Fig IV.13 et Fig IV.14). Dans cette partie du banc, l'unité la plus ancienne observée est caractérisée par des réflecteurs continus de forte amplitude, et plutôt de basse fréquence. Au-dessus de celle-ci, une unité transparente est visible, présentant localement quelques réflexions internes traduisant un litage.

Si la succession de faciès identifiés dans l'unité pré-salifère est proche entre le banc et le bassin, une corrélation directe au sein de cette unité entre les sous-ensembles observés sur le banc de KAD et ceux observés dans le bassin profond n'est malheureusement pas permise par les données du fait de la morphologie pentée et accidentée en direction du bassin qui perturbe la continuité latérale des réflecteurs.

IV.4 Évolution sédimentaire dans le secteur Tipaza

L'âge des dépôts messiniens étant bien contraint (notamment pour son toit, daté à 5,3 Ma), la distribution des unités et surface(s) messinienne(s) va permettre de mettre en place une chronologie relative des structures et de la déformation, en l'absence de forage permettant un calage temporel

précis de la stratigraphie. Quatre domaines présentant des caractéristiques morpho-structurales communes entre les différents profils transverses à la marge ont été identifiés. La délimitation de ces domaines est représentée en carte sur la figure IV.3. Dans cette partie, la répartition des unités dans le secteur d'étude est décrite domaine par domaine, sur la base de la stratigraphie vue dans la section précédente, avec : (1) l'unité post-messinienne PQ, (2) les unités messiniennes UU et MU, et (3) l'unité pré-salifère UP.

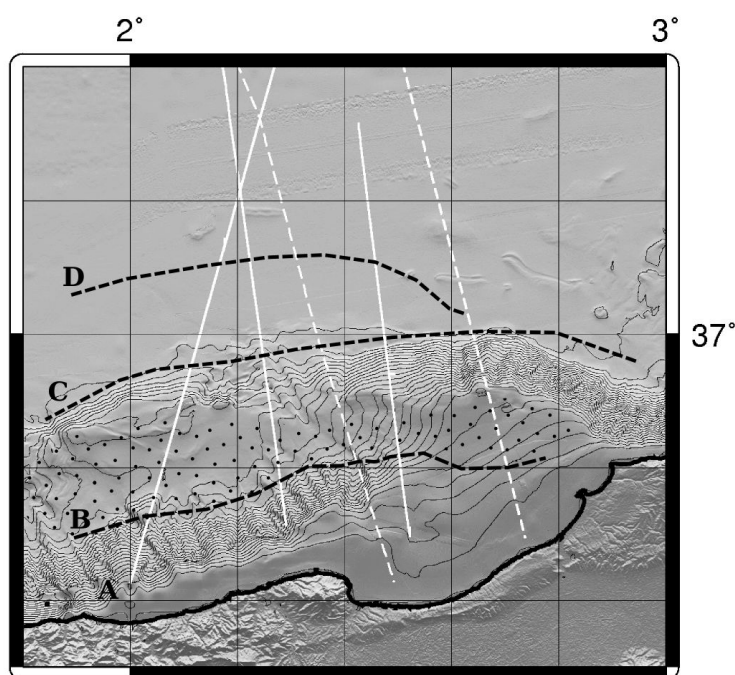


FIGURE IV.3 – Délimitation des domaines morpho-structuraux A, B, C et D (lignes pointillées noires) superposée à la bathymétrie. Les lignes blanches indiquent la position des profils sismiques. La zone indiquée par des points noirs localise le domaine B1.

IV.4.1 Domaine A

Le domaine A (Fig IV.3) correspond à la partie supérieure de la marge, dont la spécificité première est la présence de la surface d'érosion messinienne MES (Fig IV.13 à Fig IV.16).

IV.4.1.1 L'unité Plio-Quaternaire (PQ)

Ce domaine est caractérisé par une épaisseur fine de sédiments Plio-Quaternaires, qui vient draper la surface d'érosion messinienne. Le toit de l'unité PQ qui forme la topographie et la base de l'unité constituée par la MES (Fig IV.4) présentent une forte pente en direction du bassin à l'Ouest de Tipaza (Fig IV.12 Fig IV.13), où une rupture de pente nette marque la transition avec le domaine B. Elle est dans ce cas, suivie d'un bourrelet visible dans la morphologie du fond et/ou dans les sédiments sous-jacents (profils Spi05, Spi28 et 149, Fig IV.1). On observe également que lorsque la pente est forte dans le Domaine A, la pente observée dans le Domaine B est faible et inversement.

Vers l'Est, le toit de l'unité PQ s'aplanit où la topographie forme un large plateau (Fig IV.1). Il

évolue alors très proche de la surface de l'eau avec une profondeur inférieure à 0.4 std, soit inférieure à ~300 m (Fig IV.14 à Fig IV.16). Dans cette partie haute du banc de Khayr-al-Din à l'Est, le Domaine A forme une pente plus douce qui le rend difficile à différencier du Domaine B (profils Spi07 et 147). La base de l'unité (et donc la MES), présentent quant à elles une pente marquée en direction du bassin, notamment sur le profil 147 (Fig IV.4 et Fig IV.16). L'unité Plio-Quaternaire apparaît extrêmement fine sur les profils situés à l'Ouest du banc, là où la pente continentale est forte, et s'épaissit peu à peu vers l'Est en remontant sur le banc de KAD (Fig IV.12 et Fig IV.15). Le profil 147 imageant relativement haut sur la marge, indique que l'unité Plio-Quaternaire s'amincit également en direction du continent au toit du banc où la MES évolue à une profondeur de plus en plus faible (Fig IV.16 à Fig IV.16). En effet, au Nord du zoom sur le haut du banc présenté sur la figure IV.9 l'épaisseur des sédiments Plio-Quaternaires est de 0,6 std au Nord (soit ~600 m), et n'est plus que de 0,2 std environ vers le Sud (soit ~200 m). Sur cette zone haute de banc, le fond marin montre quelques petites irrégularités, dont une marche plus marquée de l'ordre de ~70 m (Fig IV.4). La partie supérieure des réflecteurs internes à l'unité PQ sont tronqués par le fond marin (Fig IV.4), tandis que les réflecteurs de sa partie basale forment des ondulations suivant la forme de la MES.

IV.4.1.2 Les unités messiniennes (UU et MU)

Dans cette partie haute du secteur les unités UU et MU ne sont pas observées et seule la présence de la MES témoigne de l'épisode Messinien (Fig IV.14 à Fig IV.16).

IV.4.1.3 L'unité pré-salifère (UP)

Le long du domaine A, aucun réflecteur notable attribuable à l'ensemble pré-salifère n'est observé dans la partie Ouest du secteur de Tipaza. Dans cette zone la pente continentale est abrupte, ce qui limite la capacité d'imagerie. Par ailleurs à l'Est, sur la partie haute du banc de KAD, des réflecteurs sont imagés localement sous la surface d'érosion messinienne (Fig IV.14 à Fig IV.16), notamment sur le profil 147 (Fig IV.4). Lorsqu'ils sont visibles, ils présentent (1) des directions de pendages variables parfois en direction du bassin, parfois en direction du continent (Fig IV.15 et Fig IV.16), (2) des discontinuités locales et (3) parfois des décalages verticaux attribuables à des failles (Fig IV.4). Sur la bordure Nord du banc, dans sa partie haute (Fig IV.4), l'épaisseur de l'unité UP est estimée à 1600 en se basant sur une vitesse moyenne de 4000 m/s. En dessous le socle semble relativement proche de la surface, en bon accord avec l'affleurement du socle dans le Massif d'Alger à proximité à terre [Heddar et al., 2012].

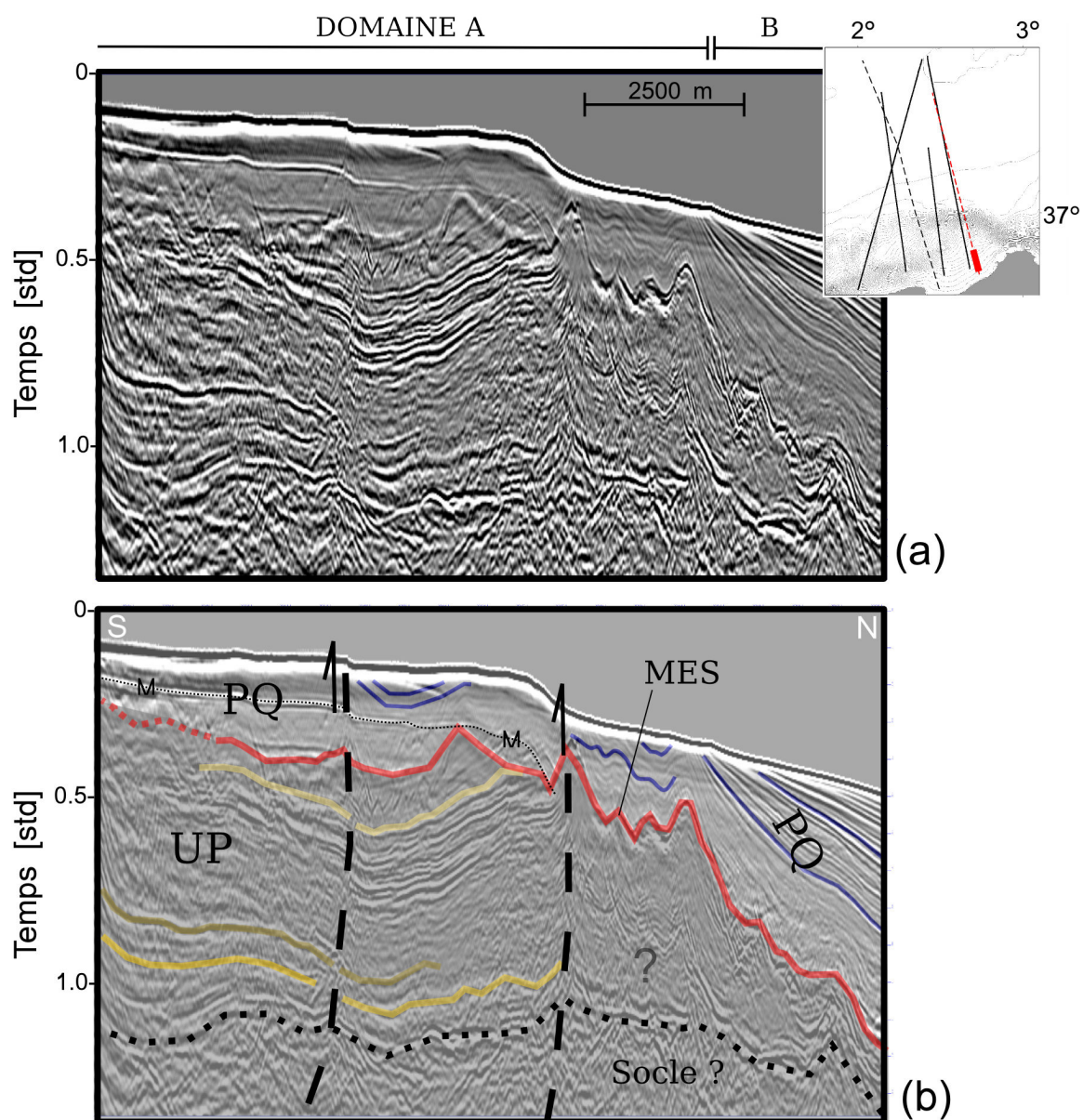


FIGURE IV.4 – Zoom sur le domaine A sur la partie haute du banc de Khayr-al-Din, à l'Est (profil 147). La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte et sur la figure IV.16 le long du profil complet. La surface "rugueuse" d'érosion messinienne est représentée par un trait rouge. Les traits bleus correspondent à des réflecteurs dans l'unité PQ et les traits en nuances de marron à des réflecteurs dans l'unité UP. M : multiple

IV.4.2 Domaine B

Du Sud vers le Nord, le domaine A est relayé par le domaine B (Fig IV.3), où la morphologie du fond de l'eau forme une "marche d'escalier", connectant le haut de marge au bassin profond (exemple Fig IV.12). D'Ouest en Est, le domaine B présente une importante variabilité du point de vue 1) de la profondeur à laquelle est situé le plateau de la "marche" (Domaine B1), qui varie de 2000 m à l'Ouest (Spi05) à 550 m à l'Est (profil 147), et 2) du degré d'inclinaison de la pente Nord du

banc de KAD (Domaine B2), qui varie de $\sim 3,6^\circ$ au centre du banc (Spi28) à $14,6^\circ$ à l'Est (profil 147)).

IV.4.2.1 L'unité Plio-Quaternaire (PQ)

Selon une direction transverse à la marge, le toit de l'unité PQ forme dans le Domaine B un plateau intermédiaire (Domaine B1) suivi d'une pente plus ou moins raide (Domaine B2) en direction du bassin profond.

- **Domaine B1** : De l'Est vers l'Ouest, la profondeur du plateau formé par le toit de PQ dans le Domaine B1 se situe une profondeur de plus en plus importante, de 0.7-0.5 std à $\sim 2,5$ std (soit une variation de profondeur d' ~ 1500 m). Sur les deux profils les plus à l'Ouest, le pied de la pente (Domaine A) est marqué par un bourrelet visible dans la morphologie du fond (Fig IV.5 et Fig IV.13). La base de l'unité PQ, formée par la MES sur la partie haute du banc, et par l'unité messinienne supérieure UU dans son prolongement Ouest, montre également la même évolution longitudinale. Dans ce domaine, la base de l'unité PQ forme une vaste cuvette, avec une courbure maximale sur les profils Spi05 et 147, respectivement le plus à l'Ouest et le plus l'Est (Fig IV.5 et Fig IV.9). C'est à cet endroit que l'unité PQ est la plus épaisse pour le domaine B, avec un maximum observé sur le profil Spi05 où elle atteint 1,2 std d'épaisseur, soit 1,2 km environ (Fig IV.5). L'épaisseur de l'unité PQ diminue dans un premier temps de l'Est (profil 147) vers l'Ouest jusqu'au profil 149, où elle présente une épaisseur de 0,65 std (soit 650 m), avant de croître de nouveau plus à l'Ouest, (voir tableau récapitulatif IV.2).

Dans la partie basale de PQ, les réflecteurs se terminent en onlap sur la MES ou le toit de l'unité UU lorsqu'elle est présente (Fig IV.5 et Fig IV.9). À l'Ouest du secteur (profil Spi05), les réflecteurs internes à l'unité Plio-Quaternaire sont basculés en direction du continent, de même que la base de l'unité (Fig IV.5 et Fig IV.12). Ils présentent localement des discontinuités et forment des ondulations de courte longueur d'onde visibles jusque dans la morphologie du fond de l'eau (Fig IV.5). Vers l'Est, la stratification interne est proche de l'horizontale sur le profil Spi28 puis devient légèrement inclinée vers le bassin sous le plateau intermédiaire sur les profils suivants (Fig IV.7). Sur le profil 149, les réflecteurs Plio-Quaternaires montrent quelques discontinuités et localement des décalages verticaux de faible amplitude à l'aplomb d'un haut morphologique, à la jonction entre les domaines B1 et B2. Dans la zone latéralement équivalente sur la partie haute du banc, les réflecteurs Plio-Quaternaire de même que la base de l'unité (la MES) sont redressés (Fig IV.9).

- **Domaine B2** : La pente en direction du bassin correspondant au Domaine B2 apparaît plus faible à l'ouest qu' à l'Est (Fig IV.13) où elle devient très abrupte (pente $> 10^\circ$, Fig IV.16). Sur la pente, l'unité s'amincit progressivement vers le Nord en direction du Domaine C (exemple IV.12), et atteint une épaisseur minimale voire nulle sur la forte pente nord du banc de KAD à l'Est (Fig IV.16). Le toit du banc domine ici la plaine abyssale de près de 2000 m.

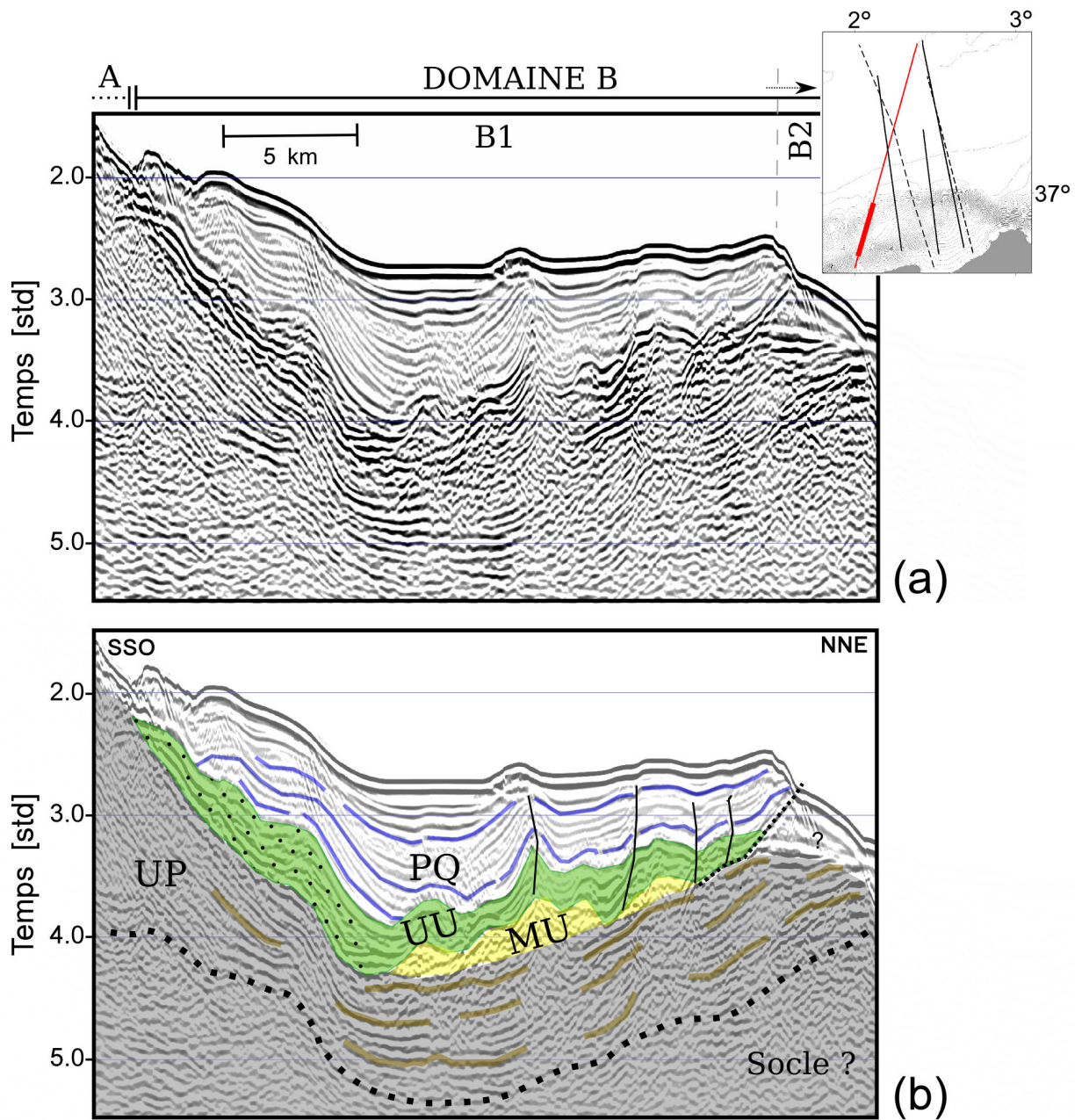


FIGURE IV.5 – Zoom sur le domaine B dans la partie Ouest du banc de Khayr-al-Din (profil Spi05) : (a) section non interprétée, (b) section interprétée. La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte et sur la figure IV.12 le long du profil complet. Les points noirs sur fond vert indiquent l'équivalent latéral plus détritique de l'unité UU, déduit par analogie avec le profil 149 (voir Fig IV.7). Dans la partie Sud du domaine B, un bourrelet est visible en pied de marge dans la morphologie du fond. En-dessous, l'ensemble des réflecteurs sédimentaires imagés (PQ, UU, UP) suit la pente du Domaine A : il est globalement incliné vers le N-NE. Dans les 2/3 Sud du domaine B1, l'ensembles des réflecteurs sédimentaires imagés présentent un pendage inverse, en direction du Sud.

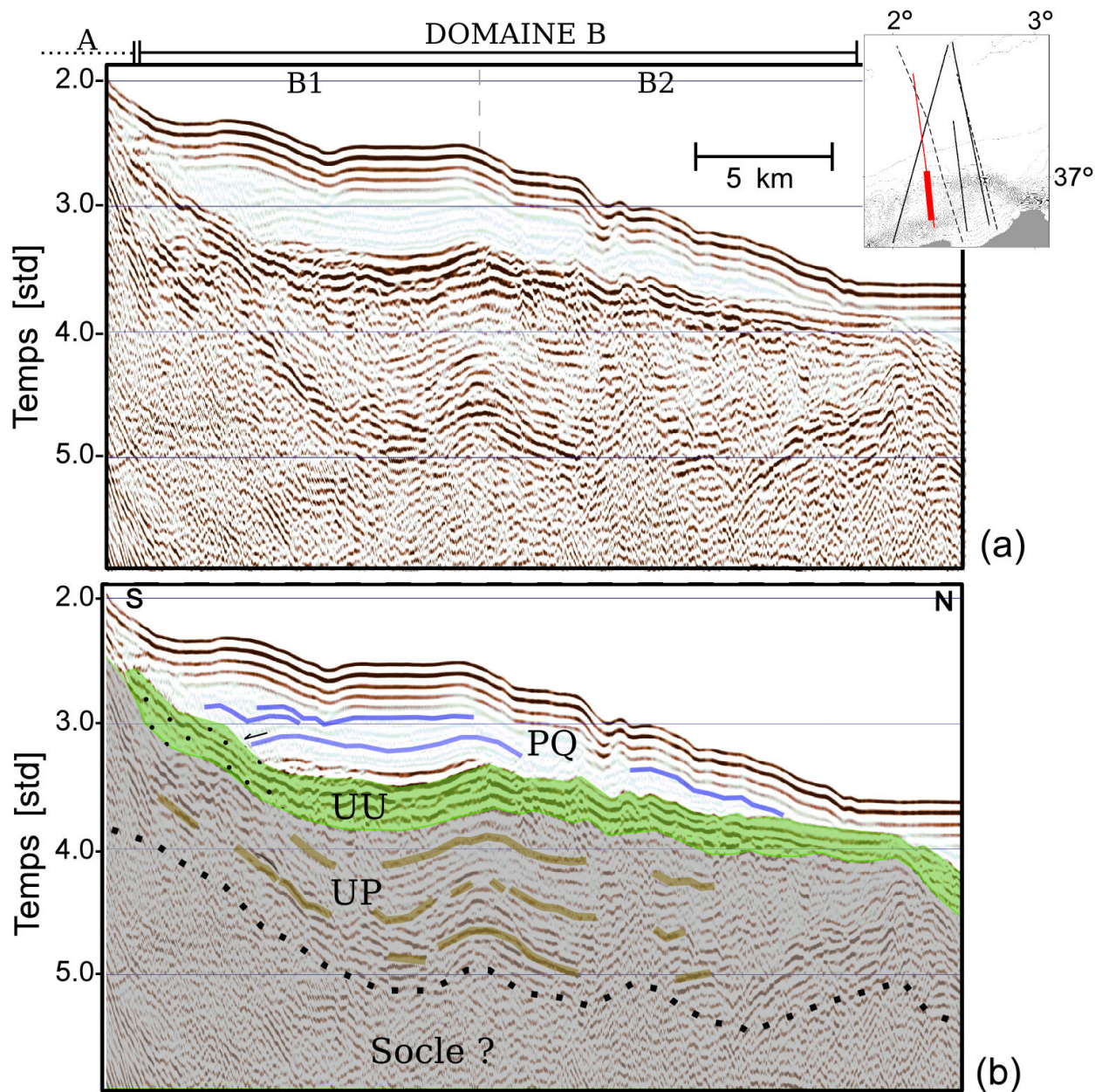


FIGURE IV.6 – Zoom sur le domaine B dans la partie centrale du banc de Khayr-al-Din (profil Spi05) : (a) section non interprétée, (b) section interprétée. La localisation du zoom est indiquée sur l’encart en carte et sur la figure IV.13 le long du profil complet. Les points noirs sur fond vert indiquent l’équivalent latéral plus détrique de l’unité UU, déduit par analogie avec le profil 149 (voir Fig IV.7). Dans la partie Sud du domaine, un bourrelet est visible en pied de marge dans la morphologie du fond. En-dessous, l’ensemble des réflecteurs sédimentaires imagés (PQ, UU, UP) épousent la forme du replis et sont globalement inclinés vers le N-NE. À la transition entre les domaines B1 et B2 les réflecteurs de l’unité UP dessinent une antiforme. Au dessus, les unités plus récentes (UU et PQ) suivent également cette géométrie. Dans le Domaine B2, les réflecteurs UP deviennent plus discontinus.

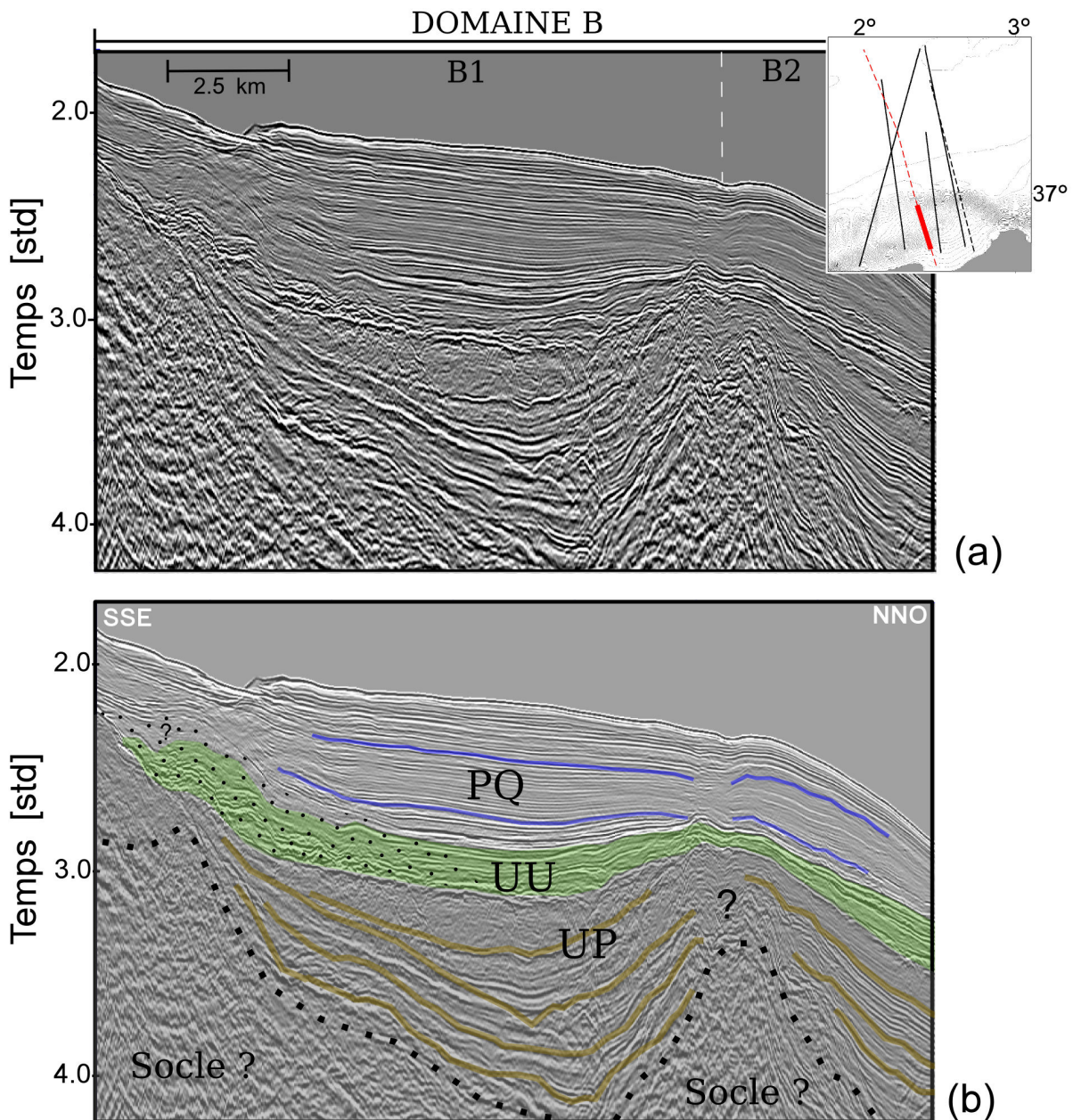


FIGURE IV.7 – Zoom sur le domaine B dans la partie centrale du banc de Khayr-al-Din (profil 149) : (a) section non interprétée, (b) section interprétée. La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte et sur la figure IV.16 le long du profil complet. À l'Ouest du secteur, les sédiments Plio-Quaternaire viennent draper la morphologie en-dessous. Les réflecteurs à la base du Plio-Quaternaire se terminent en onlap sur le toit de UU à la transition des domaines B1/B2, où un haut structural est présent. A l'apex de ce haut, les réflecteurs Plio-Quaternaires sont discontinus et localement décalés. L'ensemble des séries sédimentaires imagées PQ, UU et UP s'amincissent à l'aplomb de ce "relief profond". Les points noirs indiquent une évolution de faciès de l'unité UU (en vert) en direction du sud, qui devient plus transparente par endroit et plus chaotique.

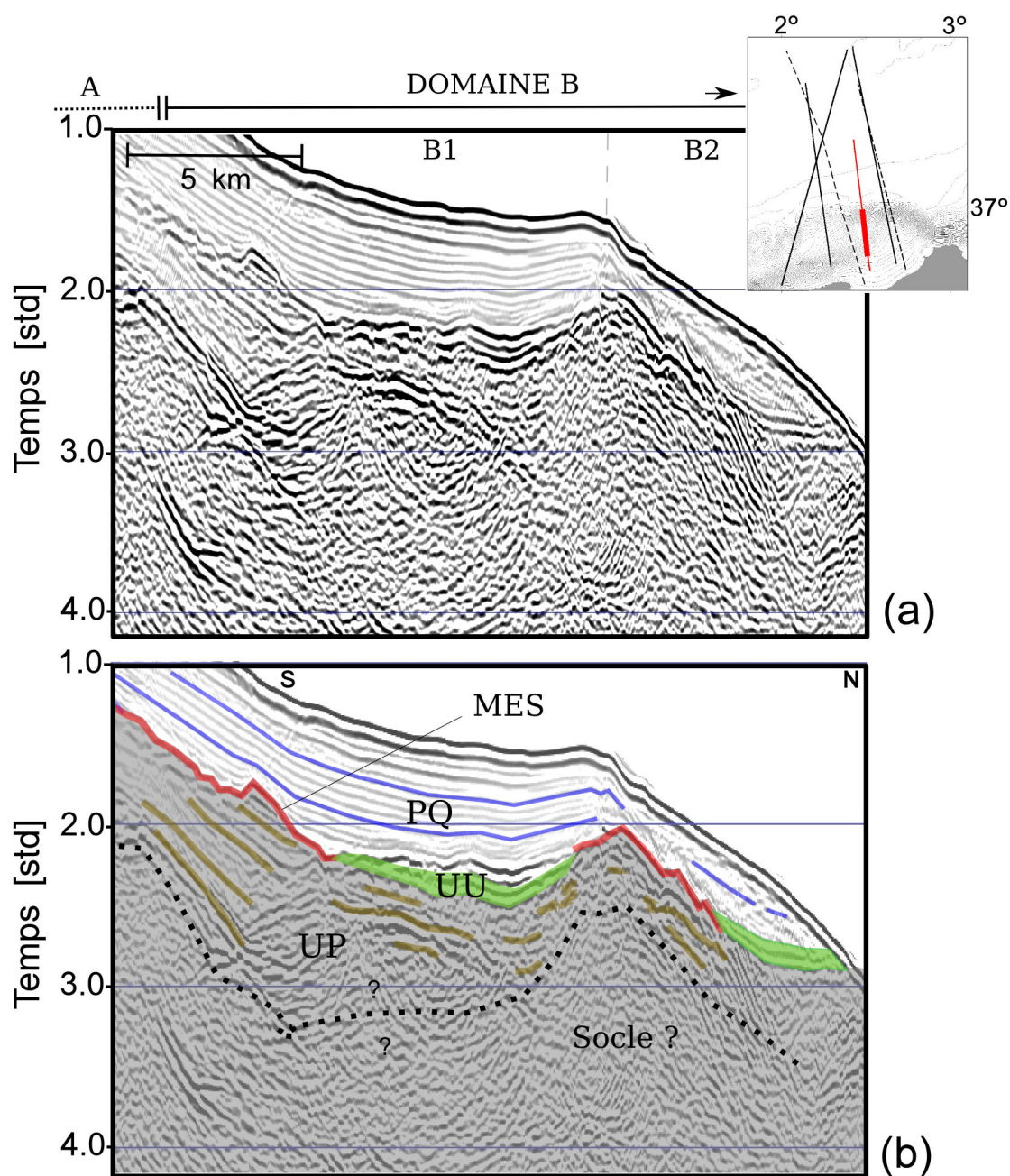


FIGURE IV.8 – Zoom sur le domaine B dans la partie intermédiaire du banc de Khayr-al-Din (profil Spi07). La localisation du zoom est indiquée sur l’encart en carte et sur la figure IV.15 le long du profil complet. La surface d’érosion messinienne est représentée par un trait rouge. Les réflecteurs PQ viennent draper les irrégularités morphologiques formées par la MES. L’unité UU est présente de part d’autre d’un haut structural à la jonction des domaines B1 et B2.

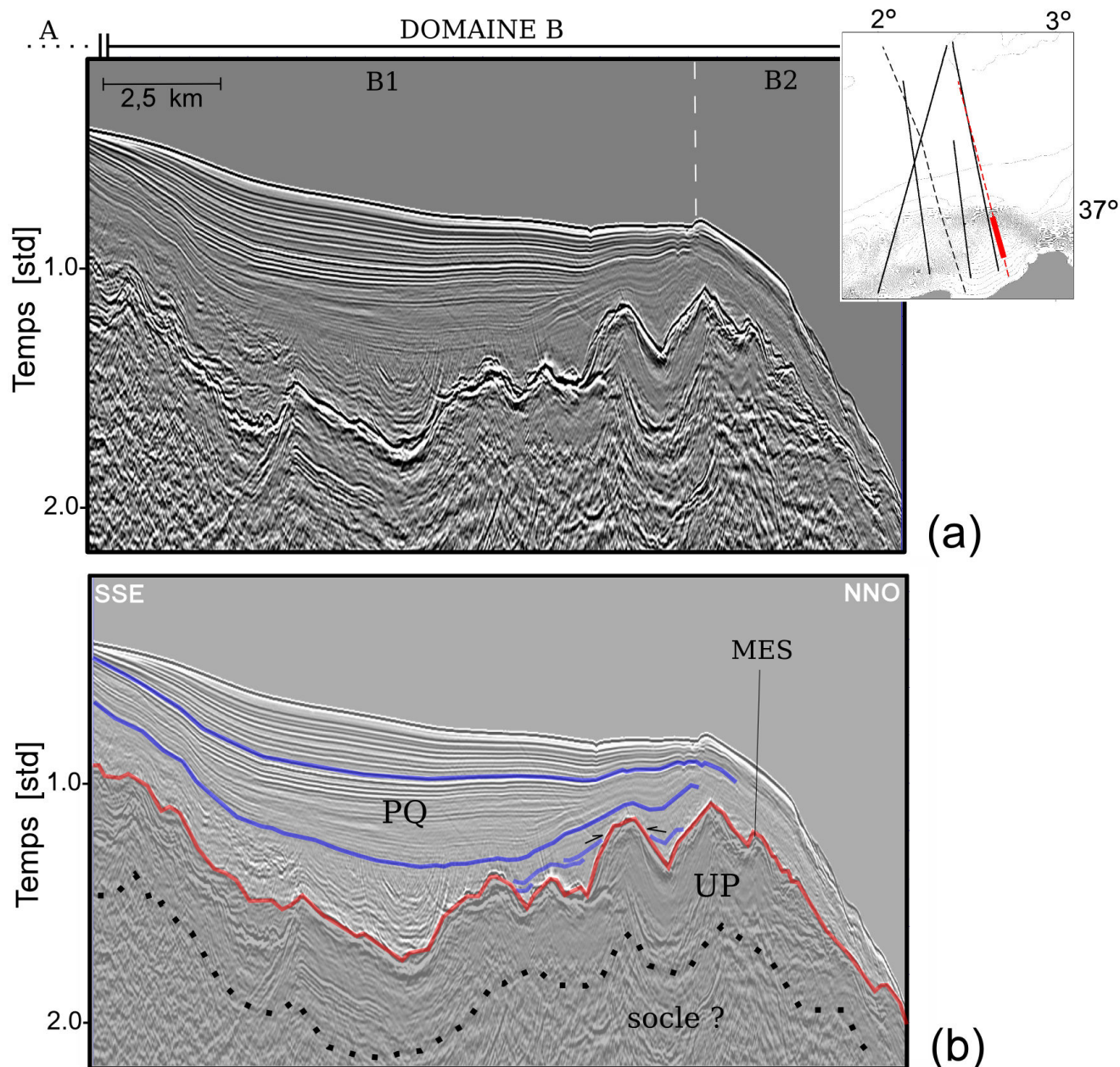


FIGURE IV.9 – Zoom sur le domaine B dans la partie haute du banc de Khayr-al-Din (profil 147). La localisation du zoom est indiquée sur l’encart en carte et sur la figure IV.16 le long du profil complet. La surface irrégulière d’érosion messinienne est représentée par un trait rouge. Là où cette surface devient très incurvée, l’épaisseur des sédiments Plio-Quaternaires (traits bleus) atteint un maximum de 1 std (~ 1000 m). Les réflecteurs dans la partie basale de l’unité s’interrompent en onlap sur la MES (flèches noires). Les réflecteurs sus-jacents viennent draper les irrégularités morphologiques formées par la MES.

IV.4.2.2 Les unités messiniennes (UU et MU)

Dans le Domaine B, la répartition des unités UU et MU présente une forte variabilité longitudinale. La description sera faite de l’Ouest vers l’Est, profil par profil, ou groupe de profils lorsqu’ils présentent de fortes similitudes.

Sur le **profil Spi05**, les unités UU et MU sont toutes deux observées dans le bassin perché formé par le Domaine B1, dans le prolongement Ouest du banc de Khayr-al-Din (Fig IV.5). Le toit comme la base de l'unité UU forment des ondulations similaires à celles observées pour l'unité PQ. Sur le premier tiers du Domaine B1, l'ensemble de l'unité est inclinée vers le bassin. Les réflecteurs internes très irréguliers semblent épouser la géométrie concave visible du fond. Sur les deux tiers suivants, l'unité UU est inclinée en direction du continent, comme observé précédemment pour l'unité PQ (Fig IV.5). L'épaisseur de l'unité UU est relativement constante de 0,4 std (~450 m) malgré des ondulations, avant de se biseauter sur la pente vers le SSO, à 2,2 std environ (Fig IV.5). La continuité Nord de l'unité UU vers le bassin est difficile à établir, car la géométrie des réflecteurs est fortement chahutée (transition domaine B1/B2, Fig IV.5 et Fig IV.12).

En-dessous, l'unité MU est visible dans les 2/3 nord du Domaine B1. Son toit qui constitue la base de l'unité UU forme de petites ondulations, tandis que sa base à la géométrie régulière est inclinée en direction du continent (Fig IV.5). L'unité MU qui possède la capacité de fluer, est donc à l'origine de ces ondulations de courte longueur d'onde. Le fluage du sel messinien vient ici perturber la sédimentation sus-jacente (PQ et UU), générant des anticlinaux et failles normales typiques de la tectonique salifère. La présence de l'Unité Mobile dans cette zone permet d'expliquer au moins en partie les ondulations et les petites discontinuités observées dans les réflecteurs Plio-Quaternaires. Les biseaux Sud et Nord du sel sont ici observés à 4,2 et 3,5 std respectivement (Fig IV.5). L'unité MU apparaît à cet endroit clairement déconnectée de celle identifiée dans la partie distale du bassin profond (Domaine D, Fig IV.12), car elle est (1) décalée verticalement de 750 à 1200 m (considérant les biseau Sud et Nord du Domaine B) par rapport à la position du biseau du sel dans le bassin profond (5 std environ), et (2) interrompue latéralement par un haut de socle. Elle est d'ailleurs absente sur l'ensemble du Domaine B sur les profils situés plus à l'Est.

Sur les **profils Spi28 et 149**, l'unité UU est présente tout le long du Domaine B (Fig IV.13 et IV.14). Elle apparaît légèrement plus épaisse dans le domaine B1, puis garde une épaisseur relativement constante (0,2-0,3 std) jusqu'au bassin profond sur le profil Spi28. Sur le profil 149, l'unité s'amincit à la jonction entre les domaines B1 et B2, suggérant la présence d'un bombement topographique au moment du dépôt (Fig IV.7)

Sur le **profil Spi07** en position plus haute sur le banc, l'unité UU est observée plus localement. Ici le dépôt de l'unité UU semble s'être effectué de part et d'autre d'un haut structural. Compte tenu de la faible résolution du profil et de la faible épaisseur de dépôt, la continuité ou l'interruption de l'unité entre ces deux zones ne sont pas évidentes à établir. Néanmoins, un profil de sismique haute résolution issu de la campagne MARADJA acquis au même endroit, de même que la corrélation latérale entre l'ensemble des profils disponibles dans le secteur, semblent être en accord avec cette dernière interprétation. Les biseaux de l'unité se trouvent ici à 2,2 std pour le dépôt Sud et de 2,6 à 2,8 std pour le dépôt Nord dans le Domaine B, soit un décalage de 0,4 à 0,6 std (400 à 600 m). L'unité UU

est dans le Domaine B en position haute par rapport à celle située dans le bassin profond (Domaine C) où le biseau de l'unité UU se situe à 4,1 std. On obtient un décalage des évaporites supérieures entre les domaines B et C (Fig IV.15) de $\sim 1,3$ à $1,9$ std (soit ~ 1000 à 1400 m). Latéralement, l'unité UU est plus mince sur le profil Spi07 (< 300 m d'épaisseur) et s'épaissit rapidement vers l'Ouest où elle présente une épaisseur relativement constante (i.e. tableau IV.2).

Sur les profils situés plus à l'Est et recoupant le banc de KAD dans sa partie la plus haute, les deux unités messiniennes ne sont pas observées sur nos données (Fig IV.16).

IV.4.2.3 L'unité pré-salifère (UP)

L'absence de sel ou sa présence en faible quantité dans le Domaine B constitue une fenêtre d'observation favorable à l'imagerie de la structure sédimentaire de l'ensemble pré-salifère, notamment dans le Domaine B1 (bassin perché) où la géométrie du fond marin est faiblement pentée voire plane.

À l'Ouest, sur le **profil Spi05**, les réflecteurs UP présentent une géométrie relativement similaire à celle observée pour la base des sédiments Plio-Quaternaires (à l'exception de l'influence de la tectonique salifère) et de la base de l'ensemble UU/MU avec : 1) un pendage en direction du bassin sous le bourrelet visible dans la morphologie du fond, et 2) un pendage vers le continent dans les deux tiers restants du domaine B1 (Fig IV.12). Les réflecteurs apparaissent proche de l'affleurement lorsque commence le Domaine B2, qui pourrait être en contact direct avec l'unité PQ (Fig IV.5). Cette zone coïncide avec l'endroit où la continuité de l'unité UU est discutable (CMP 4500 et 5000, Fig IV.5).

Sur le **profil Spi28**, la géométrie sédimentaire est une nouvelle fois très différente. Les réflecteurs pré-salifères, de fortes amplitudes et relativement continus, sont observés sous l'unité UU dans le Domaine B1. Ils dessinent une antiforme à la zone de connexion entre les domaines B1 et B2, puis présentent un faciès plus discontinu dans le Domaine B2 (Fig IV.13). Ils semblent alors suivre une pente douce en direction du bassin, avant de se redresser légèrement à la transition des domaines B et C. La bonne pénétration du signal sur ce profil indique une épaisseur d'environ $1,2$ std (soit ~ 2400 m) pour l'unité pré-salifère à cet endroit.

Vers l'Est, sur le **profil 149**, les réflecteurs UP suivent globalement la même géométrie que la base des unités PQ et UU, s'incurvant dans le domaine B1, et s'inclinant vers le bassin dans le domaine B2 (Fig IV.14). À la transition B1/B2, l'architecture sédimentaire est complexe et il est difficile de corréler les réflecteurs de part et d'autre de "l'antiforme", là où l'unité UU s'amincit. De plus, les réflecteurs UP montrent un faciès de plus haute fréquence au Nord qu'au Sud. Néanmoins, ce phénomène pourrait être lié à une perturbation du signal au Sud par les unités sus-jacentes, notamment par la base de l'unité UU particulièrement rugueuse et diffractante à cet endroit. L'unité UP semble cependant s'amincir à l'aplomb dans "l'antiforme", suggérant la présence d'un haut de

socle à cet endroit. Les observations faites pour le profil 149 sont également valables pour le **profil Spi07** (Fig IV.8), dans une gamme de fréquence plus basse.

Plus haut sur le banc, les réflecteurs pré-salifères ne sont imagés que très localement. Toutefois, on retrouve à la jonction des domaines B1 et B2 un bombement marqué par la base du marqueur messinien (la MES), que semble également suivre l'unité UP sous-jacente (Fig IV.9)

Si l'on considère que l'ensemble de l'unité UP est imagé sur les données, et que les réflecteurs bien stratifiés les plus profonds constituent la base de l'unité UP, alors l'estimation des épaisseurs pour chacun des profils dans le Domaine B traduit un épaissement de l'unité de l'Est vers l'Ouest (de 0,7 à 1,25 std, soit de 1000 à 2500 m, tableau IV.2).

IV.4.3 Domaine C

Le troisième Domaine C (Fig IV.3) correspond au premier domaine situé dans le bassin profond, où la bathymétrie atteint à présent une profondeur relativement régulière de 3,6 std. Néanmoins, ce domaine diffère du Domaine D plus distal dans le bassin, par le fait que les unités sédimentaires pré-PQ dans cette zone apparaissent encore en position relative haute, même si cela n'est pas marqué dans la bathymétrie (Fig IV.3). De plus elles tendent à s'approfondir et/ou à s'épaissir vers le Nord, là où se fait le jonction entre les deux domaines C et D marqué par le biseau du sel (exemple Fig IV.12).

IV.4.3.1 L'unité Plio-Quaternaire (PQ)

Dans ce domaine, le toit de l'unité PQ est relativement plat. Il présente cependant quelques irrégularités au passage des domaines B à C, qui se traduisent : (1) à l'Ouest par de légères ondulations qui s'atténuent en direction du bassin (Fig IV.10) , et (2) à l'Est, par un réhaussement voire un bombement au pied du Domaine B2 (Fig IV.11). Sous la topographie, les réflecteurs internes suivent globalement la géométrie du bombement, cependant la courbure s'accroît avec la profondeur (Fig IV.11).

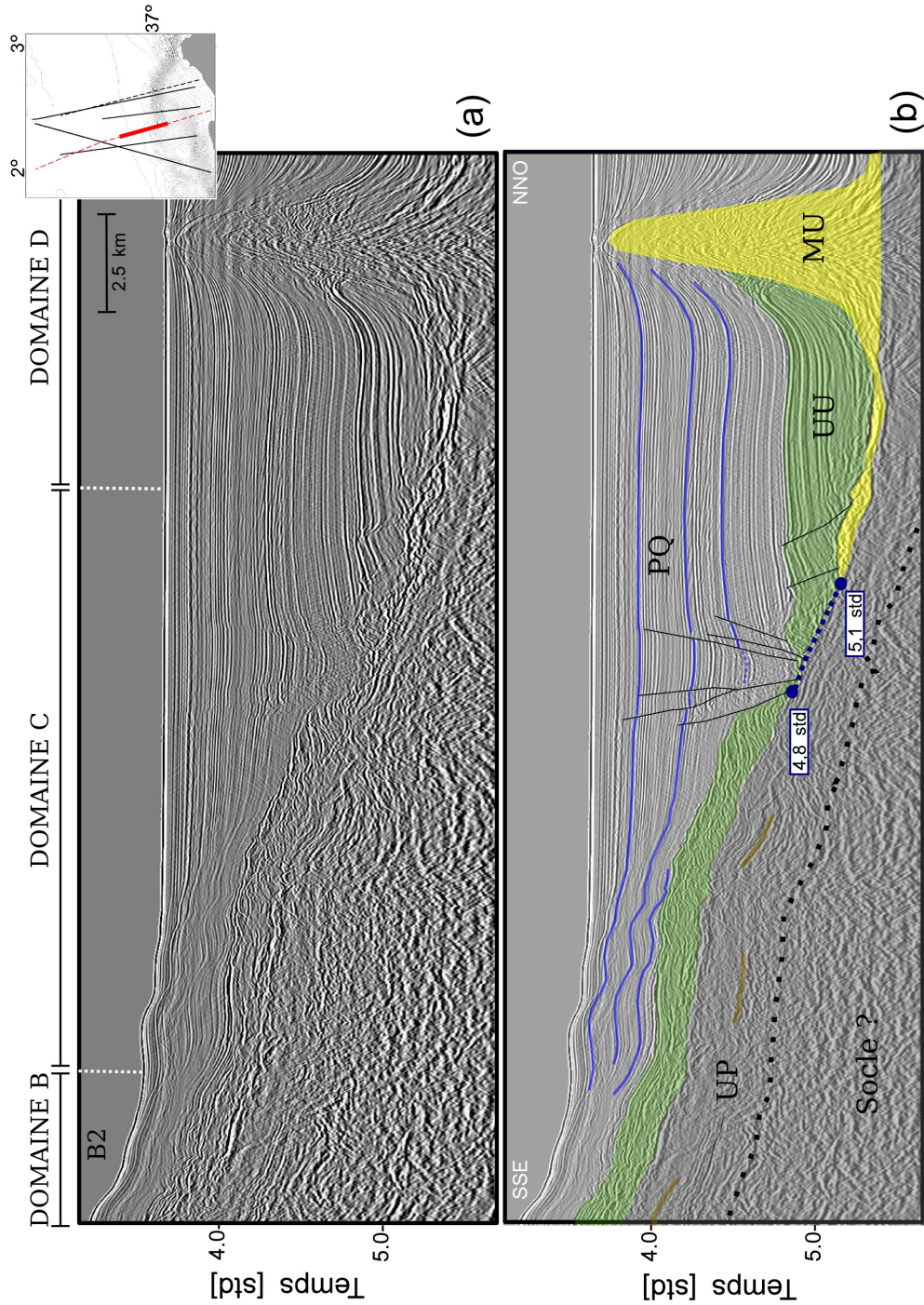


FIGURE IV.10 – Zoom sur le Domaine C dans la partie centrale du banc de Khayr-al-Din (profil 149). La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte, et le long du profil complet sur la figure IV.14. À la transition entre le domaine B vers au domaine C, les réflecteurs Plio-Quaternaire forment des ondulations enregistrées jusqu'au fond marin. L'unité UU sous-jacente présente la même géométrie, ainsi que des réflecteurs plus discontinus que ceux observés dans le Domaine D. Au pied de la pente formée par UP, l'unité UU est décalé sur 0,3 std par l'intermédiaire de failles normales s'enracinant sur le niveau de sel. Lorsqu'on atteint la partie distale du bassin profond (Domaine D), l'unité MU forme un diapir, qui déforme les sédiments sus-jacents sur leur presque totalité.

Sur l'ensemble des profils transverses à la marge, la base de l'unité Plio-Quaternaire montre un pendage important vers le Nord. L'unité s'épaissit rapidement jusqu'à la zone de jonction entre les domaines C et D (Fig IV.11). Toutefois sur le profil Spi05 (Fig IV.12), l'épaisseur de l'unité croît de façon moins uniforme, et s'amincit au dessus d'un pli dissymétrique formé par le toit de UU. Latéralement l'épaisseur de l'unité PQ diminue à la jonction entre les domaines B et C de l'Ouest vers l'Est, ce qui est probablement lié au basculement du socle et de l'ensemble des séries sédimentaires dans le prolongement Ouest du banc. Des discontinuités des réflecteurs et/ou leur basculement sont observés vers le pied de pente traduisant la présence de failles normales salifères (Fig IV.10).

IV.4.3.2 Les unités messiniennes (UU et MU)

Le toit et la base de l'unité UU présentent également un pendage en direction du bassin, bien que la base présente parfois quelques ondulations (Fig IV.10 et Fig IV.11). L'épaisseur de l'unité est ici intermédiaire entre celles observées dans les domaines B et D (exemple Fig IV.13). Le faciès de l'unité est généralement moins bien stratifié et plus discontinu que dans la partie distale du bassin (Fig IV.10 et Fig IV.11). L'irrégularité du faciès de UU coïncide avec une zone où sa base est inclinée en direction du bassin, ce qui peut être un facteur déterminant les variations internes observées dans l'unité, créant des conditions de dépôt différentes (Fig IV.10).

Un exemple de l'impact des failles normales sur la géométrie des sédiments post-sel est illustré sur le profil 149 où le toit de l'unité UU est décalé sur $\sim 0,3$ std environ (soit 300 m environ, Fig IV.10) à cause de la migration du sel. Les failles salifères témoignent du dépôt de l'unité MU dans le Domaine C au Messinien. Néanmoins, il est actuellement localisé plus au Nord dans le bassin, où il est localement présent sous la forme de coussins résiduels (Fig IV.15).

Sur le profil Spi07, l'unité UU apparaît fracturée sous le bombement visible en pied de pente, tandis que les sédiments Plio-Quaternaires ne semblent pas affectés. La position du "salt weld" (paléobiseau du sel) est ici ambiguë entre la zone située autour du CMP 7000 et celle située sous le bombement topographique (Fig IV.11).

IV.4.3.3 L'unité pré-salifère (UP)

Sous les unités messiniennes, la tendance sur l'ensemble des profils reste à l'approfondissement des réflecteurs sédimentaires en direction du Domaine D, avec une inclinaison vers le bassin. Les réflecteurs UP sont fortement discontinus dans ce domaine mais semblent suivre la géométrie de la base du marqueur messinien (Fig IV.12 à Fig IV.16).

La géométrie de l'unité varie en particulier sur deux profils : 1) sur le profil Spi05, les réflecteurs forment un pli asymétrique au dessus desquels l'unité PQ s'amincit localement (Fig IV.12), et 2)

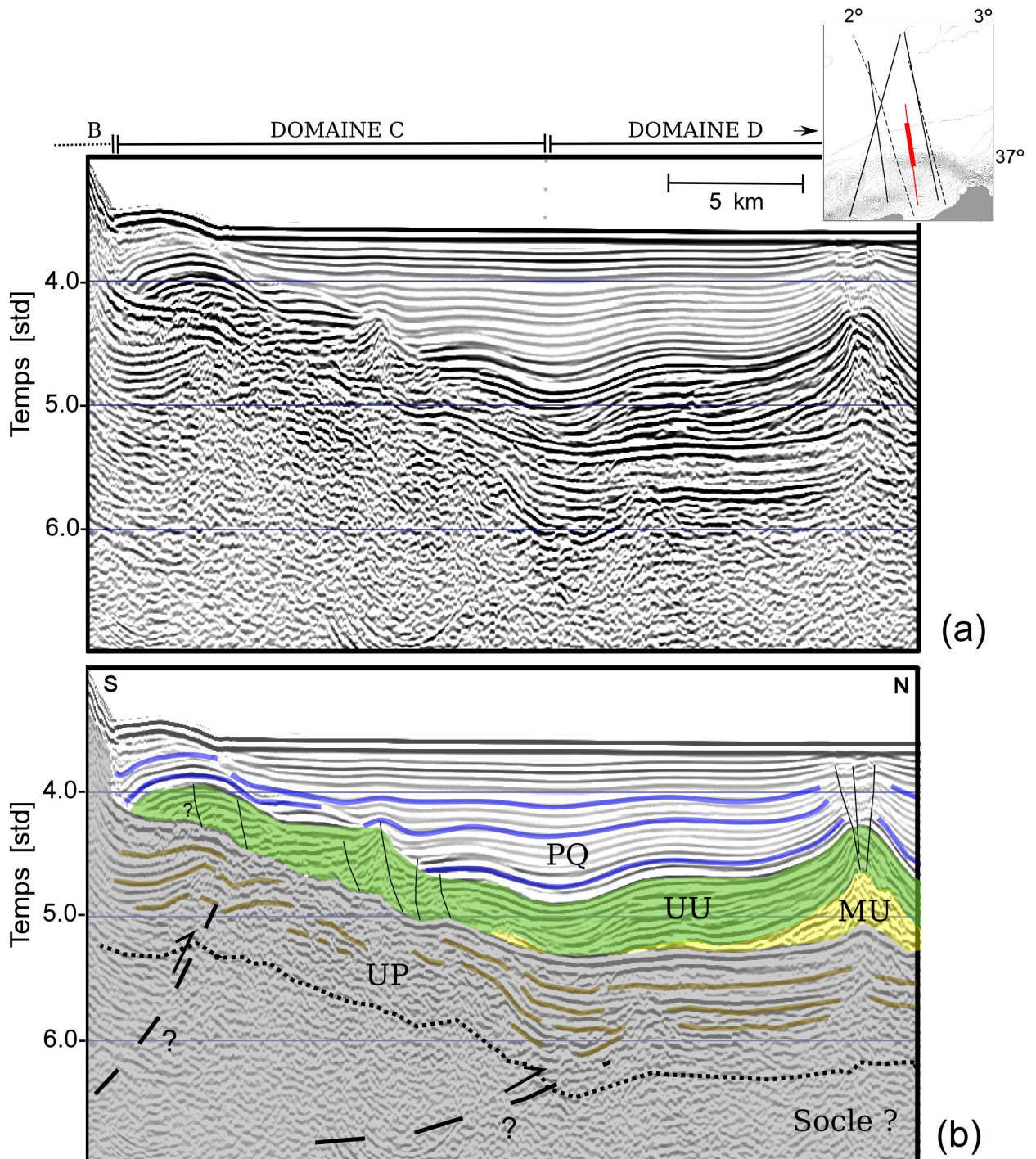


FIGURE IV.11 – Zoom sur le domaine C au pied de la partie haute du banc de Khayr-al-Din (profil Spi07). La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte, et le long du profil complet sur la figure IV.15. À la transition entre le Domaine B et le Domaine C, le fond marin forme un bombement, en-dessous duquel les réflecteurs prennent une forme concave. Le long du domaine C, excepté sous le bombement, les réflecteurs UP apparaissent fortement discontinus contrairement à ceux observés dans le Domaine D. Latéralement, les réflecteurs internes à l'unité UU montrent une meilleure continuité au passage dans le Domaine D.

sur le profil Spi07 au pied du banc de KAD (Fig IV.11), les réflecteurs profonds sont basculés vers le continent sous le bombement formé par la topographie. Sous la limite Nord du bombement, les réflecteurs UP sont discontinus et changent d'orientation de façon abrupte (Fig IV.15), en accord avec la présence d'une faille inverse à pendage vers le Sud à cet endroit [Yelles et al., 2009 ; Strzeczynski et al., 2010]. Vers le Nord, les réflecteurs UP changent à nouveau d'orientation à la transition entre les domaines C et D, qui sépare une zone en position haute d'une zone en position base. En dessous, un réflecteur profond incliné également vers le Sud ajouter à la géométrie des sédiments sus-jacents, suggère la présence d'une autre faille inverse aveugle, plus profonde et moins inclinée.

IV.4.4 Domaine D

Le domaine D (Fig IV.3) correspond à la partie distale du bassin profond, où contrairement au Domaine C, (1) la sédimentation récente est fortement perturbée par l'activité passée et/ou actuelle de diapirs et anticlinaux salifères, et (2) la base de l'unité PQ comme la base du sel tendent à s'approfondir du Nord vers le Sud, avec un maximum observé à la transition entre les domaines C et D (Fig IV.12 à IV.16).

IV.4.4.1 L'unité Plio-Quaternaire (PQ)

Le long du Domaine D, le toit de l'unité PQ évolue à une profondeur régulière, entre 3,6 et 3,7 std (2700-2800 m de profondeur). L'approfondissement de la base de l'unité en direction du Sud coïncide avec son épaissement à grande longueur d'onde. Ce phénomène est particulièrement bien imagé par le profil 149 (Fig IV.14). À l'extrémité Nord du profil, l'épaisseur de l'unité PQ n'est que de 0,3 std (~300 m) tandis qu'elle atteint une épaisseur d'1,2 std (~1200 m) à la transition entre les domaines C et D, soit une variation d'épaisseur de 900 m environ. Cette tendance est vérifiée pour chacun des profils à l'exception du profil Spi07 qui pénètre moins loin dans le bassin (Fig IV.12 à IV.16). À courte longueur d'onde, la profondeur de la base des sédiments Plio-Quaternaires et leur épaisseur varient en fonction des oscillations générées par la tectonique salifère.

IV.4.4.2 Les unités messiniennes (UU et MU)

Dans la partie distale du bassin profond algérien, le toit et la base l'unité UU ainsi que la base de l'unité MU présentent toutes deux un approfondissement grand échelle vers le Sud. Comme pour la base de l'unité PQ, un maximum en profondeur est atteint à l'approche du Domaine C. Néanmoins, contrairement à l'unité PQ, l'unité UU présente une épaisseur plus régulière de 0,3-0,4 std en moyenne (450-600 m). Cette observation tend a favoriser un basculement Plio-Quaternaire du toit du socle

qui pourrait être lié à la réactivation de la marge algérienne, en accord avec les résultats présentés dans le chapitre précédent.

L'unité MU fortement diapirisée présente une épaisseur maximale au sud du domaine D, où elle forme un, voire deux diapirs massifs perforant une grande partie des sédiments Plio-Quaternaires sus-jacents (Fig IV.10), atteignant même parfois le fond marin (Fig IV.16). Le diapirisme apparaît cependant relativement réduit sur le profil Spi07 comparé aux autres. Entre deux diapirs présents au pied du banc de KAD la base de MU apparaît bombée en dessous d'une irrégularité dans la topographie, suggérant un soulèvement actif (Fig IV.16).

IV.4.4.3 L'unité pré-salifère (UP)

La long du Domaine D, des réflexions stratifiées attribuables à des sédiments sont visibles localement sous la base du sel, le plus souvent entre les diapirs et anticlinaux salifères. Lorsqu'ils sont imagés, les réflecteurs suivent la géométrie de la base du sel (Fig IV.15). Sur le profil 147, les réflecteurs UP suivent le bombement formé par la base du sel (Fig IV.16) au Sud du Domaine D.

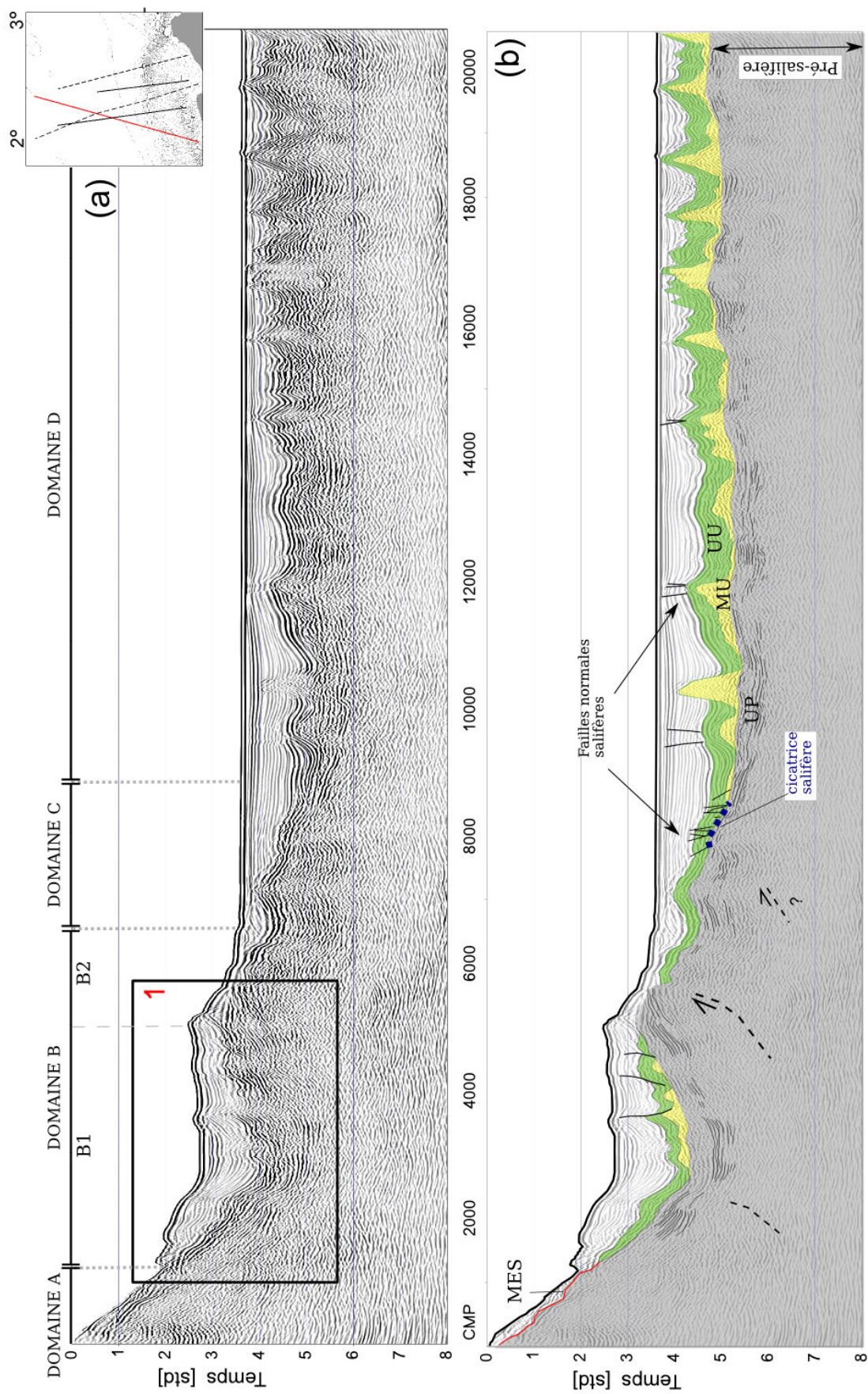


FIGURE IV.12 – (a) Profil Spi05 non interprété. Le cadre 1 localise la figure IV.5. (b) Profil Spi05 interprété (voir détails dans le texte).

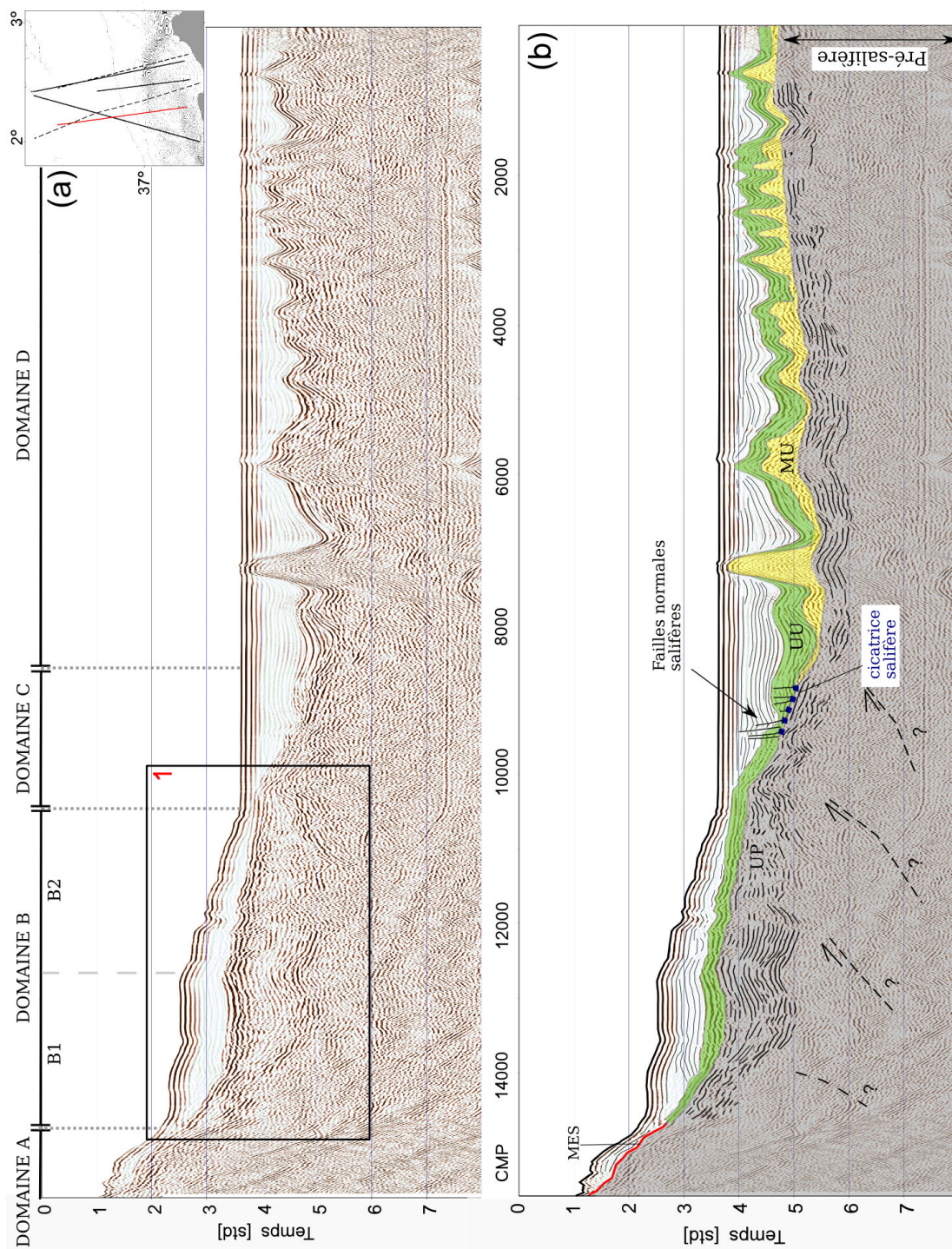


FIGURE IV.13 – (a) Profil Spi28 non interprété. Le cadre 1 localise la figure IV.6. (b) Profil Spi28 interprété (voir détails dans le texte).

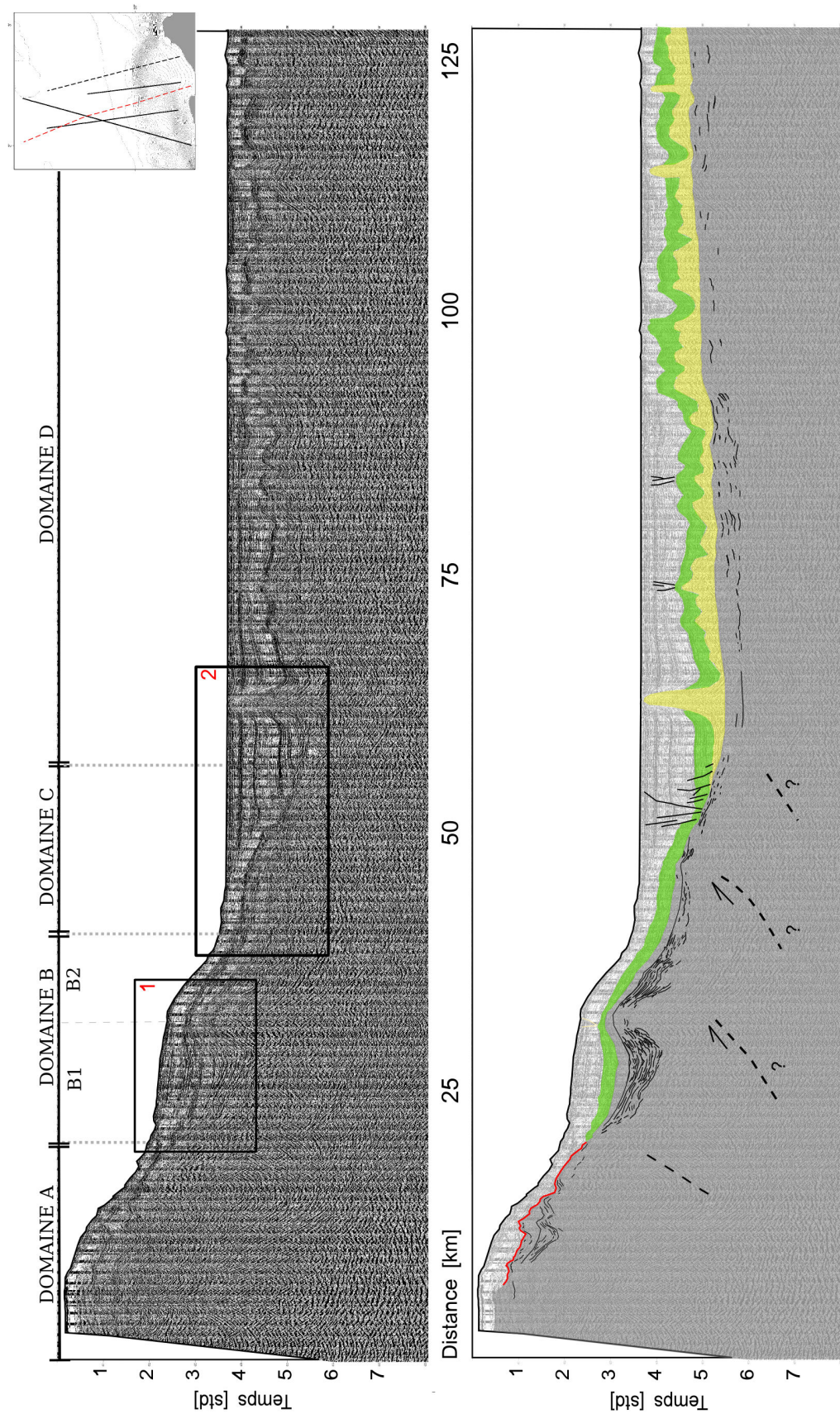


FIGURE IV.14 – (a) Profil 149 non interprété. Le cadre 1 localise la figure IV.7, et le cadre 2 la figure IV.10. (b) Profil 149 interprété (voir détails dans le texte).

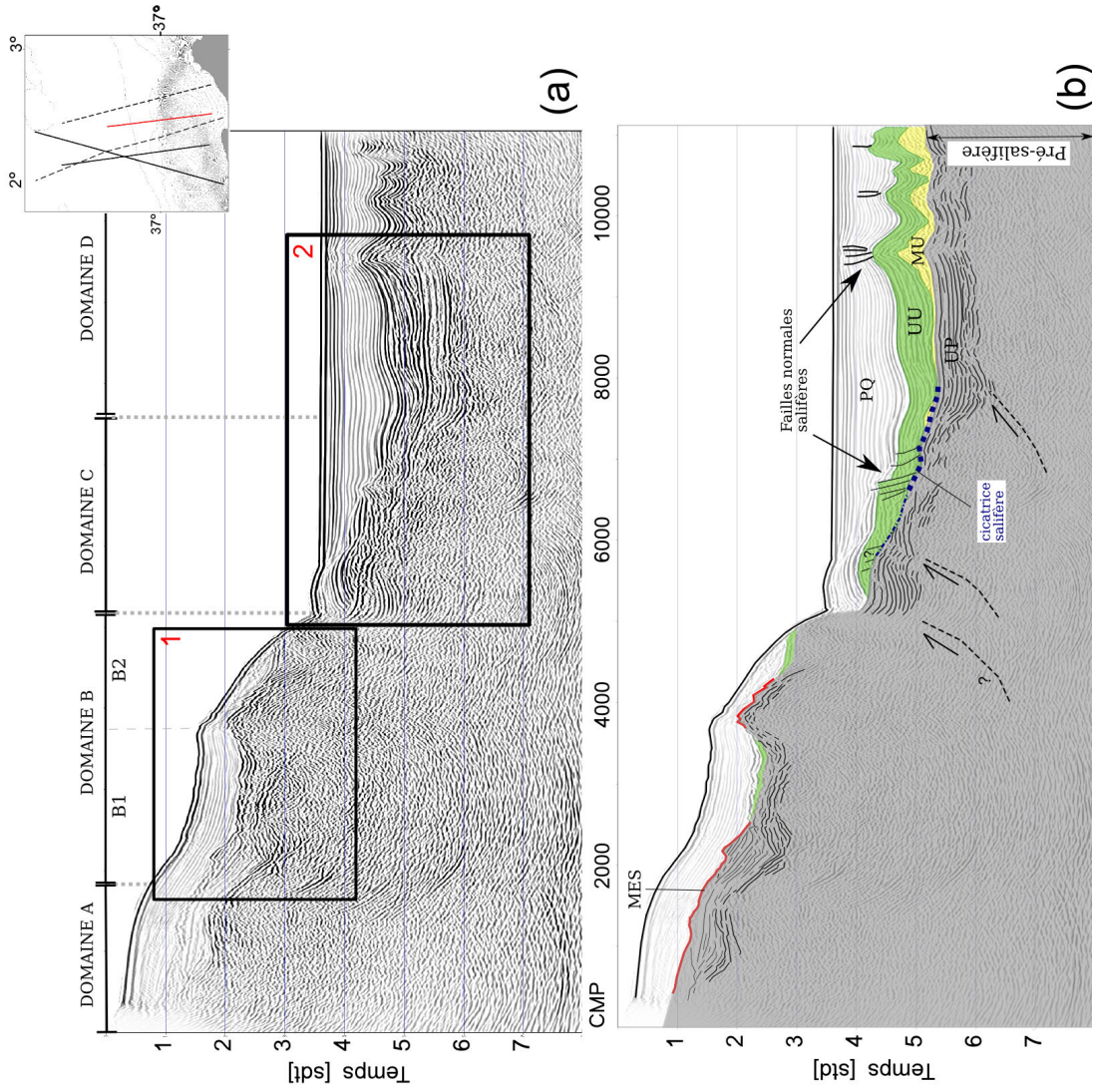


FIGURE IV.15 – (a) Profil Spi07 non interprété. Le cadre 1 localise la figure IV.8, et le cadre 2 la figure IV.11. (b) Profil Spi07 interprété (voir détails dans le texte).

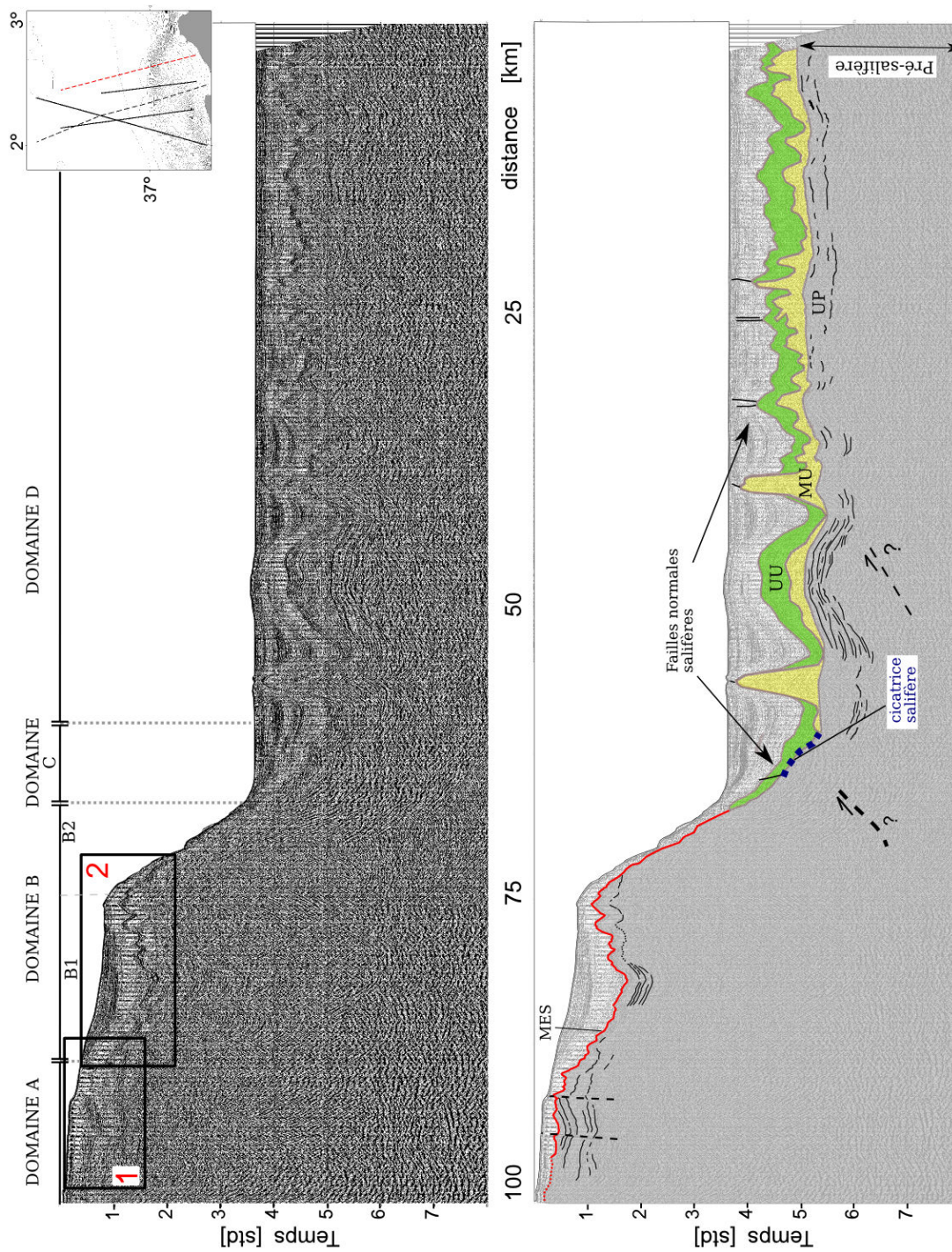


FIGURE IV.16 – (a) Profil 147 non interprété. Le cadre 1 localise la figure IV.9. (b) Profil 147 interprété (voir détails dans le texte).

IV.5 Synthèse des observations morpho-sédimentaires & implications

À l'exception des structures relatives à la tectonique salifère, les variations de la géométrie des sédiments de même que leur distribution vont traduire des variations plus profondes de la structuration du socle, depuis la phase de dépôt à nos jours. Leur analyse va pouvoir nous renseigner sur l'évolution de la topographie au cours du temps, ainsi que sur les mécanismes associés à l'évolution tectonique de la marge, y compris sa réactivation tardive en compression.

IV.5.1 Variations d'épaisseur des unités sédimentaires

L'épaisseur des séries sédimentaires varie selon une direction perpendiculaire à la marge (N-S), mais aussi latéralement (E-O).

Sur le banc de Khayr-al-Din

Le banc de Khayr-al-Din constitue un bassin perché et incliné longitudinalement, dont la vallée centrale d'orientation principalement E-O, concentre une importante accumulation sédimentaire (tableau IV.2). Le long de cette vallée, les sédiments pré-salifères semblent s'épaissir en direction de l'Ouest (tableau IV.2), bien qu'il ne soit pas évident de déterminer avec certitude la base de l'unité. Néanmoins un profil MARADJA acquis selon une orientation parallèle au trait de côte et recoupant le Domaine B (Fig IV.17) est également en faveur d'un épaissement de l'unité UP en direction de l'Ouest. Ce dernier profil illustre aussi l'épaississement des sédiments Plio-Quaternaires et Messiniens vers l'Ouest, l'unité UU venant se biseauter sur l'unité UP à 2,4 std environ. La large cuvette située sur la partie haute du banc par le profil 147 (Fig IV.16) n'est plus visible sur le profil MARADJA (IV.17) qui suit une orientation parallèle à la bordure Nord du banc de KAD. Ceci suggère que le bassin perché suit le même changement de direction que la bordure Nord du banc, de E-O à NE-SO, à partir de 2,5° de longitude environ.

Dans le bassin profond

Dans la partie distale du bassin profond, l'unité UU présente une épaisseur moyenne de 0,4 std (soit 600 m), et varie latéralement au gré de la tectonique salifère. Elle s'amincit sur les Domaines C et B, depuis le bassin profond en direction de la pente continentale (~ 450 d'épaisseur) sur laquelle elle vient se biseauter. L'épaisseur de l'unité PQ varie quant à elle fortement dans ce domaine, avec (1) des variations d'épaisseur plus locales, à une échelle inférieure à 10 km, et (2) un épaissement du Nord vers le Sud à l'échelle du secteur, de l'ordre de 900-1000 m sur une cinquantaine de kilomètres (tableau IV.2). L'épaisseur maximale du Plio-Quaternaire est observée de part et d'autre du grand diapir localisé en bordure Sud du bassin profond (Fig IV.13) (tableau IV.2).

D'Est en Ouest, l'épaisseur maximale de l'unité PQ est observée (1) à l'Est, en aval de la partie centrale du banc, où elle présente une épaisseur de 1500 m (profil Spi28, Fig IV.13), et (2) à l'Ouest, au pied de la partie la plus haute du banc de KAD où elle atteint 1600 m d'épaisseur (profil 147, Fig IV.16 et tableau IV.2). Dans le premier cas, l'augmentation de l'épaisseur de l'unité peut s'expliquer par la convergence du réseau de drainage sur le banc de Khayr-al-Din à cet endroit (Fig IV.18). Cette zone d'apport sédimentaire doit également être à l'origine de la géométrie ondulée des réflecteurs Plio-Quaternaires et Messiniens observée au pied de la pente du Domaine B sur le profil 149 (Fig IV.10). Ce type d'ondulation peut être observé dans les zones d'apport sédimentaire sous-marines, se traduisant notamment par la formation de "sediment waves" [Lee et al., 2002] (voir exemple Fig IV.19). Dans le second cas, la ride topographique qui constitue la bordure Nord du banc de Khayr-al-Din forme une barrière à l'apport de sédiment depuis le Nord. Les sédiments sont drainés depuis le haut du banc vers l'Ouest, suivant la déclivité du toit du haut topographique, en direction de la partie centrale et plus basse du banc (Fig IV.18). Cette source sédimentaire peut néanmoins contribuer en partie à la forte quantité de sédiments présents au pied de la partie haute du banc. Une autre zone d'apport pourrait être le canyon d'Alger, dont la zone d'influence longe le pied de marge et le pied du banc à l'Ouest (voir Fig IV.23).

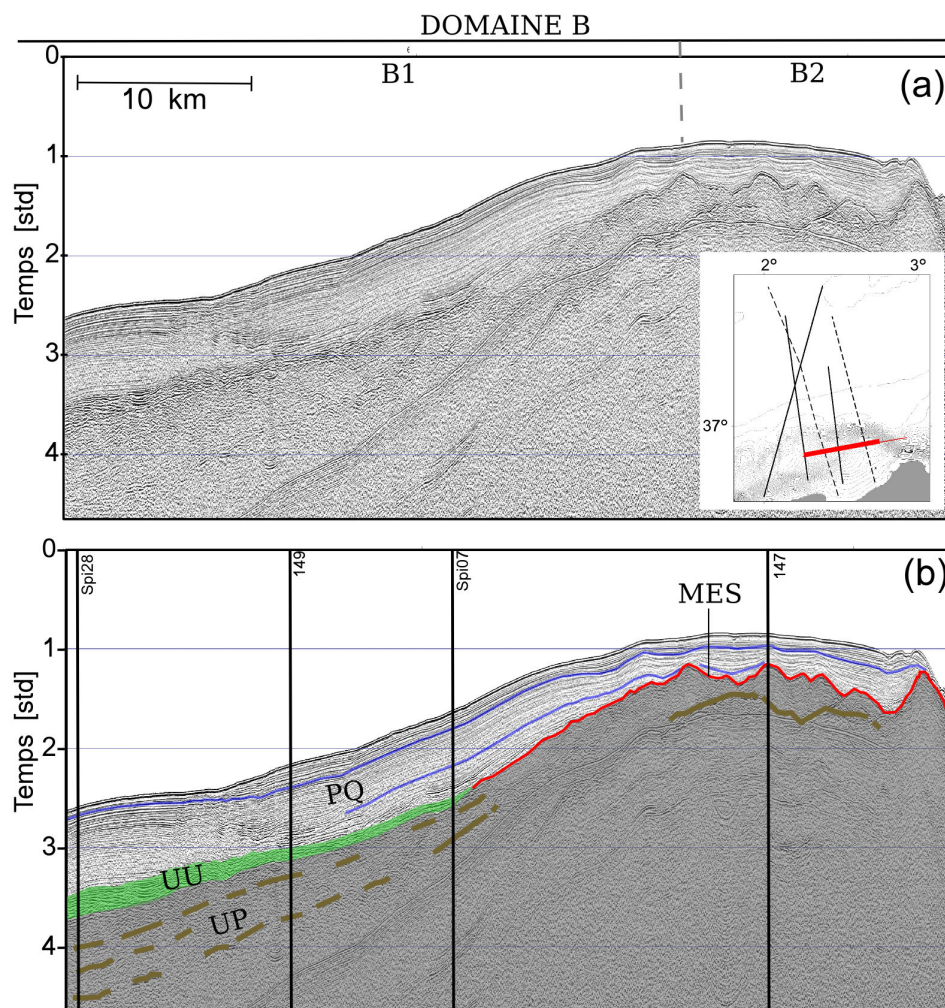


FIGURE IV.17 – Augmentation des épaisseurs des unités sédimentaires vers l'Ouest, vue le long d'un profil MARADJA d'orientation E-O : (a) le profil non interprété, et (b) le profil interprété. La localisation du profil est marquée sur la carte par un trait rouge. Les croisements du profil avec les profils transverses à la marge sont indiqués par les lignes noires.

TABLE IV.2 – Épaisseur des unités sédimentaires par profil et par domaine :

	Spi05	Spi28	149	Spi07	147
Domaine B					
E_{max} PQ	~1,2 std / 1200 m	~0,9 std / 900 m	~0,65 std / 650 m	~ 0,8 std / 800 m	~1,0 std / 1000 m
E_{moy} UU	~0,3 std / 450 m	~0,25 std / 375 m	~0,3 std / 450 m	~0,3 std / 290 m	X
E_{max} UP	~1,25 std / 2500 m	~1,2 std / 2400 m	~1,0 std / 2000 m	~0,8 std / 1600 m	~0,7 std / 1000 m
Domaine C					
E_{min} PQ (transition C/D)	~0,2 std / 200 m	~0,25 std / 250 m	~0,3 std / 300 m	~0,45 std / 450 m	~0,5 std / 500 m
E_{moy} UU	~0,3 std / 450 m	~0,3 std / 450 m	~0,3 std / 450 m	~0,3 std / 450 m	~0,3 std / 450 m
Domaine D					
E_{max} PQ (Sud)	~1,4 std / 1400 m	~1,5 std / 1500 m	~1,2 std / 1200 m	~1,3 std / 1300 m	~1,6 std / 1600 m
E_{min} PQ (Nord)	~0,3 std / 400 m	~0,6 std / 600 m	~0,3 std / 300 m	~0,65 std / 650 m	~0,7 std / 700 m
ΔE_{PQ} (Nord-Sud)	~1000 m	~900 m	~900 m	~350 m	~900 m
E_{moy} UU	~0,4 std / 600 m	~0,4 std / 600 m	~0,4 std / 600 m	~0,4 std / 600 m	~0,4 std / 600 m
E_{moy} UP	~0,7 std / 1400 m	~0,6 std / 1200 m	~0,7 std / 1400 m	~1,0 std / 2000 m	~0,7 std / 1400 m

TABLE IV.3 – Estimation des décalages verticaux des unités messiniennes (voir détails dans le texte).

	Spi05	Spi28	149	Spi07	147
KADB/bassin profond					
ΔH_1	~ 1700 m [base MU]	~1050 m [toit UU]	~1700 m [toit UU]	~1600 m [toit UU]	?
ΔH_2	~ 1000 m [base MU]	X	X	~ 1200 m [toit UU]	?
Bassin profond (salifère ?)					
ΔH_3	~800 m [toit UU]	X	X	~700 m [toit UU]	~ 700 m [toit UU]
Failles normales salifères					
ΔH_{MU}	~ 350 m	~200 m	~ 300 m	~400 m	~ 300 m

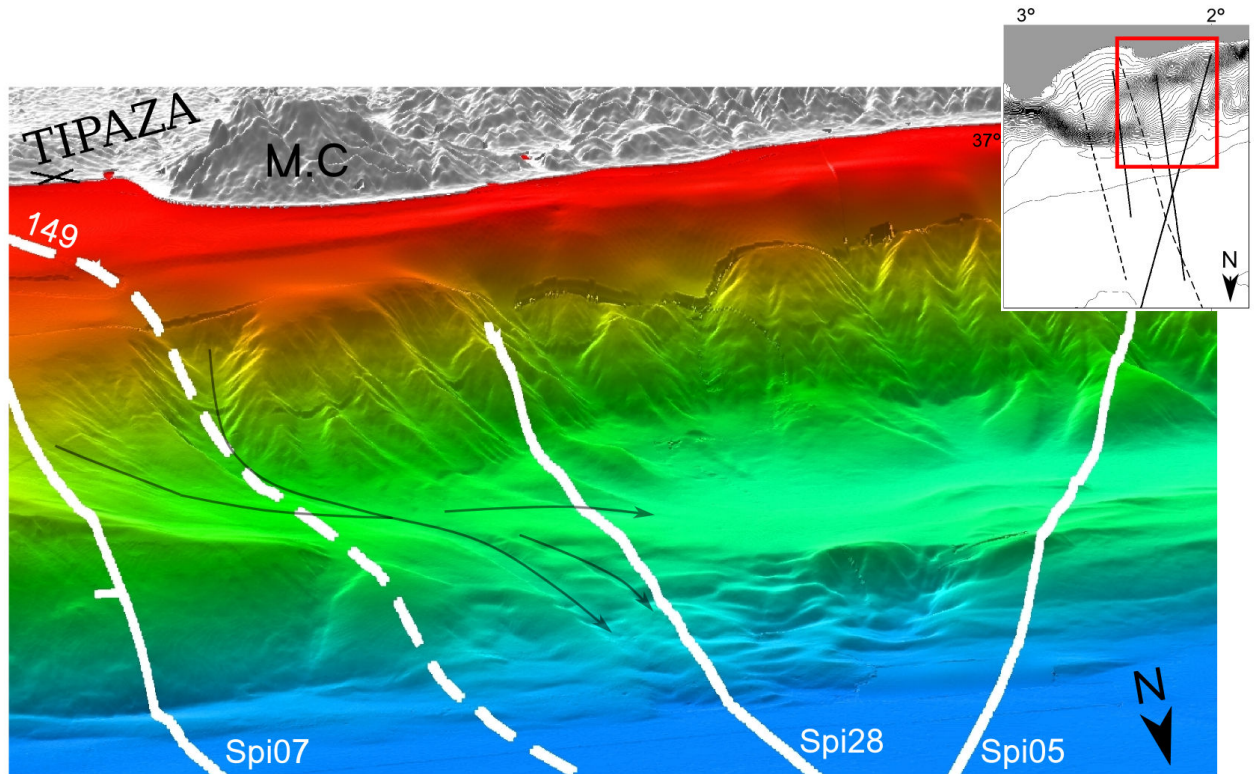


FIGURE IV.18 – Carte bathymétrique de la partie basse du banc de Khayr-al-Din, représentée selon une vue 3D. Les flèches noires indiquent les zones d'apport sédimentaire. Les lignes blanches localisent les profils. La localisation du zoom est indiquée sur l'encart. M.C : Mont Chenoua.

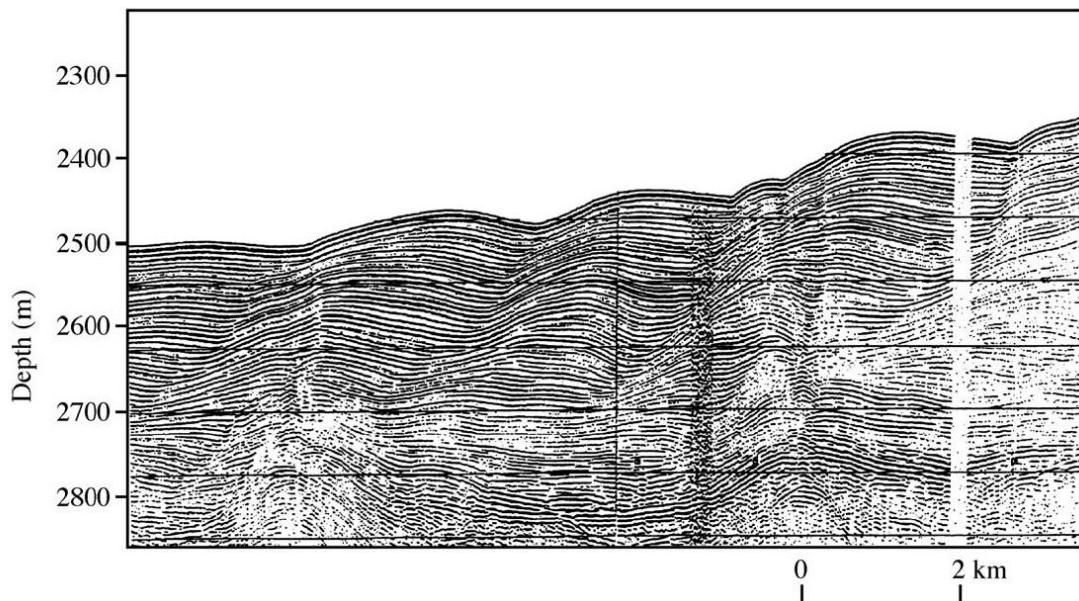


FIGURE IV.19 – Illustration de "sediment waves" formées sur la ride du Var, au Nord de la Méditerranée Occidentale [Lee et al., 2002, d'après Migeon et al., 2006].

IV.5.2 Décalages verticaux des unités messiniennes

La profondeur à laquelle les unités messiniennes sont observées varie fortement, notamment selon une direction N-S. La figure IV.20 illustre par les exemples des profils Spi05 et Spi07, les décalages en profondeur Δ_H observés pour le toit de l'unité UU et la base de l'unité MU. Les valeurs de décalage obtenues pour tous les profils sont présentées dans le tableau IV.3.

Les variations de profondeur Δ_{H_1} et Δ_{H_2} correspondent à la différence de profondeur entre le toit de l'unité UU localisé sur le banc de KAD avec celle de son équivalent latéral situé dans le bassin profond, observée sur l'ensemble des profils à l'exception du profil 147. Dans le cas du profil Spi05, la base de l'unité MU est utilisée comme marqueur puisque le toit de l'unité UU est perturbé par l'action de la tectonique salifère.

Le toit de l'unité UU présente un décalage de ~ 1000 à 1700 m entre le banc de KAD et le bassin profond, le décalage minimal étant obtenu pour la partie centrale du banc, sur le profil Spi28. Le décalage associé au retrait du sel correspond à la quantité $\Delta_{H_{MU}}$ (tableau IV.20 et Fig IV.20), qui varie de 200 à 400 m. Elle est encore une fois minimale sur le profil Spi28 (tableau IV.3). Afin de s'affranchir des mouvements verticaux liés à la migration du sel, le décalage $\Delta_{H_{MU}}$ doit être soustrait aux décalages Δ_{H_1} , Δ_{H_2} , et Δ_{H_3} lorsque le toit de l'unité UU est décalé par la tectonique salifère dans le bassin.

Les décalages en profondeur des unités messiniennes, notamment du toit de l'unité UU et de la base de l'unité MU, peuvent nous renseigner sur l'ampleur des mouvements verticaux depuis le Messinien. Ces mouvements verticaux sont principalement dus : (1) à la migration du sel vers le bassin profond, et (2) à la tectonique régionale, notamment sa reprise en compression. Certains facteurs que nos données ne permettent pas de quantifier peuvent amener à surestimer les mouvements verticaux d'origine tectonique, comme la subsidence dans le bassin profond ou encore l'existence de paléo-reliefs pré-Messiniens.

IV.5.3 Structures remarquables d'Est en Ouest

IV.5.3.1 La bordure Sud du banc de Khayr-al-Din en aval du Massif d'Alger

L'analyse de la section sismique 147 (Fig IV.4) sur la partie haute du banc de KAD, montre des décalages de l'ordre du dixième de seconde temps double, et des discontinuités des réflecteurs UP suggérant la présence de failles. Le socle en position haute à cet endroit pourrait correspondre à la prolongation en mer du socle métamorphique constituant le massif d'Alger [Strzerzynski et al., 2010] (Fig IV.21). L'irrégularité du fond marin la plus importante sur la figure IV.4 est reconnue dans la littérature comme le pli asymétrique de Ain Benian, qui serait contrôlé par un faille inverse aveugle à pendage vers le NO [Yelles et al., 2009] (Fig IV.21). Cette interprétation est principalement basée sur les données de sismique-réflexion superficielle MARADJA, qui permettent

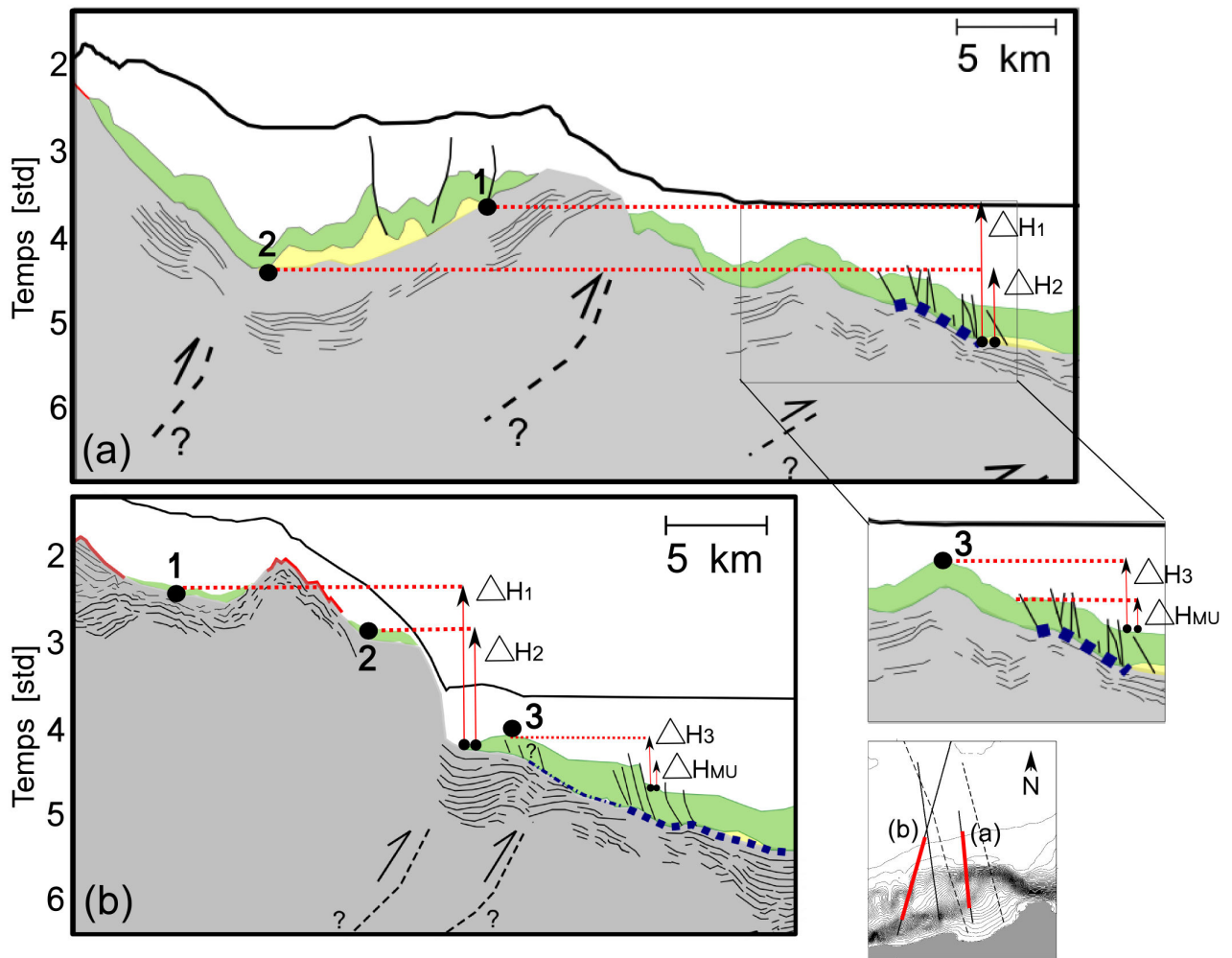


FIGURE IV.20 – Estimation des décalages verticaux du toit de l'unité UU et de la base de l'unité MU : (a) sur le profil Spi05 et (b) sur le profil Spi07. ΔH_1 et ΔH_2 correspondent à des décalages en profondeur à deux points différents (points 1 et 2), entre les unités situées sur le banc de KAD et celles situées dans le bassin profond. La variable ΔH_3 correspond au décalage du toit de l'unité UU observé dans le bassin profond (point 3). ΔH_{MU} correspond à la quantité de décalage verticale générée par les failles normales salifères.

d'imager la géométrie des sédiments Plio-Quaternaires. Néanmoins sur le profil 147 qui permet d'imager davantage en profondeur (IV.4), les discontinuités et décalages observés dans l'unité UP coïncident avec des décalages visibles dans la topographie, et indiqueraient plutôt plutôt un pendage vers le SE.

IV.5.3.2 Le pli au pied du banc de KAD

Au pied du banc de Khayr-al-Din, un anticlinal asymétrique de 3-3,5 km de large environ, avec un flanc Sud moins raide que le flanc Nord, est imagé par le profil Spi07 (Fig IV.11 et IV.15). Sous

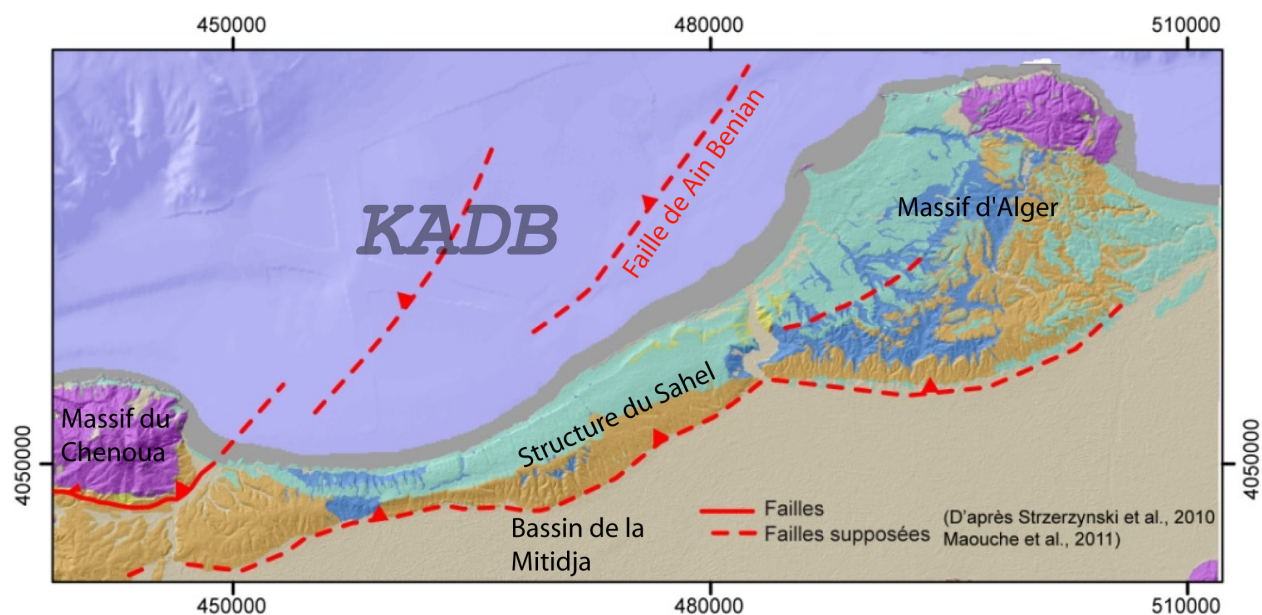


FIGURE IV.21 – Carte géologique de la région d'Alger [Heddar et al., 2012, modifiée]. En violet foncé : le socle Kabyle. En jaune : marnes et grès du Miocène. En bleu foncé : marnes du Pliocène. En marron : grès Pliocène. En bleu clair : terrasses marines quaternaires. En gris : dépôts alluviaux. Les traits rouges à terre et en mer indiquent les failles proposées par Yelles et al. (2009), Strzeczynski et al. (2010) et Maouche et al. (2011), notamment la faille aveugle à pendage Sud de Ain Benian, suggérée comme étant à l'origine du plissement du même non.

ce bombement, les réflecteurs UP sont basculés vers le continent et discontinus, tandis que l'unité UU apparaît fracturée. Au-dessus, les strates Plio-Quaternaires sont progressivement basculées en direction du continent. On retrouve ici la structure décrite par des travaux récents grâce à l'analyse des données sismiques MARADJA [Yelles et al., 2009 ; Strzeczynski et al., 2010], dont la pénétration se limitait toutefois au toit de l'unité UU (Fig III.3). La géométrie de ce pli asymétrique suggère le contrôle de ce plissement par une faille inverse aveugle à pendage Sud, bien qu'elle ne soit pas directement imagée par nos données de sismique profonde, à l'exception peut-être de la faille suggérée à la transition entre les domaines C et D (Fig IV.11 et Fig IV.15). La déformation des sédiments Plio-Quaternaires ne semble pas ici correspondre à la géométrie de contourites [Rebesco and Stow, 2001 ; Brackenridge et al., 2011] ou de "sediment waves" [Lee et al., 2002 ; Migeon et al., 2006], contrairement aux ondulations observées sur le profil 149 à la transition entre les domaines C et D (Fig IV.10). La déformation montre ici une empreinte profonde et ne se limite pas aux sédiments Plio-Quaternaires.

IV.5.3.3 Le basculement des séries sédimentaires et du socle dans le prolongement Ouest du banc

L'extrémité occidentale du secteur imagée par le profil Spi05 présente une structuration sédimentaire qui se démarque de celle observée plus à l'Est. L'ensemble de la pile sédimentaire y est basculé

vers le continent sur la bordure Nord du bassin perché (Fig IV.5). Ceci implique un basculement du socle également en direction du continent. Ce basculement semble se limiter latéralement à la partie la plus occidentale du secteur, puisqu'il n'est pas enregistré sur le profil Spi28 recoupant le plateau à une dizaine de kilomètres à l'Est (Fig IV.13).

L'hypothèse d'un haut de socle comme étant à l'origine de cette géométrie, ne peut pas expliquer une telle inclinaison de l'unité MU et notamment de sa base. Seule une déformation postérieure à la Crise de Salinité Messinienne peut rendre compte du basculement observé, car avec une telle inclinaison de sa base, le sel aurait dû fluer. De plus, la géométrie des sédiments Plio-Quaternaires montre un épaississement vers le Sud, associé à un basculement progressif de l'ensemble, ce qui suggère un contrôle de la déformation par une faille inverse à pendage vers le Sud, à la transition entre les domaines B et C (Fig IV.12). Ceci est en accord avec les observations de **Yelles et al.** (2009).

Si l'on situe l'initiation du basculement après le Messinien ($\sim 5,3$ Ma), le décalage de l'ordre de 700 m de la base du sel (tableau IV.3) entre les bordures Nord et Sud du bassin perché (point 1 et 2, Fig IV.3) résulte en un taux de soulèvement minimal de 0,13 mm/an de la bordure Sud du domaine B1 par rapport à sa bordure Nord. Si l'on considère à présent que les domaines B1 et D étaient à une profondeur similaire à la fin du Messinien, alors le taux de soulèvement (considéré ici comme constant au cours du temps et lié à une seule faille) à la transition entre les domaines B1 et B2 est de l'ordre de 0,25 mm/an.

IV.5.3.4 Les structures salifères : dômes, diapirs, murs

La tectonique salifère influence fortement la sédimentation récente dans le bassin profond, mais aussi sur le prolongement Ouest du banc de Khayr-al-Din. D'une part, le retrait du sel (unité MU) accommodé le long de failles normales, déstabilise les sédiments sus-jacents, les décalant verticalement parfois sur plusieurs centaines de mètres (Fig IV.10 et tableau IV.3). D'autre part, le sel forme des diapirs perforant parfois l'ensemble de la pile sédimentaire (Fig IV.16), là où la base du sel atteint une profondeur maximale. Le diapirisme est enregistré localement jusque dans la topographie, suggérant une déformation active. Au pied de la forte pente du banc de Khayr-al-Din notamment, l'unité MU constitue des murs de sel pluri-kilométriques. Le diapir situé le plus au Sud, indique la position relative du domaine morpho-structural D latéralement, et donc l'endroit où la base du sel est la plus profonde. Vers l'Est, un mur de sel visible dans la topographie (Fig IV.22), présente une orientation différente de ceux situés plus à l'Ouest, et semble suivre le changement de d'orientation du banc de Khayr-al-Din (de E-O à NO-SE vers l'Est).

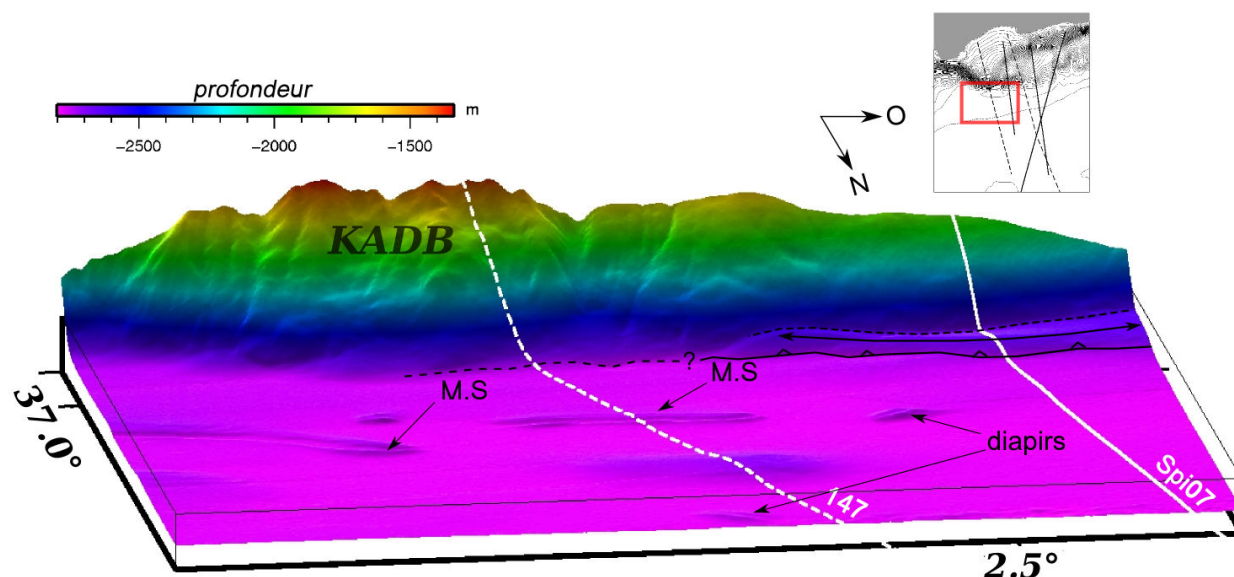


FIGURE IV.22 – Carte bathymétrique selon une vue 3D, montrant l’anticlinal imagé par le profil Spi07 au pied du banc de KAD, et les diapirs et murs de sel (M.S) qui déforment le fond marin.

IV.5.4 Structuration pré-Messinienne du banc de Khayr-al-Din

Les variations d’épaisseur sédimentaire peuvent nous renseigner sur la topographie préexistante au moment des dépôts, et donc sur la présence d’éventuels reliefs.

IV.5.4.1 Présence d’un haut de socle pré-MS

Le net amincissement de l’unité UU sur le profil 149 (Fig IV.7) et la présence de la MES sur la partie haute du banc (Fig IV.9) à la jonction entre les domaines B1 et B2 indique la présence d’un haut de socle à cet endroit depuis au moins le Messinien. Il pourrait même être antérieur, puisqu’en-dessous de celui-ci les réflecteurs pré-salifères semblent également s’amincir, bien que leur continuité ne soit pas évidente à établir à l’apex du haut structural. Vers l’Ouest, sur le profil Spi28, ce haut de socle coïnciderait latéralement avec l’antiforme qui forme la limite Nord du bassin perché du Domaine B1, qui correspondrait donc plutôt à un haut de socle profond qu’à un véritable anticlinal. La disparition de cette structure plus à l’Ouest sur le profil Spi05, peut signifier (1) qu’elle ne se prolonge pas plus à l’Ouest, (2) qu’elle est totalement reprise dans le basculement du socle et des unités sédimentaires et donc à présent non discernable, ou encore (3) qu’elle n’est pas imagée sur le profil Spi05 qui recoupe les structures selon un angle différent (NE-SO). À l’Est du profil 147 (Fig IV.16), le haut de socle a été affecté par la phase d’érosion caractéristique du Messinien, ce qui implique qu’il était déjà en position haute à cette époque.

En direction du bassin profond, le long du domaine C, l’épaisseur de l’unité UU est sur l’ensemble

des profils plus faible de ~ 150 m que dans le domaine D (tableau IV.2). Le domaine C situé dans le bassin profond constituait donc une zone légèrement plus haute au moment du dépôt de l'unité UU. L'étendue de ce domaine qui ne s'exprime pas dans la morphologie du fond de l'eau, peut être observée grâce à la cartographie de la base du sel (Fig IV.23), qui permet de s'affranchir de la déformation liée à la tectonique salifère. Le domaine C où l'unité UU est plus mince, coïncide sur la figure IV.23 avec la zone où la profondeur de la base du sel diminue au pied du banc de KAD.

IV.5.4.2 Plongement de l'Est vers l'Ouest du banc de Khayr-al-Din

Le bassin sédimentaire perché que constitue le Domaine B1 est situé haute par rapport au bassin profond (domaines C et D). La pente formée par le Domaine B2 est de plus en plus faible de l'Est vers l'Ouest (de $\sim 14,4^\circ$ à $\sim 3,6^\circ$), tandis que le domaine B1 se situe à une profondeur de plus en plus importante.

L'ensemble des séries sédimentaires imagées, de même que la topographie, s'approfondissent de l'Est vers l'Ouest. L'existence de cette pente au Messinien est indiquée par la répartition des marqueurs sismiques messiniens, qui se traduit d'Est en Ouest tout d'abord par la MES (Fig IV.16), puis par une faible épaisseur de l'unité UU sur la partie intermédiaire du banc (Fig IV.15), qui augmente en même temps que l'unité s'approfondit vers l'Ouest (Fig IV.13). Enfin, à l'extrémité Ouest du banc, les unités UU et MU sont toutes deux présentes, indiquant des conditions de dépôts initiales plus profondes (Fig IV.12). Ces observations sont en accord avec un plongement du socle de l'Est vers l'Ouest sous le banc de Khayr-al-Din, comme proposé par **Yelles et al.** (2009). La pente régionale en direction de l'Ouest sur le banc de Khayr-al-Din était donc déjà présente au moment de la Crise de Salinité messinienne [~ 5.96 - 5.32 Ma, **Krijgsman et al.**, 1999 ; **Gautier et al.**, 1994]. L'estimation de l'épaisseur de l'unité UP sur nos profils, appuyée par la géométrie de l'unité sur le profil d'orientation \sim E-O (Fig IV.17), est en faveur d'un épaissement de cette unité vers l'Ouest. Cependant, nos données ne nous permettent de déterminer si l'épaississement de l'unité UP est (1) lié à l'existence d'un haut topographique pré-existant, ou (2) causé par un basculement, et donc contemporain de celui-ci. La "ride" de socle qui forme la bordure Nord du banc de Khayr-al-Din existe donc déjà avant le Messinien, et suit la déclivité variable du socle d'Ouest en Est.

IV.5.5 Structuration Post-Messinienne de la marge

Les domaines A, B, C et D (Fig IV.23) définis au départ sur la base de similitudes morpho-structurales le long des profils, sont également caractérisés par une architecture des sédiments et du socle qui leur est propre.

Dans le secteur d'étude, les contacts entre les différents domaines morho-structuraux ne peuvent

résulter que de failles inverses à vergence Nord (notamment au passage du domaine B à C, et du domaine C à D, Fig IV.20 et Fig IV.23). L'extension latérale de ces failles identifiées localement, est suggérée par la morphologie du fond marin ou par la délimitation des domaines morpho-structuraux identifiés (Fig IV.23). Les failles semblent ainsi définir des blocs de de sédiments et de socle à la géométrie "triangulaire", traduisant des accidents de plus en plus redressés en direction du sud. Cette structuration particulière de la déformation évoque la géométrie des écailles tectoniques identifiées sur les marges où le stade de subduction est déjà clairement atteint [voir par exemple **Bruna et al.**, 2009]. Ce type de structure est classiquement observé dans les prismes d'accrétion. La déformation compressive post-Messinienne dans le secteur de Tipaza pourrait donc définir un stade précoce d'initiation de subduction, par la formation de "proto-écailles" de socle accommodant la convergence lente entre l'Afrique et l'Europe (Fig IV.23).

Dans la bassin profond, l'approfondissement des séries sédimentaires du Nord vers le Sud, jusqu'à la limite entre le Domaine D et le Domaine C, est bien illustrée par la cartographie de la base du sel (Fig IV.23). La limite Sud de ce domaine anormalement bas (transition C/D, Fig IV.23) suit une même direction que la bordure Nord du banc de Khayr-al-Din, dans un premier temps E-O entre 2,0° et 2,5° de longitude Est, et dans un second temps NO-SE. Si l'on étant un peu notre secteur à l'Est du Massif d'Alger, on observe que la base du sel se situe en position relativement plus haute de 3° à 4° de longitude Est, et que les variations de sa profondeur montre un très belle corrélation avec les failles inverses suggérées dans la bibliographie [**Déverchère et al.**, 2005 ; **Domzig et al.**, 2006a].

L'interprétation de l'ensemble des profils présents dans notre zone d'étude nous a permis d'appréhender l'évolution latérale et longitudinale de la structure interne du banc de Khayr-al-Din, en particulier grâce aux marqueurs hérités de la Crise de Salinité Messinienne. Les observations morpho-sédimentaires mettent en évidence (1) des hauts de socle pré-existants avant le Messinien hérités de la phase d'ouverture du bassin, et (2) une structuration post-messinienne particulière, probablement liée à la réactivation en compression récente de la marge, (i) suggérant la structuration en "proto-écailles" du banc de Khayr-al-Din, et (ii) confirmant à l'échelle du secteur, l'approfondissement de l'ensemble de la pile sédimentaire, de même que l'épaississement de l'unité Plio-Quaternaire.

Les résultats des travaux réalisés durant cette thèse, ont permis d'apporter des contraintes nouvelles sur la structure de la marge, à différentes échelles d'observation, sur l'histoire de l'évolution de la marge centre algérienne, notamment le banc de Khayr-al-Din, ainsi que sur les structures induites par la réactivation. L'ensemble de ces résultats est repris dans le chapitre suivant constituant la conclusion générale, avec pour objectifs de discuter (1) l'histoire de l'évolution du bloc de KAD, (2) les modalités de la réactivation de la marge centre algérienne, et (3) les implications fondamentales sur l'initiation des zones de subduction, ou plus particulièrement la possibilité de mise en place précoce de structures imbriquées.

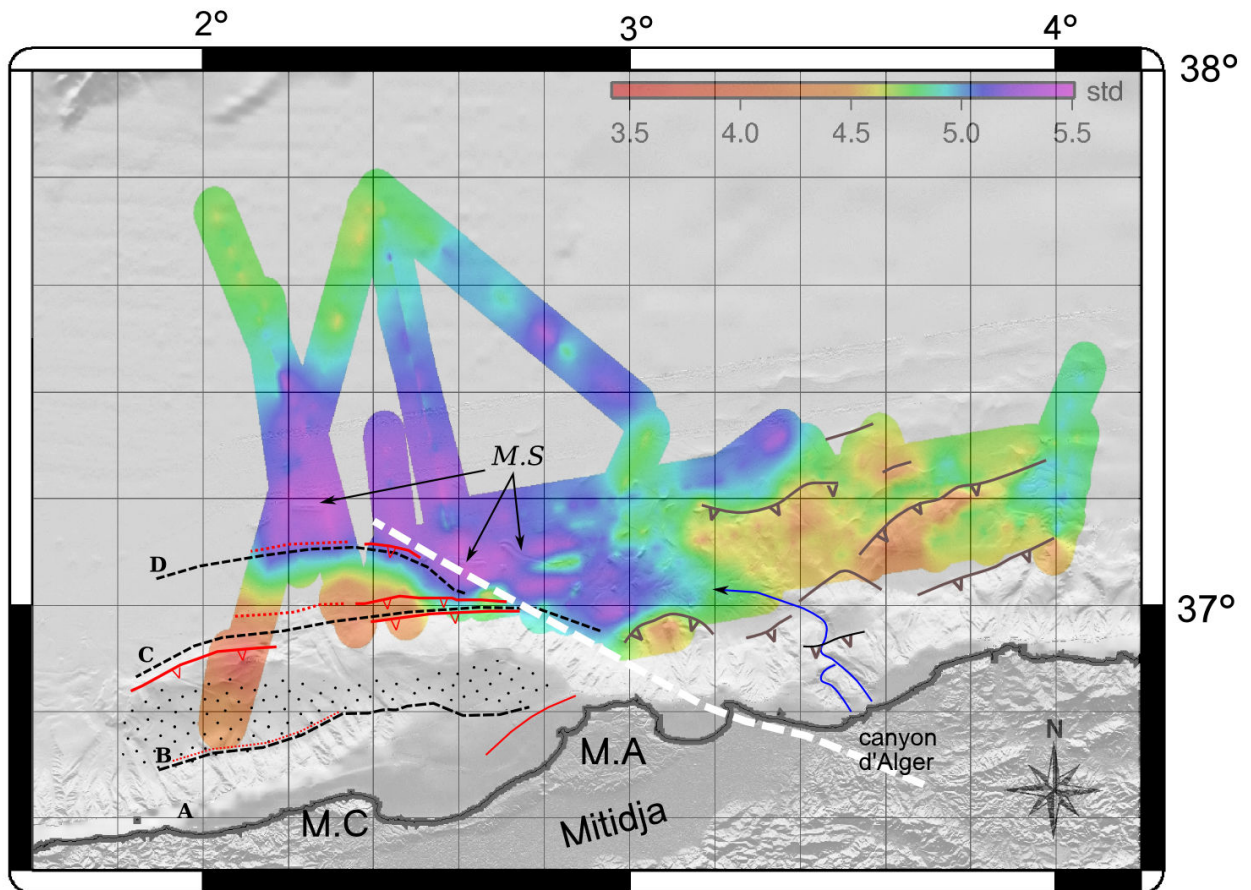


FIGURE IV.23 – Synthèse des structures observées dans la région d'Alger. La cartographie en profondeur *std* de la base de l'unité MU est superposée à la bathymétrie ombrée. Les lignes pointillées noires délimitent les différents domaines morpho-structuraux. La zone indiquée par des points noirs localise le bassin perché qui constitue le domaine B1. Les failles sont indiquées en rouge dans le secteur de Tipaza. Les pointillés rouges suggèrent la prolongation des structures identifiées latéralement. Les failles proposées dans la bibliographie [Domzig et al., 2006a] dans le secteur de Boumerdès, à l'Est d'Alger sont indiquées en gris. La ligne en pointillé blanche d'orientation N120° sépare les secteurs Est et Ouest d'Alger d'après Strzerzynski et al. (2010). M.S : mur de sel. M.A : Massif d'Alger. M.C : Massif du Chenoua.

Chapitre V

CONCLUSION GÉNÉRALE & PERSPECTIVES

Les résultats issus de l'interprétation de l'ensemble des données sismique grand-angle et réflexion, notamment les nouvelles données SPIRAL, présentés dans ce manuscrit, ont permis d'apporter des contraintes nouvelles sur la structuration de la marge centre algérienne à l'ouest d'Alger.

Fabrique structurale héritée de l'ouverture du bassin

La modélisation et l'interprétation d'un transect de sismique grand-angle terre-mer et d'un profil coïncident de sismique multitrace, ont permis de caractériser la structure profonde de la marge dans le secteur de Tipaza, qui témoigne d'une évolution tectonique complexe. L'affinité continentale du banc de Khayr-al-Din a pu être confirmé. Sa structure crustale amincie suggère quant à elle une géométrie en bloc basculé, témoignant de la phase de rifting au Miocène, ce qui est en accord avec son appartenance au domaine des Zones Internes [Yelles et al., 2009 ; Strzeczynski et al., 2010]. Au large de Tipaza, la structure en vitesse indique une croûte (ignée) de nature océanique, de 5-6 km d'épaisseur. Au pied de la partie haute du banc, la transition océan-continent apparaît extrêmement étroite voire absente. Cette observation combinée avec la structure très raide de la marge suggère un épisode de déformation transformant, probablement induit par la migration de la plaque Alboran vers l'ouest.

Le traitement des données de sismique-réflexion SPIRAL, et l'interprétation de l'ensemble des données sismiques disponibles dans le secteur de Tipaza, ont permis par la suite d'étendre cette vision 2D du secteur, à une vision "pseudo 3D". La position proche de la surface du socle sur la bordure sud du banc de KAD, en aval du Massif d'Alger où le socle affleure, est un argument supplémentaire pour une appartenance aux Zones Internes de cette partie haute du banc. La structuration interne du banc révèle qu'il constituait déjà un haut structural incliné en direction de l'ouest avant le Messinien. Ce

haut se prolonge au pied du banc dans le bassin profond, sur 10-15 km dans la partie ouest du banc, alors qu'il tend à disparaître vers l'est lorsque la direction de la marge prend une orientation NO-SE. Dans la partie est du banc, la structuration des sédiments et du socle suggère également la présence d'un vestige de bloc basculé. Ce dernier semble cependant ne pas se prolonger dans la partie basse du banc au delà de 2,7-2,8° de longitude ouest.

La structuration interne du banc de Khayr-al-Din à l'échelle du secteur est en accord avec l'évolution multiphasée telle que proposée dans l'article soumis, avec (1) un stade de rifting N-S à NO-SE à l'origine du bloc basculé, et (2) une phase de déformation transformante à l'origine de l'inclinaisons du socle vers l'ouest, probablement induite par la migration du bloc Alboran vers Gibraltar [Yelles et al., 2009 ; Strzeczynski et al., 2010].

Distribution et quantification de la déformation liée à l'inversion de la marge

Dans le secteur de Tipaza, la déformation se distribue le long de chevauchements discrets et aveugles à pendage sud, d'orientation globalement E-O, évoquant une structuration particulière en proto-écailles, délimitant le bassin perché du banc de Khayr-al-Din et sa bordure externe dans le bassin (Fig IV.23). La partie basse du prolongement ouest du banc, apparaît être la seule zone fortement basculée en direction du continent. La partie est du banc, n'est quant à elle pas affectée par ce basculement, et ne présente pas d'indice de déformation interne compressive notable, sur sa bordure sud (pli de Ain Benian) et de sa bordure nord (pli en pied de pente). La scission semble se produire dans la zone située au Nord du massif du Chenoua. La variation latérale de la déformation traduit potentiellement une fabrique structurale différente de ces deux domaines. Le "découpage" des proto-écailles iraient également dans ce sens, puisque les failles sont localisées à la jonction de différents domaines structuraux hérités. Étendant cette idée à l'ensemble du Nord de l'Algérie, la marge algérienne pourrait en fait représenter les prémises du développement d'un prisme d'accrétion, par la formation de faille de type "splay faults". Les données SPIRAL acquises sur les autres secteurs de la marge pourront permettre de confirmer ou d'infirmer cette proposition. En se basant uniquement sur la morphologie du fond marin, il est difficile d'étendre cette hypothèse à l'ensemble de la marge, du fait de "l'anomalie" topographique du banc de KAD.

En effet, toute la partie Est du bloc semble soulevée dans le cadre de la compression récente, comme l'indique les décalages de ~1000 à ~1500 m de l'unité messinienne supérieure. Si l'on fait l'hypothèse que ce décalage est purement d'origine tectonique, et que le soulèvement s'effectue sur 2 à 5 Ma [Domzig, 2006b ; Yelles et al., 2009], on obtient des vitesses moyennes de soulèvement tectonique de ~0,2 à ~0,75 mm/an. Ces vitesses de soulèvement ne paraissent pas aberrantes, et sont proches, bien que légèrement supérieures, de celles estimées à partir de l'analyse des terrasses marines à la côte dans ce secteur [Pedoja et al., 2012], ou encore dans des secteurs proches [Pedoja

et al., sous presse ; **Meghraoui et al.**, 1996]. Toutefois, si les failles inverses à pendage sud sont à l'origine du soulèvement côtier, il paraît cohérent que les vitesses de soulèvement soient plus importantes en mer à l'approche de l'apex de ces failles. Les vitesses estimées en mer, sont cependant bien plus faibles que celles estimées par **Maouche et al.** (2011) sur le pli du Sahel (0,84-1,2 mm/an), qui seraient surestimée d'après **Pedoja et al.** (sous presse), sauf si une accélération du taux de soulèvement s'est accéléré ces derniers 30-140ka (période pour laquelle les vitesses sont estimées par les auteurs). Le soulèvement de la côte n'est cependant pas nécessairement directement lié à la seule activité tectonique active en pied de marge, d'autres facteurs comme le réajustement thermique de la marge ou encore les réponses isostatiques aux variations du niveau marin peuvent jouer un rôle dans le soulèvement côtier.

Modalités de la réactivation des marges passives

L'exemple de la réactivation de la marge algérienne semble indiqué que la fabrique structurale de la marge avant la reprise en compression joue un rôle clé sur la distribution de la déformation. Si les failles apparaissent toutes néoformées dans notre secteur d'étude, elles se mettent en place préférentiellement (1) en bordure de domaines crustaux, comme à la transition océan-continent en pied de marge, ou encore dans des zones préalablement déformées et potentiellement affaiblie mécaniquement, comme dans le prolongement ouest du banc de KAD. Des failles néoformées à pendage vers le continent sont également observés sur d'autres marges reprises en compression telles que la marge Nord Ligure [**Bigot-Cormier et al.**, 2004], ou encore la marge libanaise [**Carton et al.**, 2009], tandis qu'en mer du Japon se sont les failles normales héritées du rifting qui sont inversées [**Itoh et al.**, 2006].

Afin de comprendre les facteurs qui vont déterminer le style de la réactivation (formation de "splay faults", inversion sur d'anciennes failles normales, redressement de failles) ou encore ceux qui amènent à concentrer la déformation à différents endroits, il serait intéressant d'effectuer une analyse systématique de marges réactivées de part le monde, en déterminant par exemple pour chacune d'elle : (1) la fabrique initiale de la marge en fonction de son contexte d'évolution, (2) où se situe la déformation par rapport à la fabrique initiale de la marge (nature des domaines crustaux, zones préalablement déformées), (3) comment se traduit la réactivation par rapport (i) à cette fabrique, (ii) aux conditions aux limites (orientation, quantité de déformation), (4) la charge sédimentaire, (5) l'âge du système, et (6) les conditions dans le manteau en terme de thermicité notamment. Cette liste n'est certainement pas exhaustive mais une analyse de ce type devrait permettre à terme de dégager des critères permettant d'expliquer les structures observées, tout cela à la lumière des modèles analogiques et numériques d'initiation des zones de subduction.

Au delà de l'étude de l'initiation des zones de subduction la marge algérienne pourrait être éga-

lement un exemple rare (unique?) d'observer les prémices de la formation d'une prisme d'accrétion (moins de 5 Ma), par le développement très précoce d'un système de duplexes. Néanmoins est-il seulement possible de générer un proto écaillage tectonique à un stade si précoce de la déformation ?

Un dernier aspect qui n'a pas été abordé dans ce manuscrit, est la considération de la déformation enregistrée à l'échelle crustale, en rapprochement avec la structure profonde de la lithosphère et du manteau, fournit par la tomographie sismique active (Fig V.1). Les propriétés thermo-mécaniques de la lithosphère et du manteau supérieure vont avoir un fort contrôle au cours du temps sur la déformation enregistrée dans croûte et les sédiments, et de ce fait sur l'inversion des marges. Dans le cas de la marge algérienne, une large anomalie de vitesses négatives est imagée par les résultats d'une tomographie régionale, suggère des conditions profondes anormalement chaudes, qui seraient un critère supplémentaire favorable à l'initiation d'une subduction au nord de l'Algérie. Le couplage entre les méthodes de sismique réflexion, grand-angle et de tomographie passive régionale semble être la clé à la compréhension des processus et déformations observées sur les marges.

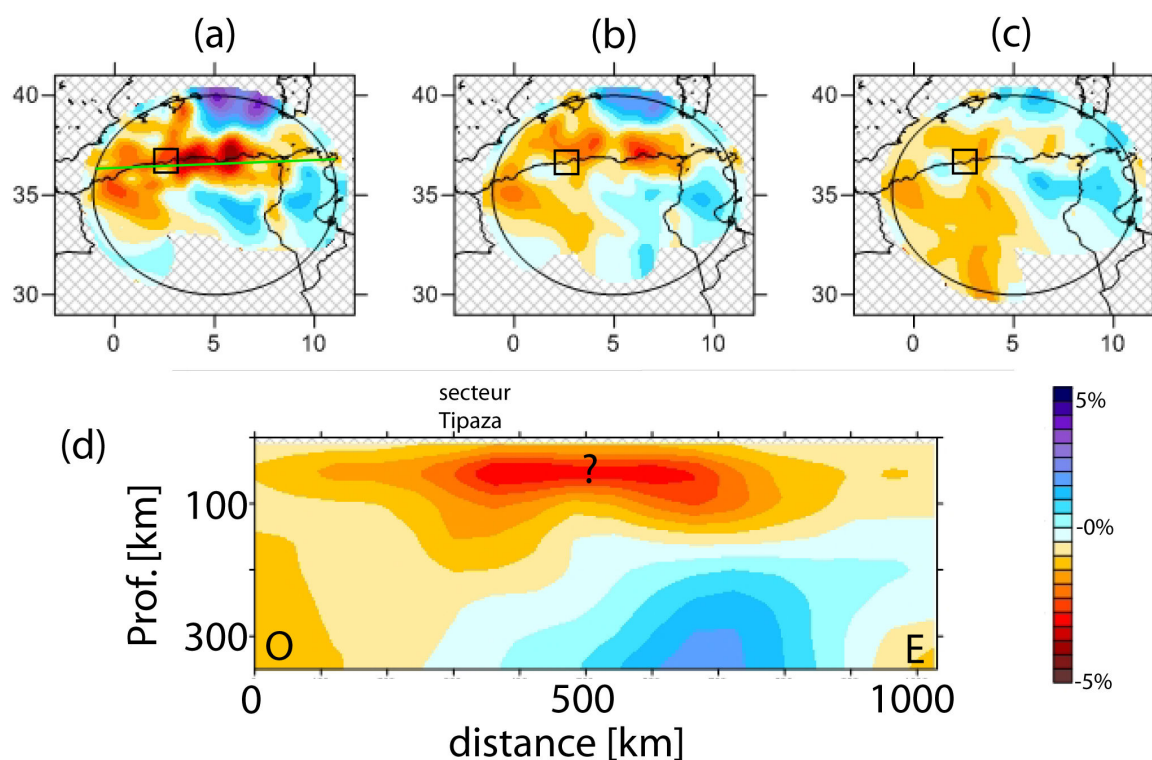


FIGURE V.1 – Tomographie régionale (onde P) de la région Nord Maghreb.(a) Coupe horizontale à 50 km de profondeur. (b) Coupe horizontale à 100 km de profondeur. (c) Coupe horizontale à 150 km de profondeur. (d) Coupe verticale recoupant la zone côtière Nord algérienne. La localisation de la coupe est indiquée par un trait vers sur la carte (a). Le cadre noir localise le secteur de Tipaza sur les différentes cartes. La tomographie régionale indique la présence d'une large anomalie de vitesses négatives s'étendant jusqu'à 100-150 km de profondeur, et centrée sur la marge algérienne.

Table des figures

I.1	Cycle de Wilson revisité par Cloetingh et al. (1989).	6
I.2	Résultats de modélisation numérique montrant l’initiation et le développement d’une zone de subduction à partir d’une zone de faiblesse dans la lithosphère fragile [Gurnis et al. , 2004]. L’échelle verticale est en kilomètre.	8
I.3	Diagramme schématique présentant le principe du (a) rifting actif et du (b) rifting passif [Corti et al. , 2003]. (1) stade initial et (2) stade suivant dans l’évolution du rift. (a) La remontée d’un plume mantellique (chaud et de faible densité) dans le manteau sub-lithosphérique provoque un bombement de la topographie, la remontée de la base de la lithosphère (surrection thermique), et du volcanisme (V). (b) L’extension est contrôlée par le champ de contrainte régional extensif (forces aux limites de plaque). L’asthénosphère remonte de façon passive en réponse à l’amincissement lithosphérique. L’activité magmatique se produit à un stade avancé du rifting.	9
I.4	Modèle d’évolution d’un rift étroit jusqu’à la formation de deux marges passives conjuguées et l’océanisation. [Brun , 1999]. (a) Stratification de la lithosphère en 4 couches représentant les niveaux fragiles et ductiles de la croûte et du manteau. (b) Stade du rifting : formation de blocs basculés délimités par des failles normales. (c) Stade d’océanisation : formation d’une nouvelle croûte océanique à la dorsale.	11
I.5	Représentation schématique des modèles d’extension lithosphérique continentale [Ziegler and Cloetingh , 2004, d’après McKenzie , 1978, Wernicke , 1981 et Barbier and Duverge , 1986]. En haut : modèle d’extension en cisaillement pur. Le rift est symétrique (marges conjuguées symétriques). Au milieu : modèle d’extension par cisaillement simple. Le rift est asymétrique (marges conjuguées asymétriques). En bas : modèle d’extension mixte, intermédiaire entre cisaillement pur et cisaillement simple. Le rift est asymétrique (marges conjuguées symétriques à asymétriques).	11
I.6	Exemple type de la structure (a) d’une marge passive volcanique et (b) d’une marge passive non-volcanique [Geoffroy , 2005].	13

TABLE DES FIGURES

I.7	Variations des mouvements verticaux post-rift en fonction du type de marges. À gauche : cas d'une marge non-volcanique. À droite : cas d'une marge volcanique. [Leroy et al., 2008].	14
I.8	(a) Structuration de la marge ouest ibérique [Mohn et al., 2012, modifié] (UCC : Upper Continental Crust. MCC : Middle Continental Crust. LCC : Lower Continental Crust). (b) Structure en vitesse de la marge ouest ibérique issue d'un transect de sismique réfraction.	14
I.9	Structure d'une marge passive non-volcanique type, l'exemple de la marge Galice (marge ouest ibérique) [Brun and Beslier, 1996]. La limite croûte supérieure fragile/manteau serpentinisé constitue un niveau de décollement sur lequel basculent les blocs sus-jacents. Le site 637 localise un forage effectué sur la ride péridotitique sous-jacente.	16
I.10	Schéma d'évolution d'une marge transformante [Sage et al., 2000 ; modifié] (Voir explications dans le texte).	17
I.11	Section sismique recoupant la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana [Lamarche et al., 1997 ; Sage et al., 2000, modifié]. CC : croûte continentale. CO : croûte océanique	18
I.12	Ouverture oblique du Golfe d'Aden [Autin et al., 2010]. Le rift est découpé en de nombreux petits segments divergents. Le mouvement différentiel de ces segments est accommodé le long de failles transformantes. AFFZ : Alula-Fartak fracture zone ; SESFZ : Socotra-Hadbeen fracture zone. [Autin et al., 2010 ; modifié].	19
I.13	(a) Schéma simplifié d'une zone de subduction. V_{sub} : vitesse de la plaque subduite [Heuret et al. (2007) ; modifié]. V_{up} : vitesse de la plaque supérieure. V_T : vitesse de la fosse. V_d : vitesse de déformation dans la plaque supérieure. Les flèches noires indiquent les vitesses positives. (b) Mouvement absolu de la plaque supérieure V_{up} en fonction du mouvement de la plaque subduite V_{sub} obtenu pour 166 transects recoupant des zones de subduction [Lallemand et al., 2008]. La couleur des cercles dépend du régime de contrainte induit dans la plaque supérieure. (c) Même diagramme que (b) mais la couleur des cercles est fonction de l'âge de la lithosphère subduite. V_c : vitesse de convergence des plaques	20

I.14 Influence de la composition et de la circulation des flux au coin mantellique sur l'accrétion océanique en contexte d'arrière-arc, exemple du bassin de Lau [**Dunn and Martinez**, 2011]. (a) Carte du bassin de Lau localisant les trois transects présentés en .b. (b) 1. Lorsque l'axe d'accrétion est proche de l'arc volcanique, la dynamique mantellique entraîne la remontée active sous l'axe d'accrétion d'un manteau faiblement visqueux et hydraté par l'eau provenant du slab subduit. La croûte formée dans le bassin arrière-arc est hétérogène et épaisse (fortement contaminée par l'arc). 2. Lorsque le centre d'accrétion s'éloigne de l'arc, la connexion avec le manteau hydraté et faiblement visqueux sous l'arc est rompu. La croûte formée au centre d'accrétion est plus fine et présente une composition transitionnelle (entre 1. et 3.). 3. Lorsque la séparation entre le centre d'accrétion et l'arc volcanique est plus importante, l'accrétion résulte de la remontée passive mantellique liée à l'éloignement des deux plaques. La croûte générée est fine et faiblement hydratée. Les lignes pointillées rouges indiquent les flux de fusion. Elles peuvent être indépendantes des lignes noires symbolisant les flux mantelliques. La zone en bleu indique un manteau hydraté. La zone en vert est dominée par un manteau anhydre. Les zones en vert correspondent aux plaques lithosphériques. 22

I.15 Contexte tectonique actuelle de la mer du Japon, montrant la direction relative les mouvements convergents et décrochants affectant la marge Est de la mer [**Jolivet et al.**, 1994]. 23

I.16 Modèle 2D schématique illustrant l'inversion des failles normales héritées du rifting sur les marges de la mer Est du Japon [**Choi et al.**, 2012]. En haut : développement de failles normales à pendage vers l'océan causé par l'ouverture de la mer de l'Est (Japon) de l'Oligocène au milieu du Miocène. En bas : activation en chevauchement des paléo-failles normales sur les marges soumise à une déformation compressive depuis la fin du Miocène. 24

I.17 Coupe schématique 2D illustrant la position de la marge algérienne par rapport à la subduction téthysienne au Langhien (~15 Ma) proposée par **Frizon de Lamotte et al.** (2000), pour le secteur des Kabylies (voir partie suivante). Sur le schéma la marge algérienne est représentée par les Kabylies. 25

I.18 (a) Contexte tectonique actuel de la Méditerranée occidentale (modifié d'après **Billi et al.** (2011)). (b) Principaux domaines structuraux de la Méditerranée occidentale [modifié d'après **Frizon de Lamotte et al.**, 2000 et **Billi et al.**, 2011]. 28

I.19 Reconstitution paléogéographique à la fin du Crétacé d'après **Bouillin** (1986). 30

I.20 Coupe schématique du domaine nord de l'Algérie depuis le Front Sud Atlasique au bassin profond algérien en passant par les Kabylies [modifié par **Frizon de Lamotte et al.**, 2011, d'après **Bracene and de Lamotte**, 2002, **Roca et al.**, 2004 et **Benaouali-Mebarek et al.**, 2006] 31

I.21 Carte géologique simplifiée du nord de l'Algérie [**Domzig et al.**, 2006a, modifié]. 31

TABLE DES FIGURES

I.22	Mouvement de la plaque africaine par rapport à la plaque eurasiennne fixe [Faccenna et al. , 2001] et du front de subduction téthysien du Crétacé à l'actuel. Les nombres indiquent les âges en Ma pour les différentes positions de l'Ibérie, de l'Afrique et du front de subduction téthysien. On remarque qu'à 84 Ma s'initie la convergence entre l'Afrique et l'Europe (plaque en gris foncé) qu'elle est continue et toujours en court aujourd'hui	32
I.23	Reconstruction paléo-tectonique de la Téthys Alpine à 165-160 Ma [Frizon de Lamotte et al. , 2011]. La partie la plus occidentale de la Téthys Alpine sépare l'Ibérie de l'Afrique. Ce domaine est connecté à l'Ouest à l'Atlantique Central. On notera que les micro-blocs Alboran, Kabyles, péloritains et calabrais sont localisés à l'Est de l'Ibérie, et forment la marge Nord de la Téthys Alpine.	33
I.24	Coupe tomographie 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].	34
I.25	A - Reconstitution de la Téthys alpine occidentale basée sur la quantité de lithosphère subduite et la géométrie du slab [Cavazza et al. , 2004]. La ligne noire épaisse localise la position du front de subduction à ~15 Ma, après que le détachement du slab se soit initié le long de la marge africaine, suite à la collision des blocs Kabyles avec l'Afrique. B - Migration vers l'Est et vers l'Ouest des fragments de slab.	35
I.26	Diminution de l'âge du magmatisme en Méditerranée occidentale de l'Ouest vers l'Est [Savelli , 2002].	36
I.27	Reconstruction paléo-tectonique de la Méditerranée de (a) 84-35 Ma et (b) à 35-30 Ma [d'après Gelabert et al. , 2002].	37
I.28	Schéma d'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale proposé par Camerlenghi et al. (2009), d'après Mauffret et al. (2004) et Mauffret et al. (2007a). Selon ce scénario, le bassin algérien s'ouvre au Miocène à l'ouest du Centre d'accrétion de la ride d'Hannibal (HR). Les flèches en gris indiquent les directions d'accrétion, et l'ouverture vers l'ouest du bassin algérien.	38
I.29	Structuration des chaînes atlasique et tellienne, et ouverture du bassin algérien [?].	40
I.30	Évolution du bassin Est algérien depuis la fin de l'Éocène début Oligocène proposé par Frizon de Lamotte et al. (2000)	41
I.31	Le Promontoire Baléares : Bordure Nord du bassin algérien. E.E.B : Escarpement d'Emile Beaudot ; E.M : Escarpement de Mazarron	42
I.32	Cinématique à la limite de plaque Afrique-Europe dérivée des pôles d'Euler estimés par différents auteurs et compilés par Serpelloni et al. (2007).	42

I.33	(a) Répartition de la sismicité à la limite de plaque Afrique-Europe (séismes de magnitude supérieure à 4) [Serpelloni et al., 2007]. Les lignes noires indiquent la localisation de profils de vitesse GPS : (1) le profil Est et (2) le profil Ouest (voir détails dans le texte). (b) Régimes de déformation générés à la limite de plaque. Les nombres correspondent aux taux de déformation en mm/an [Serpelloni et al., 2007].	43
I.34	Carte des mécanisme aux foyers des séismes de Méditerranée occidentale [Billi et al. (2011)].	44
I.35	Carte de la sismicité en Méditerranée Occidentale, de 1973 à 2012 (catalogue NEIC). En bleu clair : $0 < Mw < 3$; en bleu foncé : $3 \leq Mw < 4$; en jaune : $4 \leq Mw < 5$; en rouge : $5 \leq Mw < 6$; en rose : $Mw \geq 6$	45
I.36	Sismicité de Nord de l'Algérie et mécanisme aux foyers des séismes majeurs [Yelles-Chaouche et al. (2006)].	46
I.37	Profondeur des hypocentres des séismes algériens (Base de données (catalogue NEIC de 1973 à 2012)).	47
I.38	Carte morpho-bathymétrique de la marge algérienne issue des données Maradja [d'après Domzig (2006b)].	47
I.39	(a) Séquence stratigraphique type présente dans les bassins de Méditerranée occidentale (exemple du Golfe du Lion). (b) Schéma conceptuel illustrant l'organisation des marqueurs Messinien en Méditerranée occidentale, depuis la marge continentale vers le bassin profond [Lofi et al., 2011b]. Les unités UU, MU et LU forment la "Trilogie Messinienne".	48
I.40	Architecture générale des dépôts de la marge centre algérienne (à l'Est d'Alger) telle qu'établie dans l'Atlas Messinien [Lofi et al. (2011a)]. <i>Les unités Messinienne</i> - En vert : l'unité UU. En jaune : l'unité MU. En rose : l'unité LU; <i>Les surfaces Messinienne</i> - En pointillés vert : la TS "Top Surface". En pointillés orange : la BS "Bottom Surface". En jaune : la IES "Intermediate Erosion Surface".	50
I.41	Carte morpho-bathymétrique de la marge algérienne issue des données Maradja [d'après Domzig, 2006b].	51

TABLE DES FIGURES

I.42	(a) Répartition des produits d'instabilités gravitaires le long de la marge algérienne [Cattaneo et al., 2010]. Les cercles rouges localisent les épicentres des séismes (instrumentaux) d'une magnitude ≥ 5 et les étoiles rouges 3 séismes historiques majeurs [d'après Kherroubi et al., 2009 dans Cattaneo et al., 2010]. (b) Profil longitudinal de la branche Est du canyon d'Alger. Deux anomalies topographiques (indiquées par les flèches noires) sont visibles sur le profil et coïncident avec les failles inverses identifiées par Déverchère et al. (2005). Cette observation est en faveur d'un contrôle des failles sur la morphologie. De plus, les flèches représentés sur l'encart localise la présence de déviations dans la trajectoire du canyon à l'approche de ces failles (figure d'après Domzig, 2006b). (c) Carte de réflectivité de la zone offshore à l'Est d'Alger. Un faciès reflectif apparaissant de couleur sombre sur la carte indique une surface rugueuse et de ce fait une activité récent des canyons (figure d'après Domzig, 2006b).	53
I.43	Localisation de 3 profils montrant la structure de superficielle de la marge algérienne pour (1) le secteur de Tipaza, (2) pour le secteur de Boumerdès et (3) pour le secteur d'Annaba.	54
I.44	Profil de sismique réflexion 6-traces acquit au large de Boumerdès pendant la campagne MARADJA en 2003 (exagération verticale : 6). En rouge : les séries infra-salifère. En orange : la base du sel Messinien. En jaune : le sel Messinien (MU). En vert : les évaporites supérieure (UU). En bleu : les sédiments Plio-Quaternaires. En marron : dépôts détritiques (CU) (figure d'après ?).	54
I.45	Profil de sismique réflexion 6-traces acquit au large de Boumerdes pendant la campagne MARADJA en 2003 (exagération verticale : 6). En rouge : les séries infra-salifère. En orange : la base du sel Messinien. En jaune : le sel Messinien (MU). En vert : les évaporites supérieure (UU). En bleu : les sédiments Plio-Quaternaires. En marron : dépôts détritiques (CU) (figure d'après Domzig (2006b)).	55
I.46	Profil de sismique réflexion 72-traces acquit au large d'Annaba (exagération verticale : 6). (figure d'après Domzig (2006b)).	55
I.47	Secteur de Tipaza.	57
I.48	Schéma géodynamique de la Méditerranée Occdentale à 16 Ma proposé par Mauffret et al. (2007a). Le cadre rouge localise le secteur de Tipaza.	58
II.1	(a) Acquisition des données sismiques. (b) Exemple d'enregistrement du temps de propagation des ondes sismiques en fonction de la distance source-récepteur. (c) Schéma 3D montrant la mise en [Pleaseinsertintopreamble]uvre simultanée de l'acquisition de sismique réfraction et réflexion multitrace (d'après Gailler, 2005).	61
II.2	Plan de position des données sismiques acquises lors de la campagne SPIRAL fin 2009. Les OBS sont représentés par des cercles rouges et les stations à terre par des triangles verts. Le cadre noir localise le secteur de Tipaza, zone d'étude de cette thèse.	63
II.3	Principe de l'acquisition en couverture multiple en sismique réflexion marine.	64

II.4	Le dispositif récepteur pendant l'acquisition des données SMT. (a) La flûte sismique d'Ifremer. (b) La bouée de queue. (c) Exemple d'un avion monté le long de la flûte.	65
II.5	Caractéristiques techniques de la source " monobulle" SPIRAL durant le leg1. Seuls les canons représentés en vert étaient actifs pendant l'acquisition, les autres servant de lest et de canons de remplacement en cas de dysfonctionnement.	67
II.6	Caractéristiques techniques de la source « grand-angle » SPIRAL leg2 utilisée pour les profils SMT coïncidents avec les profils grand-angle.	67
II.7	Fenêtre de contrôle Sources Sismiques Actris - Contrôle de l'immersion et synchronisation de la source, tribord et bâbord pour : (a) la source "monobulle" utilisée lors du leg1 (b) la source "pic" utilisée pendant le leg2.	68
II.8	Caractéristiques techniques de la source utilisée pour l'acquisition des profils SMT complémentaires durant le leg2. Seuls les canons représentés en vert étaient actifs pendant l'acquisition, les autres servant de lest et de canons de remplacement en cas de dysfonctionnement.	68
II.9	Photographies d'un récepteur de type OldOBS Ifremer. (a) Lors du déploiement. (b) Structure d'un OldOBS Ifremer.	70
II.10	Photographies d'un récepteur de type MicroOBS. (a) Sur le pont de l'Atalante. (b) Coupe schématique d'un MicroOBS.	71
II.11	Données de bathymétrie acquises pendant la campagne SPIRAL entre Oran et Tipaza.	72
II.12	Compilation des données de sismique réflexion et grand-angle acquises pendant les campagnes MARADJA 1 et 2 (2003 et 2005) et SPIRAL (2009). En marron : profils de sismique réflexion MARADJA ; en bleu : profil SPIRAL LEG1 (configuration 1) ; en magenta : les profils SPIRAL LEG2 (configuration 3). Le cadre noir le secteur d'étude de Tipaza.	73
II.13	Plan de position des données de sismique-réflexion et grand-angle disponibles dans la région de Tipaza. Les OBS sont représentés par des cercles rouges et les stations à terre par des triangles verts. Les numéros correspondent aux numéros des sismomètres à terre et en mer. Les profils de sismique multitrace Spi06 et Spi25 sont coïncidents avec le transect de sismique grand-angle.	74
II.14	Séquence de traitement appliquée aux données à bord de l'Atalante (logiciel GeoCluster). Les étapes encadrées en vert correspondent à du contrôle qualité ou à des étapes intermédiaires. Les étapes en rouge constituent le cœur du traitement.	76
II.15	(a) Trajets des rais pour un même point de tir. (b) Trajets des rais pour un même point miroir (CMP). (c) Alignement des traces d'un même CMP selon une hyperbole pour un même réflecteur. La ligne en pointillé noire représente la droite pour laquelle les distances source-récepteur peuvent être considérées comme nulles. (d) Sommation des traces sismiques d'un même point miroir. La trace en rouge est la trace somme résultante.	77

TABLE DES FIGURES

II.16 Exemple d'une CMP montrant l'influence de la vitesse sur la correction NMO. (a) CMP avant correction NMO. (b) CMP avec une bonne correction NMO. (c) CMP avec une vitesse de correction NMO trop forte. Le CMP est sous-correcté. (d) CMP avec une vitesse de correction NMO trop faible. Le CMP est sur-correcté.	78
II.17 Analyse de vitesse. Les cercles et rectangles jaunes représentent les pointés de la loi de vitesse. (a) Le panneau de semblance. Les zones pour lesquelles le critère de semblance est maximal apparaissent en couleur jaune-orangée. Les lignes noires correspondent à différents pourcentages de la loi de vitesse centrale. (b) La loi de vitesse RMS convertie en vitesses d'intervalle. (c) Représentation des traces avant application de la correction NMO. (d) Représentation des traces après correction NMO calculées en fonction des vitesses pointées. (e) Représentation des "mini-stacks". Le "mini-stack" central est issu de la loi de vitesse de référence (courbe noire centrale sur (a) et les autres d'un pourcentage de cette loi centrale.	79
II.18 Principe de la migration d'un réflecteur penté. (a) Géométrie vraie du réflecteur. (b) Géométrie du réflecteur à offset nul. (c) Migration du réflecteur vers sa position vraie.	80
II.19 Exemple de la géométrie de dômes de sel présents sur une portion du profil Spi06. (a) Résultat après sommation mais avant migration. (b) Résultat après sommation et migration temps à vitesse constante. Les hyperboles de diffraction associées aux diapirs sont focalisées et la géométrie relative des structures restituée.	81
II.20 Les différentes étapes de calcul de l'opérateur de conversion zéro-phase sous MATCALC (Geo-Cluster), sans la prise en compte du fantôme récepteur.	82
II.21 La conversion zéro-phase du signal. Spectres d'amplitude normalisés, calculés sur le CMP 6201 du profil Spi06 avant conversion zéro-phase (courbe rouge), après conversion zéro-phase en incluant le fantôme récepteur lors du calcul de l'opérateur (courbe bleue foncée), et après conversion zéro-phase sans inclure le fantôme récepteur dans le calcul de l'opérateur de conversion (courbe bleue claire).	83
II.22 Exemple du CMP 6201 (a) avant conversion zéro-phase, (b) après conversion zéro-phase en incluant le fantôme récepteur lors du calcul de l'opérateur, et (c) après conversion zéro-phase sans inclure le fantôme récepteur dans le calcul de l'opérateur de conversion.	84
II.23 Exemple du CMP 6201 (a) après conversion zéro-phase en incluant le fantôme récepteur lors du calcul de l'opérateur de conversion sous MATCALC, (b) après conversion zéro-phase et déconvolution prédictive (module GCT DESIG), et (c) après conversion minimum-phase (module GCT WAPCO).	85
II.24 Spectres d'amplitude normalisés, calculés sur le CMP 6201 du profil Spi06 après conversion zéro-phase en incluant le fantôme récepteur lors du calcul de l'opérateur de conversion sous MATCALC (courbe bleue claire), après conversion zéro-phase et déconvolution prédictive DESIG (courbe rouge) et après conversion minimum-phase WAPCO (courbe bleue foncée).	85

II.25 Exemple du CMP 6201 : (a) avant soustraction du modèle de multiples, (b) le modèle de multiples modélisé par le module <i>SMMOD</i> , (c) le modèle de multiples après adaptation générale et locale (ajustement en temps et en amplitude) par le module <i>ADAPT</i> , et (d) après soustraction du modèle de multiples final. Sur le CMP le multiple du fond l'eau est localisé à 7,2-7,3 std (offsets courts) et les multiples du sel correspondent au paquet d'arrivées à partir de 8,15 std.	87
II.26 Zooms sur la section Spi06 après sommation (a) sans application de l'anti-multiples <i>SMMOD</i> et (b) avec application de l'anti-multiples. Les flèches noires indiquent la position du multiple du fond de l'eau.	88
II.27 Principe de l'atténuation des multiples basée sur la différence de courbure existant entre les arrivées primaires et multiples utilisées par le module <i>RAMUR</i> (<i>CGGVeritas</i>).	89
II.28 Pointé des vitesses pour la migration avant sommation. (a) La loi de vitesse RMS. La courbe bleue indique la loi de vitesse initiale. (b) Exemple d'un CMP migré/sommé avec la loi de vitesse pointé. (c) "Mini-stacks" migrés pour les perturbations de $\pm 2\%$ de la loi de vitesse de référence, entre 90% et 110%)	90
II.29 Zoom sur la section Spi07, (a) après migration post- sommation (<i>FKMIG</i>) et (b) après migration avant sommation (<i>TIKIM</i>). On observe l'amélioration de la continuité des réflecteurs après migration avant sommation.	91
II.30 Zoom sur la section Spi06 (a) avant correction d'amplitude, et (b) après correction d'amplitude. La correction d'amplitude permet de récupérer des hautes fréquences notamment dans les sédiments superficiels.)	91
II.31 Relocalisation de la position d'un OBS sur le fond marin. (a) bathymétrie de la zone et position de l'instrument (flèche rouge) et des tirs (cercles rouges), (b) la position de l'OBS lors de son déploiement (triangle rouge) et la position de l'OBS pour laquelle l'erreur calculée entre le temps d'arrivée théorique et le temps pointé sur l'onde directe (triangle jaune), (c) temps d'arrivée pointés (barres noires) et calculés (ligne rouge) pour la position de déploiement, et (d) temps d'arrivée pointés (bars noires) et calculés (ligne rouge) pour la position relocalisée.	93
II.32 Prétraitement des données grand-angle, exemple de l'OBS 26 positionné dans le bassin profond (Fig II.13). En haut : les données brutes. Au milieu : données après application du debias et de la déconvolution. En bas : données après application de la chaine complète : debias + déconvolution + filtre + égalisation.	95
II.33 Tomographie des premières arrivées réfractées à partir des données issues des 39 OBS SPIRAL le long du transect Tipaza. Les lignes d'isovitesse (lignes noires) sont représentées tous les 0,5 km/s. En haut : le modèle de vitesse initial : En bas : le modèle de vitesse final obtenu après 7 itérations. Les numéros en haut du modèle correspondent aux numéros des OBS.	97

TABLE DES FIGURES

II.34 Tomographie des premières arrivées réfractées à partir des données issues des 39 OBS et de 11 stations à terre le long du transect Tipaza. Les triangles rouges indiquent la position des stations à terre et les cercles rouges les OBS. En haut : le modèle de vitesse initial. En bas : le modèle de vitesse final après 7 itérations. 98

II.35 Résultat des checkerboard tests effectués sur le modèle de vitesse final obtenu à l'aide du code PROFIT. Les modèles de gauche représentent les modèles d'anomalies de vitesse synthétiques calculés pour des perturbations de vitesses de plus ou moins 5% pour différentes dimensions d'anomalies : (a) 3 km (distance) * 3 km (profondeur), (b) 5 km (distance) * 3 km (profondeur), (c) 5 km (distance) * 10 km (profondeur) et (d) 10 km (distance) * 15 km (profondeur). Les modèles de droite représentent les anomalies de vitesse reconstruites après 2 itérations pour chacune des dimensions d'anomalies testées. 99

III.1 Present day tectonic map of the Western Mediterranean area. Bathymetry and topography are from ETOPO1 1-minute Global relief (*www.ngdc.noaa.gov*). Major tectonics feature are from *Frizon de Lamotte. al* (2000) and *Billi et al.* (2011). The white arrow shows velocity of the African plate relative to the stable European plate ($\sim 5 \text{ mm/y}$) from GPS measurements [*Nocquet and Calais, 2004*]. The red cadre localised the figure 2. The two insets a and b show the Western Mediterranean setting at 35 Ma (inset a) and at 18 (inset b) simplified and modified from *Lonergan and White* (1997), with the Internal Zones migration behind the Tethyan subduction front, and the associated back-arc opening of the Algerian basin. The red cross localised the approximative position of our study area at those steps. C : Corsica, S : Sardinia, GK : Great Kabylia, Little Kabylia, Pe : Pelorian, Ca : Calabria, Al : Alboran, B : Betic, R : Rif., M.E : Mazarron Escarpment. 109

III.2 Localisation of the wide-angle seismic in the Bou Ismail Bay, sector of Tipaza. OBS positions are marked by red circles and the land stations by blue triangles. Number of the stations shown on the figure 6 are shaded. The multichannel seismic profile Spi06 offshore is localised with a white line. The geological and tectonics framework on land is extracted from *Yelles at al.* (2009). 111

III.3 High resolution seismic profiles from the MARADJA cruise (2003) across the Khayr-al-Din banc [modified after *Yelles at al.* 2009] (vertical exaggeration : 9). The position of each line is indicated by red lines on the map and the deep seismic profile SPIRAL Spi06 is indicated by the black line. The inset shows a compressive bulge at the foot of the margin interpreted by *Yelles at al.* (2009), which is assumed to be related to the presence of south-dipping blind thrust beneath the KADB. 113

III.4 (a) Stratigraphic units identified on the line Spi06 in the deep Algerian basin, (b) its correlations with velocities from the velocity forward modeling (this study), and with (c) high seismic reflection data from the MARADJA cruise (profile a, Fig III.3). 115

III.5 (a) Time migrated multichannel seismic profile Spi06. (b) The corresponding line drawing showing the deepening of both the top and the base of the Messinian units and several deep reflections. The inset shows deep reflection of low amplitude corresponding probably to the Moho discontinuity beneath the KADB at 7.2-7.5 seconds, and (c) section Spi06 with velocities from forward modeling (Fig III.8) converted in time underlain. KADB : Khayr-al-Din bank. Plio-Quaternary sediment thicknesses presented in the section 4.3 are estimated using the forward model in "e1" and "e2" (see details in the text). 116

III.6 Three example of representative record sections (wide-angle data) : the OBS 06 on the upper margin (top), the OBS 26 in the deep basin (middle), and the land station 43 (bottom). The three stations are shaded in Figure 2. All the examples correspond to the vertical component recording, represented with a 6 km/s velocity reduction. (a), (d) and (g) are the seismic sections. (b), (e) and (h) the corresponding ray paths in the forward model (Fig III.8). (c), (f) and (i) the observed travel-time picks (thick grey lines) and calculated travel times (thin black lines) in the forward model. 118

III.7 Result of the first arrival seismic tomography. (a) P-wave velocity model obtained after 5 iterations. Isovelocity contours are represented every 1 km/s. The OBS locations are indicated by the red circles, and the number above correspond to the number of the stations. The black dashed lines correspond to the interfaces extracted from the forward model (Fig III.8). Red lines mark velocity-depth profiles shown in Figure 13. (b) Ray density of the "FAST" velocity model (a). The color scale is a function of the number of rays passing through the different cells composing the model (0.5 x 0.5 km grid). 120

III.8 Results of forward velocity and gravity modeling along the Tipaza profile. (a) Result of the forward velocity modeling, including 39 OBS and 11 land stations. OBS locations are indicated by red circles. Locations of the land stations used in the modeling are indicated by red triangles. Seismic records from the land stations indicated by yellow triangles do not presented a sufficiently good quality to be integrated. Isovelocity contours are represented every 0.25 km/s. Area unconstrained by raytracing are shaded. Red lines mark velocity-depth profiles shown in Figure 13. (b) Result of the gravity modeling. Red line represents gravity anomalies from the SPIRAL cruise measurement, and dashed black line represents gravity anomalies calculated from conversion of the seismic velocity predicted by the forward modeling to densities. . . . 121

III.9 Variation of the starting model. (a) initial model with low velocities up to 20 km depth (b) resulting velocity model from (a). (c) initial model with mantle velocities at 10 km depth (d) resulting velocity model from (c). (e) initial model with mantle velocities at 15 km depth in the South and 10 km in the North (f) resulting velocity model from (e). (g) initial model with mantle velocities at 15 km depth in the North and 10 km in the South (h) resulting velocity model from (g). 123

TABLE DES FIGURES

III.10(a) Upper panel : Ray coverage of diving waves with every twentieth ray from two-point raytracing plotted. Lower panel : Observed traveltimes picks and calculated travel times (line) for the same phases for all receivers along the model. (b) Same as (a) but for reflected phases. 124

III.11 Resolution parameter for depth nodes of the velocity model. The depth uncertainty of the most important boundaries calculated from the 95 % confidence limit of the f-test given in the framed boxes (Fig III.12). Velocity nodes are indicated by blue circles. 125

III.12 Error analysis by model perturbation. (a) Results from simultaneous variation of depth of the Moho and velocities in the lower crustal layer. The uncertainty of the most important boundaries calculated from the 95 % confidence limit of the f-test given in the grey boxes. (b) Results from variation of the lower crustal velocities only. (c) Results from variation of the Moho depth. The uncertainty of the most important boundaries calculated from the 95 % confidence limit of the f-test given in the grey box. 125

III.13 1D velocity/depth profiles in the basement extracted from tomographic model "FAST" (dashed black line) and forward velocity model (solid black line) at 20 (curves 1), 35 (curves 2) and 85 km (curves 3) distance along the models. The dark grey area represents a velocity compilation for extended continental crust extracted from *Christensen and Mooney* (1995), and the light grey area represents a velocity compilation for Atlantic oceanic crust from *White et al.* (1992). 128

III.14 Comparison of the deep structure of 3 Western Mediterranean margins (lines a, b and c) and 2 West Atlantic margins (lines d and e). The location of the 5 transects is indicated by a red line on the map. (a) the Algerian margin (this study), (b) and (c) the conjugate the Gulf of Lions-West Sardinia margins [*Klingelhoefer et al.*, 2008 and *Gailler et al.*, 2009], (d) a transform West Moroccan margin [*Thiébot*, 2005] and (e) the DAKHLA profile Nord across the West Moroccan margin [*Klingelhoefer et al.*, 2009]. CC : Continental Crust ; OC : Oceanic Crust ; OCT : Ocean-Continent Transition. 133

III.15 Comparison of 5 western Mediterranean margins. Profiles across the different margins are represented using the same scale and are marked on the map by red lines. (a) the Algerian margin (this study), (b) and (c) the south Balearic margin [*Maillard and Mauffret*, 2011], (d) the Ligurian margin [*Lofi et al.*, 2011], (e) the Sardinian margin [*Sage et al.*, 2005] and (f) the Provençal-Corsican conjugates margins [*Rollet et al.*, 2002, Mio : Miocene sediments and Ol : Oligocene sediments]. C : Corsica. S : Sardinia. 135

IV.1 Plan de position des grands profils de sismique réflexion marine transverses à la marge présentés dans cette étude, superposés à une grille de la topographie selon une vue 3D. La grille topographique intègre les données bathymétriques MARADJA près de la côte, et les données topographique Aster Japon (www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/E/) 142

IV.2 (a) Stratigraphie sismique utilisée dans le bassin profond et correspondance des faciès sur les profils issus des différentes campagnes. La ligne en pointillés violet indiquent la base possible de l'unité LU. UU : Upper Unit ; MU : Mobile Unit ; LU : Lower Unit. (b) La surface d'érosion messinienne sur la marge (MES) est représentée par le ligne en pointillé rouge. L'exemple est extrait d'un profil MARADJA orienté parallèlement à la marge. Au dessus de la MES on retrouve les sédiments Plio-Quaternaire. MES : Messinian Erosion Surface. 145

IV.3 Délimitation des domaines morpho-structuraux A, B, C et D (lignes pointillées noires) superposée à la bathymétrie. Les lignes blanches indiquent la position des profils sismiques. La zone indiquée par des points noirs localise le domaine B1. 147

IV.4 Zoom sur le domaine A sur la partie haute du banc de Khayr-al-Din, à l'Est (profil 147). La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte et sur la figure IV.16 le long du profil complet. La surface "rugueuse" d'érosion messinienne est représentée par un trait rouge. Les traits bleus correspondent à des réflecteurs dans l'unité PQ et les traits en nuances de marron à des réflecteurs dans l'unité UP. M : multiple 149

IV.5 Zoom sur le domaine B dans la partie Ouest du banc de Khayr-al-Din (profil Spi05) : (a) section non interprétée, (b) section interprétée. La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte et sur la figure IV.12 le long du profil complet. Les points noirs sur fond vert indiquent l'équivalent latéral plus détritique de l'unité UU, déduit par analogie avec le profil 149 (voir Fig IV.7). Dans la partie Sud du domaine B, un bourrelet est visible en pied de marge dans la morphologie du fond. En-dessous, l'ensemble des réflecteurs sédimentaires imagés (PQ, UU, UP) suit la pente du Domaine A : il est globalement incliné vers le N-NE. Dans les 2/3 Sud du domaine B1, l'ensembles des réflecteurs sédimentaires imagés présentent un pendage inverse, en direction du Sud. 151

IV.6 Zoom sur le domaine B dans la partie centrale du banc de Khayr-al-Din (profil Spi05) : (a) section non interprétée, (b) section interprétée. La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte et sur la figure IV.13 le long du profil complet. Les points noirs sur fond vert indiquent l'équivalent latéral plus détrique de l'unité UU, déduit par analogie avec le profil 149 (voir Fig IV.7). Dans la partie Sud du domaine, un bourrelet est visible en pied de marge dans la morphologie du fond. En-dessous, l'ensemble des réflecteurs sédimentaires imagés (PQ, UU, UP) épousent la forme du replis et sont globalement inclinés vers le N-NE. À la transition entre les domaines B1 et B2 les réflecteurs de l'unité UP dessinent une antiforme. Au dessus, les unités plus récentes (UU et PQ) suivent également cette géométrie. Dans le Domaine B2, les réflecteurs UP deviennent plus discontinus. 152

TABLE DES FIGURES

<p>IV.7 Zoom sur le domaine B dans la partie centrale du banc de Khayr-al-Din (profil 149) : (a) section non interprétée, (b) section interprétée. La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte et sur la figure IV.16 le long du profil complet. À l'Ouest du secteur, les sédiments Plio-Quaternaire viennent draper la morphologie en-dessous. Les réflecteurs à la base du Plio-Quaternaire se terminent en onlap sur le toit de UU à la transition des domaines B1/B2, où un haut structural est présent. A l'apex de ce haut, les réflecteurs Plio-Quaternaires sont discontinus et localement décalés. L'ensemble des séries sédimentaires imagées PQ, UU et UP s'amincissent à l'aplomb de ce "relief profond". Les points noirs indiquent une évolution de faciès de l'unité UU (en vert) en direction du sud, qui devient plus transparente par endroit et plus chaotique.</p>	153
<p>IV.8 Zoom sur le domaine B dans la partie intermédiaire du banc de Khayr-al-Din (profil Spi07). La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte et sur la figure IV.15 le long du profil complet. La surface d'érosion messinienne est représentée par un trait rouge. Les réflecteurs PQ viennent draper les irrégularités morphologiques formées par la MES. L'unité UU est présente de part d'autre d'un haut structural à la jonction des domaines B1 et B2.</p>	154
<p>IV.9 Zoom sur le domaine B dans la partie haute du banc de Khayr-al-Din (profil 147). La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte et sur la figure IV.16 le long du profil complet. La surface irrégulière d'érosion messinienne est représentée par un trait rouge. Là où cette surface devient très incurvée, l'épaisseur des sédiments Plio-Quaternaires (traits bleus) atteint un maximum de 1 std (~ 1000 m). Les réflecteurs dans la partie basale de l'unité s'interrompent en onlap sur la MES (flèches noires). Les réflecteurs sus-jacents viennent draper les irrégularités morphologiques formées par la MES.</p>	155
<p>IV.10 Zoom sur le Domaine C dans la partie centrale du banc de Khayr-al-Din (profil 149). La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte, et le long du profil complet sur la figure IV.14. À la transition entre le domaine B vers au domaine C, les réflecteurs Plio-Quaternaire forment des ondulations enregistrées jusqu'au fond marin. L'unité UU sous-jacente présente la même géométrie, ainsi que des réflecteurs plus discontinus que ceux observés dans le Domaine D. Au pied de la pente formée par UP, l'unité UU est décalé sur 0,3 std par l'intermédiaire de failles normales s'enracinant sur le niveau de sel. Lorsqu'on atteint la partie distale du bassin profond (Domaine D), l'unité MU forme un diapir, qui déforme les sédiments sus-jacents sur leur presque totalité.</p>	159

IV.11 Zoom sur le domaine C au pied de la partie haute du banc de Khayr-al-Din (profil Spi07). La localisation du zoom est indiquée sur l'encart en carte, et le long du profil complet sur la figure IV.15. À la transition entre le Domaine B et le Domaine C, le fond marin forme un bombement, en-dessous duquel les réflecteurs prennent une forme concave. Le long du domaine C, excepté sous le bombement, les réflecteurs UP apparaissent fortement discontinus contrairement à ceux observés dans le Domaine D. Latéralement, les réflecteurs internes à l'unité UU montrent une meilleure continuité au passage dans le Domaine D. 161

IV.12(a) Profil Spi05 non interprété. Le cadre 1 localise la figure IV.5. (b) Profil Spi05 interprété (voir détails dans le texte). 164

IV.13(a) Profil Spi28 non interprété. Le cadre 1 localise la figure IV.6. (b) Profil Spi28 interprété (voir détails dans le texte). 165

IV.14(a) Profil 149 non interprété. Le cadre 1 localise la figure IV.7, et le cadre 2 la figure IV.10. (b) Profil 149 interprété (voir détails dans le texte). 166

IV.15(a) Profil Spi07 non interprété. Le cadre 1 localise la figure IV.8, et le cadre 2 la figure IV.11. (b) Profil Spi07 interprété (voir détails dans le texte). 167

IV.16(a) Profil 147 non interprété. Le cadre 1 localise la figure IV.9. (b) Profil 147 interprété (voir détails dans le texte). 168

IV.17 Augmentation des épaisseurs des unités sédimentaires vers l'Ouest, vue le long d'un profil MARADJA d'orientation E-O : (a) le profil non interprété, et (b) le profil interprété. La localisation du profil est marquée sur la carte par un trait rouge. Les croisements du profil avec les profils transverses à la marge sont indiqués par les lignes noires. 171

IV.18 Carte bathymétrique de la partie basse du banc de Khayr-al-Din, représentée selon une vue 3D. Les flèches noires indiquent les zones d'apport sédimentaire. Les lignes blanches localisent les profils. La localisation du zoom est indiquée sur l'encart. M.C : Mont Chenoua. 173

IV.19 Illustration de "sediment waves" formées sur la ride du Var, au Nord de la Méditerranée Occidentale [Lee et al., 2002, d'après Migeon et al., 2006]. 173

IV.20 Estimation des décalages verticaux du toit de l'unité UU et de la base de l'unité MU : (a) sur le profil Spi05 et (b) sur le profil Spi07. Δ_{H_1} et Δ_{H_2} correspondent à des décalages en profondeur à deux points différents (points 1 et 2), entre les unités situées sur le banc de KAD et celles situées dans le bassin profond. La variable Δ_{H_3} correspond au décalage du toit de l'unité UU observé dans le bassin profond (point 3). $\Delta_{H_{MU}}$ correspond à la quantité de décalage verticale générée par les failles normales salifères. 175

TABLE DES FIGURES

IV.21	Carte géologique de la région d'Alger [Heddar et al. , 2012, modifiée]. En violet foncé : le socle Kabyle. En jaune : marnes et grès du Miocène. En bleu foncé : marnes du Pliocène. En marron : grès Pliocène. En bleu clair : terrasses marines quaternaires. En gris : dépôts alluviaux. Les traits rouges à terre et en mer indiquent les failles proposées par Yelles et al. (2009), Strzeczynski et al. (2010) et Maouche et al. (2011), notamment la faille aveugle à pendage Sud de Ain Benian, suggérée comme étant à l'origine du plissement du même non.	176
IV.22	Carte bathymétrique selon une vue 3D, montrant l'anticlinal imagé par le profil Spi07 au pied du banc de KAD, et les diapirs et murs de sel (M.S) qui déforment le fond marin.	178
IV.23	Synthèse des structures observées dans la région d'Alger. La cartographie en profondeur std de la base de l'unité MU est superposée à la bathymétrie ombrée. Les lignes pointillées noires délimitent les différents domaines morpho-structuraux. La zone indiquée par des points noirs localise le bassin perché qui constitue le domaine B1. Les failles sont indiquées en rouge dans le secteur de Tipaza. Les pointillés rouges suggèrent la prolongation des structures identifiées latéralement. Les failles proposées dans la bibliographie [Domzig et al. , 2006a] dans le secteur de Boumerdès, à l'Est d'Alger sont indiquées en gris. La ligne en pointillé blanche d'orientation N120° sépare les secteurs Est et Ouest d'Alger d'après Strzeczynski et al. (2010). M.S : mur de sel. M.A : Massif d'Alger. M.C : Massif du Chenoua.	181
V.1	Tomographie régionale (onde P) de la région Nord Maghreb.(a) Coupe horizontale à 50 km de profondeur. (b) Coupe horizontale à 100 km de profondeur. (c) Coupe horizontale à 150 km de profondeur. (b) Coupe verticale recoupant la zone côtière Nord algérienne. La localisation de la coupe est indiquée par un trait vers sur la carte (a). Le cadre noir localise le secteur de Tipaza sur les différentes cartes. La tomographie régionale indique la présence d'une large anomalie de vitesses négatives s'étendant jusqu'à 100-150 km de profondeur, et centrée sur la marge algérienne.	186

Liste des tableaux

II.1	Principaux paramètres d'acquisition en fonction de la configuration du dispositif.	65
II.2	Paramètres propres à l'enregistrement des données	69
III.1	Residuals travel-time and chi-squared errors for all the phases for the Tipaza transect, using forward modeling	122
IV.1	Profondeur moyenne de quelques positions repères du marqueur Messinien Méditerranée Occidentale [d'après Lofi et al. , 2011a] :	144
IV.2	Épaisseur des unités sédimentaires par profil et par domaine :	172
IV.3	Estimation des décalages verticaux des unités messiniennes (voir détails dans le texte).	172

Bibliographie

- Acosta, J., A. Munoz, P. Herranz, C. Palomo, M. Ballesteros, M. Vaquero, and E. Uchupi (2001), Geodynamics of the emile baudot escarpment and the balearic promontory, western mediterranean, *Marine and Petroleum Geology*, 18(3), 349–369. 134
- Aite, M. O., and J. P. Gelard (1997), Post-collisional palaeostresses in the central maghrebides (great kabylia, algeria), *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 168(4), 423–436. 39
- Alvarez-Marron, J., E. Rubio, and M. Torne (1997), Subduction related structures in the north iberian margin, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B10), 22,497–22,511, doi :10.1029/97JB01425. 137
- Auffret, Y., P. Pelleau, F. Klingelhofer, L. Géli, J. Crozon, J. Lin, and J. C. Sibuet (2004), Microbs : a new generation of bottom seismometer., *First Break*, 22, 41–47. 70
- Authemayou, C., K. Pedoja, A. Heddar, H. Djellit, A. Boudiaf, K. Yelles, and J. Déverchère (2010), Evolution morphotectonique de la structure du sahel. 46
- Autin, J., N. Bellahsen, L. Husson, M. O. Beslier, S. Leroy, and E. d’Acremont (2010), Analog models of oblique rifting in a cold lithosphere, *Tectonics*, 29. 19, 188
- Auzende, J. M. (1978), Histoire tertiaire de la méditerranée occidentale, *Université de Paris VII*, p. 232. 48, 49
- Auzende, J. M., J. Bonnin, and J. L. Olivet (1972), Compressive structure of northern algeria, *Deep-Sea Research*, 19(2), 149. 55, 107, 112, 137
- Auzende, J. M., J. Bonnin, and J. L. Olivet (1973), The origin of the western mediteranean basin, *Journal of the Geological Society of London*, 129, 607–620. 108
- Avedik, F., V. Renard, J. Allenou, and B. Morvan (1993), "single bubble" airgun array for deep exploration, *Geophysics*, 58, 366–382. 66, 114
- Ayadi, A., C. Dorbath, F. Ousadou, S. Maouche, M. Chikh, M. A. Bounif, and M. Meghraoui (2008), Zemmouri earthquake rupture zone (m-w 6.8, algeria) : Aftershocks sequence relocation and 3d velocity model, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B9). 45

BIBLIOGRAPHIE

- Barbier, F., and L. P. X. Duverge, J. (1986), Structure profonde de la marge nord-gascogne. implication sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale, *Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 105–121. 11, 187
- Basile, C., A. Maillard, M. Patriat, V. Gaullier, L. Loncke, W. Roest, M. Mercie de Lépinay, and F. Pattier (2012), Structure and evolution of the demerara plateau, offshore french guiana : Tifting, tectonic inversion and post-rift at transform-divergent margins intersection, *Tectonophysics*, *in press*. 134
- 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, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105(B11), 25,829–25,853. 12, 131
- Belabbès, S., M. Meghraoui, Z. Cakir, and Y. Bouhadad (2009b), Insar analysis of a blind thrust rupture and related active folding : the 1999 ain temouchent earthquake (m (w) 5.7, algeria) case study, *Journal of Seismology*, 13(4), 421–432. 45
- Belabbès, S., C. Wicks, Z. Cakir, and M. Meghraoui (2009a), Rupture parameters of the 2003 zemmouri (mw 6.8), algeria, earthquake from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, coastal uplift, and gps, *J. Geophys. Res.*, 114(B03406), doi :10.1029/2008JB005912. 45, 110
- Bellahsen, N., M. Fournier, E. d’Acremont, S. Leroy, and J. M. Daniel (2006), Fault reactivation and rift localization : Northeastern gulf of aden margin, *Tectonics*, 25(1). 19
- Benaouali-Mebarek, N., D. Frizon de Lamotte, E. Roca, R. Bracène, J. Faure, W. Sassi, and F. Roure (2006), Post-cretaceous kinematics of the atlas and tell systems in central algeria : Early foreland folding and subduction-related deformation, *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 115–125. 31, 39, 189
- Benouar, D., A. Aoudia, S. Maouche, and M. Meghraoui (1994), The 18-august-1994 mascara (algeria) earthquake - a quick-look report, *Terra Nova*, 6(6), 634–638. 45
- Berkhout, A. J., and D. J. Verschuur (1997), Estimation of multiple scattering by iterative inversion .1. theoretical considerations, *Geophysics*, 62(5), 1586–1595. 87
- Beslier, M. O., A. Bitri, and G. Boillot (1995), Structure of the ocean continent transition on a passive continental-margin - multichannel seismic-reflection in the iberia abyssal-plain (portugal), *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, 320(10), 969–976. 15
- Bigot-Cormier, F., F. Sage, M. Sosson, J. Deverchere, M. Ferrandini, P. Guennoc, M. Popoff, and J. F. Stephan (2004), Pliocene deformation of the north-ligurian margin (france) : consequences of a south-alpine crustal thrust, *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 175(2), 197–211. 185

- Billi, A., D. Presti, C. Faccenna, G. Neri, and B. Orecchio (2007), Seismotectonics of the nubia plate compressive margin in the south tyrrhenian region, italy : Clues for subduction inception, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B8). 51
- Billi, A., C. Faccenna, O. Bellier, L. Minelli, G. Neri, C. Piromallo, D. Presti, D. Scrocca, and E. Serpelloni (2011), Recent tectonic reorganization of the nubia-urasia convergent boundary heading for the closure of the western mediterranean, *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 182(4), 279–303. 28, 44, 51, 56, 136, 137, 189, 191
- Boillot, G., G. Feraud, M. Recq, and J. Girardeau (1989), Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins, *Nature*, 341(6242), 523–525. 15, 16, 131
- Booth-Rea, G., C. R. Ranero, J. M. Martinez-Martinez, and I. Grevemeyer (2007), Crustal types and tertiary tectonic evolution of the alboran sea, western mediterranean, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8, 25. 50
- Bouillin, J. P. (1986), Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'europe et l'afrique à l'ouest des alpes, *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 8(4), 547–558. 27, 29, 30, 58, 108, 130, 189
- Bouillin, J. P. (1992), The distribution of the outcrops of the kabylian dorsale-calcaire (algeria) - a remnant of the mesozoic segmentation of the northern tethyan margin, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, 315(9), 1127–1132. 29
- Bouillin, J. P., M. D. Delga, J. P. Gelard, M. Leikine, J. F. Raoult, D. Raymond, M. Tefiani, and J. M. Vila (1970), Definition of a massylian flysch and a mauretania flysch in heart of allochton flysch of algeria, *Comptes Rendus Hebdomadaires Des Seances De L Academie Des Sciences Serie D*, 270(19), 2249. 29
- Bounif, A., M. Bezzeghoud, L. Dorbath, D. Legrand, A. Deschamps, L. Rivera, and H. Benhallou (2003), Seismic source study of the 1989, october 29, chenoua (algeria) earthquake from aftershocks, broad-band and strong ground motion records, *Annals of Geophysics*, 46(4), 625–646. 45, 110
- Bounif, A., C. Dorbath, A. Ayadi, M. Meghraoui, H. Beldjoudi, N. Laouami, M. Frogneux, A. Slimani, P. J. Alasset, A. Kharroubi, F. Ousadou, M. Chikh, A. Harbi, S. Larbes, and S. Maouche (2004), The 21 may 2003 zemmouri (algeria) earthquake mw 6.8 : Relocation and aftershock sequence analysis, *Geophysical Research Letters*, 31(19). 44, 53
- Bracene, R., and D. F. 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(1-4), 207–226. 31, 38, 39, 40, 189
- Brackenridge, R., D. A. V. Stow, and F. J. Hernandez-Molina (2011), Contourites within a deep-water sequence stratigraphic framework, *Geo-Marine Letters*, 31(5-6), 343–360. 176

BIBLIOGRAPHIE

- Brun, J. P. (1999), Narrow rifts versus wide rifts : inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. A.*, 357(1753), 695–712. 10, 11, 187
- Brun, J. P., and M. O. Beslier (1996), Mantle exhumation at passive margins, *Earth and Planetary Science Letters*, 142(1-2), 161–173. 15, 16, 188
- Bruna, J. L. G., U. S. ten Brink, A. Carbo-Gorosabel, A. Munoz-Martin, and M. G. Ballesteros (2009), Morphotectonics of the central muertos thrust belt and muertos trough (northeastern caribbean), *Marine Geology*, 263(1-4), 7–33. 180
- Buck, W. R. (1991), Modes of continental lithospheric extension, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 96(B12), 20,161–20,178. 10
- Bufo, E., C. S. Degaldeo, and A. Udias (1995), Seismotectonics of the ibero-maghrebian region, *Tectonophysics*, 248(3-4), 247–261. 44
- Calais, E., C. DeMets, and J. M. Nocquet (2003), Evidence for a post-3.16-ma change in nubia eurasia north america plate motions?, *Earth and Planetary Science Letters*, 216(1-2), 81–92. 41, 42
- 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, *International Journal of Earth Sciences*, 98(4), 735–750. 37, 38, 110, 134, 190
- Carminati, E., M. J. R. Wortel, W. Spakman, and R. Sabadini (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(3-4), 651–665. 34, 136
- Carton, H., S. C. Singh, P. Tapponnier, A. Elias, A. Briais, A. Sursock, R. Jomaa, G. C. P. King, M. Daeron, E. Jacques, and L. Barrier (2009), Seismic evidence for neogene and active shortening offshore of lebanon (shalimar cruise), *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114, 26. 185
- Cattaneo, A., N. Babonneau, G. Dan, J. Deverchere, A. Domzig, V. Gaullier, B. Lepillier, B. M. de Lepinay, A. Nougues, P. Strzeczynski, N. Sultan, and K. Yelles (2010), Submarine landslides along the algerian margin : A review of their occurrence and potential link with tectonic structures, *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, 28, 515–525. 47, 48, 52, 53, 192
- Cavazza, W., F. Roure, W. Spakman, G. M. Stampfli, P. A. Ziegler, and T. P. W. Grp (2004), The transmed atlas : geological-geophysical fabric of the mediterranean region - final report of the project, *Episodes*, 27(4), 244–254. 32, 35, 190
- Chian, D. P., K. E. Loudon, T. A. Minshall, and R. B. Whitmarsh (1999), Deep structure of the ocean-continent transition in the southern iberia abyssal plain from seismic refraction profiles :

- Ocean drilling program (legs 149 and 173) transect, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 104(B4), 7443–7462. 15
- Choi, H., T. Hong, X. He, and C. Baag (2012), Seismic evidence for reverse activation of a paleo-rifting system in the east sea (sea of japan), *Tectonophysics*, 572-573, 123–133. 23, 24, 189
- Christensen, N. I., and W. D. Mooney (1995), Seismic velocity structure and composition of the continental-crust - a global view, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B6), 9761–9788. 128, 130
- Clauzon, G., J. P. Suc, F. Gautier, A. Berger, and M. F. Loutre (1996), Alternate interpretation of the messinian salinity crisis : Controversy resolved ?, *Geology*, 24(4), 363–366. 144
- Cloetingh, S., M. J. R. Wortel, and N. J. Vlaar (1982), Evolution of passive continental margins and initiation of subduction zones, *Nature*, 297(5862), 139–142. 7
- Cloetingh, S., R. Wortel, and N. J. Vlaar (1989), On the initiation of subduction zones, *Pure and Applied Geophysics*, 129(1-2), 7–25. 6, 187
- Cloetingh, S., F. Beekman, P. A. Ziegler, J. D. Van Wees, and D. Sokoutis (2008), Post-rift compressional reactivation potential of passive margins and extensional basins, In : *Johnson, H., Dore, T.G., Gatloff, R.W., Holdsworth, R.W., Lundin, E.R., Ritchie, J.D. (eds) Nature and Origin of Compression in Passive Margins.*, 306, 27–70, geological Society, London, Special Publications. 136
- Comas, M., P. J.P., J. Soto, and A. Watts (1999), The origin and tectonic history of the alboran basin : insights from 161 results, In : *Zahn, R, Comas, M.C. and Klaus, A. (Eds), 1999, Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161, 555–580. 50, 51
- Contrucci, I., A. Nercessian, N. Bethoux, A. Mauffret, and G. Pascal (2001), A ligurian (western mediterranean sea) geophysical transect revisited, *Geophysical Journal International*, 146(1), 74–97. 130, 132
- Cope, M. J. (2003), Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier, *First Break*, 21, 37–42. 54
- Corti, G., M. Bonini, S. Conticelli, F. Innocenti, P. Manetti, and D. Sokoutis (2003), Analogue modelling of continental extension : a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma, *Earth-Science Reviews*, 63(3-4), 169–247. 9, 187
- Coulon, C., M. Megartsi, S. Fourcade, R. C. Maury, H. Bellon, A. Louni-Hacini, J. Cotten, A. Cou-telle, and D. Hermitte (2002), Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the neogene in oranie (algeria) : magmatic expression of a slab breakoff, *Lithos*, 62(3-4), 87–110. 35, 39

BIBLIOGRAPHIE

- Currie, C. A., and R. D. Hyndman (2006), The thermal structure of subduction zone back arcs, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111(B8). 106, 136
- Dan, G., N. Sultan, B. Savoye, J. Deverchere, and K. Yelles (2009), Quantifying the role of sandy-silty sediments in generating slope failures during earthquakes : example from the algerian margin, *International Journal of Earth Sciences*, 98(4), 769–789. 52
- Dan, G., N. Sultan, A. Cattaneo, J. Deverchere, and K. Yelles (2010), *Mass-Transport Deposits on the Algerian Margin (Algiers Area) : Morphology, Lithology and Sedimentary Processes, Advances in Natural and Technological Hazards Research*, vol. 28, pp. 527–539. 52
- Dan, G., B. Savoye, V. Gaullier, A. Cattaneo, J. Deverchere, K. Yelles, and M. . Team (2011), Algerian margin sedimentation patterns (algiers area, southwestern mediterranean, *Mass-Transport Deposits in Deepwater Setting - SEPM Special Publication*, 96, 69–84. 52
- Dean, S. M., T. A. Minshull, R. B. Whitmarsh, and K. E. Loudon (2000), Deep structure of the ocean-continent transition in the southern iberia abyssal plain from seismic refraction profiles : The iam-9 transect at 40 degrees 20 ' n, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105(B3), 5859–5885. 15, 132
- Delouis, B., M. Vallee, M. Meghraoui, E. Calais, S. Maouche, K. Lammali, A. Mahsas, P. Briole, F. Benhamouda, and K. Yelles (2004), Slip distribution of the 2003 boumerdes-zemmouri earthquake, algeria, from teleseismic, gps, and coastal uplift data, *Geophysical Research Letters*, 31(18). 44, 53
- Demets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, 21(20), 2191–2194. 42
- Dessa, J. X., S. Simon, M. Lelievre, M. O. Beslier, A. Deschamps, N. Bethoux, S. Solarino, F. Sage, E. Eva, G. Ferretti, O. Bellier, and C. Eva (2011), The grosmarin experiment : three dimensional crustal structure of the north ligurian margin from refraction tomography and preliminary analysis of microseismic measurements, *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 182(4), 305–321. 132
- Déverchère, J., K. Yelles, A. Domzig, B. M. de Lepinay, J. P. Bouillin, V. Gaullier, R. Bracene, 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, *Geophysical Research Letters*, 32(4). 52, 53, 54, 107, 112, 114, 136, 180, 192
- Dewey, J., E. Helman, E. Turco, D. Hutton, and S. Knott (1989), *Kinematics of the Western Mediterranean, Alpine Tectonics*, vol. 45, Geol. Soc. Spec. Publi. 32
- Dewey, J. F. (1988), Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, 7(6), 1123–1139. 33

- Dogliani, C., E. Gueguen, F. Sabat, and M. Fernandez (1997), The western mediterranean extensional basins and the alpine orogen, *Terra Nova*, 9(3), 109–112. 32
- Domzig, A. (2006b), Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge algérienne, *Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale*, p. 343. 23, 47, 51, 52, 53, 55, 58, 184, 191, 192
- Domzig, A., K. Yelles, C. Le Roy, J. Deverchere, J. P. Bouillin, R. Bracene, B. M. de Lepinay, P. Le Roy, E. Calais, A. Kherroubi, V. Gaullier, B. Savoye, and H. Pauc (2006a), Searching for the africa-eurasia miocene boundary offshore western algeria (maradja'03 cruise), *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 80–91. 23, 31, 51, 53, 54, 107, 110, 112, 114, 128, 136, 137, 180, 181, 189, 202
- Domzig, A., V. Gaullier, P. Giresse, H. Pauc, J. Deverchere, and K. Yelles (2009), Deposition processes from echo-character mapping along the western algerian margin (oran-tenes), western mediterranean, *Marine and Petroleum Geology*, 26(5), 673–694. 51, 52
- Doré, A. G., E. R. Lundin, N. J. Kusznir, and C. Pascal (2008), Potential mechanisms for the genesis of cenozoic domal structures on the ne atlantic margin : pros, cons and some new ideas, *In : Johnson, H., Dore, T.G., Gatliff, R.W., Holdsworth, R.W., Lundin, E.R., Ritchie, J.D. (eds) Nature and Origin of Compression in Passive Margins.*, 306, 1–26, geological Society, London, Special Publications. 136
- Dunn, R. A., and F. Martinez (2011), Contrasting crustal production and rapid mantle transitions beneath back-arc ridges, *Nature*, 469(7329), 198–202. 22, 136, 189
- Durand-Delga, M. (1969), Mise au point sur la structure de l'algerie septentrionale, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 39, 89–131. 27
- Edwards, R. A., R. B. Whitmarsh, and R. A. Scrutton (1997), Synthesis of the crustal structure of the transform continental margin off ghana, northern gulf of guinea, *Geo-Marine Letters*, 17(1), 12–20. 18, 134
- El Robrini, M. (1986), Evolution morphostructurale de la marge algérienne occidentale (méditerranée occidentale) : Influence de la néotectonique et de la sédimentation, *PhD thesis, University of Paris IV*, p. 164. 57, 107, 112, 128, 140
- Erickson, S. G. (1993a), Sedimentary loading, lithospheric flexure, and subduction initiation at passive margins, *Geology*, 21(2), 125–128. 7
- 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, *Geophysical Journal International*, 145(3), 809–820. 32, 36, 190

BIBLIOGRAPHIE

- Faccenna, C., C. Piromallo, A. Crespo-Blanc, L. Jolivet, and F. Rossetti (2004), Lateral slab deformation and the origin of the western mediterranean arcs, *Tectonics*, *23*(1). 136
- Faccenna, C., A. Heuret, F. Funiciello, S. Lallemand, and T. W. Becker (2007), Predicting trench and plate motion from the dynamics of a strong slab, *Earth and Planetary Science Letters*, *257*(1-2), 29–36. 21
- Frizon de Lamotte, D. (2006), Quelques développements récents sur la géodynamique du maghreb, *Comptes Rendus Geoscience*, *338*(1-2), 1–10. 27, 39
- Frizon de Lamotte, D., B. A. Saint Bezar, R. Bracene, and E. Mercier (2000), The two main steps of the atlas building and geodynamics of the western mediterranean, *Tectonics*, *19*(4), 740–761. 25, 27, 28, 36, 38, 39, 40, 41, 58, 106, 108, 134, 189, 190
- Frizon de Lamotte, D. F., 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*. 31, 32, 33, 189, 190
- Funck, T., H. R. Jackson, K. E. Loudon, S. A. Dehler, and Y. Wu (2004), Crustal structure of the northern nova scotia rifted continental margin (eastern canada), *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *109*(B9), doi :10.1029/2004JB003008. 131
- Funck, T., K. Gohl, V. Damm, and I. Heyde (2012), Tectonic evolution of southern baffin bay and davis strait : Results from a seismic refraction transect between canada and greenland, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *117*(B4), doi :10.1029/2011JB009110. 131
- 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. 130, 132, 134
- Gallastegui, J., J. A. Pulgar, and J. Gallart (2002), Initiation of an active margin at the north iberian continent-ocean transition, *Tectonics*, *21*(4), doi :10.1029/2001TC901046. 137
- Gaullier, V., B. Savoye, A. Domzig, J. Déverchère, and M. Team (2004), Depositional patterns off algeria from echo-character mapping (maradja 2003 cruise) : possible links with the recent and historical earthquakes. 51
- Gautier, F., G. Clauzon, J. P. Suc, J. Cravatte, and D. Violanti (1994), Age and duration of the messinian salinity crisis, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, *318*(8), 1103–1109. 110, 143, 179

- 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), 93–100. 32, 36, 37, 38, 108, 110, 134, 190
- Geoffroy, L. (2005), Volcanic passive margins, *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1395–1408. 12, 13, 131, 187
- Gerlings, J., T. Funck, H. R. Jackson, K. E. Loudon, and F. Klingelhoefer (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. 12
- Goren, L., E. Aharonov, G. Mulugeta, H. A. Koyi, and Y. Mart (2008), Ductile deformation of passive margins : A new mechanism for subduction initiation, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B8). 7
- Govers, R., and M. J. R. Wortel (2005), Lithosphere tearing at step faults : Response to edges of subduction zones, *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 505–523. 110, 134
- 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, *Geophysical Journal International*, 172(2), 549–U19. 134
- Grevemeyer, I., C. 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, *Eos Trans. AGU, Abstract T53D-04*. 130, 131, 137
- Gueguen, E., C. Doglioni, and M. Fernandez (1998), On the post-25 ma geodynamic evolution of the western mediterranean, *Tectonophysics*, 298(1-3), 259–269. 106, 110
- Gurnis, M., C. Hall, and L. Lavier (2004), Evolving force balance during incipient subduction, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5. 7, 8, 187
- Gutscher, M. A., J. Malod, J. P. Rehault, I. Contrucci, F. Klingelhoefer, L. Mendes-Victor, and W. Spakman (2002), Evidence for active subduction beneath gibraltar, *Geology*, 30(12), 1071–1074. 44
- Hamdache, M., J. A. Pelaez, and A. K. Yelles-Chauche (2004), The algiers, algeria earthquake (m-w 6.8) of 21 may 2003 : Preliminary report, *Seismological Research Letters*, 75(3), 360–367. 44
- Harbi, A., S. Maouche, and H. Benhallou (2003), Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern algeria part ii : 20th century seismicity and seismotectonics analysis, *Journal of Seismology*, 7(2), 221–234. 54, 62

BIBLIOGRAPHIE

- Harbi, A., A. Peresan, and G. F. Panza (2010), Seismicity of eastern algeria : a revised and extended earthquake catalogue, *Natural Hazards*, 54(3), 725–747. 54
- Heddar, A., C. Authemayou, H. Djellit, A. Yelles., J. Dévchère, S. Gharbi., A. Boudiaf., and B. Van Vliet Lanoe (2012), Preliminary results of a paleoseismological analysis along the sahel fault (algeria) : New evidence from historical seismic events, *Quaternary International*, *in press*. 148, 176, 202
- Heuret, A., F. Funiciello, C. Faccenna, and S. Lallemand (2007), Plate kinematics, slab shape and back-arc stress : A comparison between laboratory models and current subduction zones, *Earth and Planetary Science Letters*, 256(3-4), 473–483. 20, 188
- Hinz, K. (1973), Crustal structure of balearic sea, *Tectonophysics*, 20(1-4), 295–302. 50, 130, 131
- Holbrook, W. S., H. C. Larsen, J. Korenaga, T. Dahl-Jensen, I. D. Reid, P. B. Kelemen, J. R. Hopper, G. M. Kent, D. Lizarralde, S. Bernstein, and R. S. Detrick (2001), Mantle thermal structure and active upwelling during continental breakup in the north atlantic, *Earth and Planetary Science Letters*, 190(3-4), 251–266. 131
- Horen, H., M. Zamora, and G. Dubuisson (1996), Seismic waves velocities and anisotropy in serpentinized peridotites from xigaze ophiolite : Abundance of serpentine in slow spreading ridge, *Geophysical Research Letters*, 23(1), 9–12. 132
- 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. 110, 143, 146
- Itoh, Y., K. Uno, and H. Arato (2006), Seismic evidence of divergent rifting and subsequent deformation in the southern japan sea, and a cenozoic tectonic synthesis of the eastern eurasian margin, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(6), 933–942. 23, 51, 185
- Jimenez-Munt, I., M. Fernandez, M. Torne, and P. Bird (2001), The transition from linear to diffuse plate boundary in the azores-gibraltar region : results from a thin-sheet model, *Earth and Planetary Science Letters*, 192(2), 175–189. 43
- Johnson, H., A. Doré, R. Gatliff, R. Holdsworth, E. R. Lundin, J. Ritchie, and (eds) (2008), *The Nature and Origin of Compression in Passive Margins*, vol. 306, geological Society, London, Special Publications. 136
- Jolivet, L., and C. Faccenna (2000), Mediterranean extension and the africa-eurasia collision, *Tectonics*, 19(6), 1095–1106. 108
- Jolivet, L., K. Tamaki, and M. Fournier (1994), Japan sea, opening history and mechanism - a synthesis, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 99(B11), 22,237–22,259. 23, 189

- 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*, keen, Charlotte E. Dickie, Kate Dehler, Sonya A. 12
- Kelley, K. A., T. Plank, T. L. Grove, E. M. Stolper, S. Newman, and E. Hauri (2006), Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *111*(B9). 21
- Kherroubi, A., J. Deverchere, A. Yelles, B. Mercier de Lepinay, A. Domzig, A. Cattaneo, R. Bracene, V. Gaullier, and D. Graindorge (2009), Recent and active deformation pattern off the easternmost algerian margin, western mediterranean sea : New evidence for contractional tectonic reactivation, *Marine Geology*, *261*(1-4), 17–32. 51, 53, 54, 192
- Klingelhoefer, F., R. A. Edwards, R. W. Hobbs, and R. W. England (2005), Crustal structure of the ne rockall trough from wide-angle seismic data modeling, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *110*(B11). 131
- Klingelhoefer, F., C. Labails, E. Cosquer, S. Rouzo, L. Geli, D. Aslanian, J. L. Olivet, M. Sahabi, H. Nouze, and P. Unternehr (2009), Crustal structure of the sw-moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the dakhla experiment) part a : Wide-angle seismic models, *Tectonophysics*, *468*(1-4), 63–82. 135
- Korenaga, J., P. B. Kelemen, and W. S. Holbrook (2002), Methods for resolving the origin of large igneous provinces from crustal seismology, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *107*(B9). 131
- Koulakov, I., and S. V. Sobolev (2006), A tomographic image of indian lithosphere break-off beneath the pamir-hindukush region, *Geophysical Journal International*, *164*(2), 425–440. 101
- Koulakov, I., M. K. Kaban, M. Tesauro, and S. Cloetingh (2009), P- and s-velocity anomalies in the upper mantle beneath europe from tomographic inversion of isc data, *Geophysical Journal International*, *179*(1), 345–366. 101
- Krijgsman, W., F. J. Hilgen, I. Raffi, F. J. Sierro, and D. S. Wilson (1999), Chronology, causes and progression of the messinian salinity crisis, *Nature*, *400*(6745), 652–655. 110, 143, 179
- Lallemand, S., A. Heuret, and D. Boutelier (2005), On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *6*. 6
- Lallemand, S., A. Heuret, C. Faccenna, and F. Funiciello (2008), Subduction dynamics as revealed by trench migration, *Tectonics*, *27*(3). 20, 21, 188

BIBLIOGRAPHIE

- Lamarche, G., C. Basile, J. Mascle, and F. Sage (1997), The cote d'ivoire ghana transform margin : Sedimentary and tectonic structure from multichannel seismic data, *Geo-Marine Letters*, 17(1), 62–69. 18, 188
- Lee, H. J., J. P. M. Syvitski, G. Parker, D. Orange, J. Locat, E. W. H. Hutton, and J. Imran (2002), Distinguishing sediment waves from slope failure deposits : field examples, including the 'humboldt slide' and modelling results, *Marine Geology*, 192(1-3), 79–104. 170, 173, 176, 201
- Leroy, M., F. Gueydan, and O. Dauteuil (2008), Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2-d conductive modelling, *Geophysical Journal International*, 172(1), 464–476. 5, 7, 13, 14, 188
- Leroy, S., P. Razin, J. Autin, F. Bache, E. d'Acremont, L. Watremez, J. Robinet, C. Baurion, Y. Denele, N. Bellahsen, F. Lucazeau, F. Rolandone, S. Rouzo, J. S. Kiel, C. Robin, F. Guillocheau, C. Tiberi, C. Basuyau, M. O. Beslier, C. Ebinger, G. Stuart, A. Ahmed, K. Khanbari, I. Al Ganad, P. de Clarens, P. Unternehr, K. Al Toubi, and A. Al Lazki (2012), From rifting to oceanic spreading in the gulf of aden : a synthesis, *Arabian Journal of Geosciences*, 5(5), 859–901. 18
- Lofi, J., J. Déverchère, V. Gaullier, H. Gillet, C. Gorini, P. Guennoc, L. Loncke, A. Maillard, F. Sage, and I. Thinon (2011a), Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas, pp. 1–72, pages 72, 1 CD Projet GDR Marges "Eclipses", Actions Marges, Total, BRGM. 48, 49, 50, 110, 143, 144, 146, 191, 203
- Lofi, J., F. Sage, J. Deverchere, L. Loncke, A. Maillard, V. Gaullier, I. Thinon, H. Gillet, P. Guennoc, and C. Gorini (2011b), Refining our knowledge of the messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis, *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 182(2), 163–180. 48, 191
- Lonergan, L., and N. White (1997), Origin of the betic-rif mountain belt, *Tectonics*, 16(3), 504–522. 33, 34, 36, 39, 106, 110, 134
- 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. 130
- Lucente, F. P., C. Chiarabba, G. B. Cimini, and D. Giardini (1999), Tomographic constraints on the geodynamic evolution of the italian region, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 104(B9), 20,307–20,327. 34
- Ludwig, J. W., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970), Seismic refraction, *The Sea*, 4(2), 55–84. 126
- Lustrino, M., S. Duggen, and C. L. Rosenberg (2011), The central-western mediterranean : Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting, *Earth-Science Reviews*, 104(1-3), 1–40. 136

- Maillard, A., and A. Mauffret (2011), Structure and present-day compression in the offshore area between alicante and ibiza island (eastern iberian margin), *Tectonophysics*, 110
- Malinverno, A., and W. B. F. Ryan (1986), Extension in the tyrrhenian sea and shortening in the apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere, *Tectonics*, 5(2), 227–245. 33, 110
- Maouche, S., M. Meghraoui, C. Morhange, S. Belabbes, Y. Bouhadad, and H. Haddoum (2011), Active coastal thrusting and folding, and uplift rate of the sahel anticline and zemmouri earthquake area (tell atlas, algeria), *Tectonophysics*, 509(1-2), 69–80. 46, 176, 185, 202
- Mart, Y., E. Aharonov, G. Mulugeta, W. Ryan, T. Tentler, and L. Goren (2005), Analogue modelling of the initiation of subduction, *Geophysical Journal International*, 160(3), 1081–1091. 7
- Martinez, F., and B. Taylor (2002), Mantle wedge control on back-arc crustal accretion, *Nature*, 416(6879), 417–420. 21, 22, 136
- Martinez, F., F. M. K. Okino, Y. Ohara, A. L. Reysenbach, and S. K. Goffredi (2007), Back-arc basins, *Oceanography*, 20(1), 116–127. 21, 132
- Masclé, J., and C. Basile (1998), Continental transform margins, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 326(12), 827–838. 17, 18, 134
- Mauffret, A. (2007b), The northwestern (maghreb) boundary of the nubia (africa) plate, *Tectonophysics*, 429(1-2), 21–44. 140
- Mauffret, A., D. F. de Lamotte, S. Lallemand, C. Gorini, and A. Maillard (2004), E-w opening of the algerian basin (western mediterranean), *Terra Nova*, 16(5), 257–264. 37, 38, 48, 49, 50, 58, 106, 110, 190
- Mauffret, A., A. Ammar, C. Gorini, and H. Jabour (2007a), The alboran sea (western mediterranean) revisited with a view from the moroccan margin, *Terra Nova*, 19(3), 195–203. 37, 38, 58, 132, 134, 190, 192
- Maury, R. C., S. Fourcade, C. Coulon, M. El Azzouzi, H. Bellon, A. Coutelle, A. Ouabadi, B. Semroud, M. Megartsi, J. Cotten, Q. Belanteur, A. Louni-Hacini, A. Pique, R. Capdevila, J. Hernandez, and J. P. Rehault (2000), Post-collisional neogene magmatism of the mediterranean maghreb margin : a consequence of slab breakoff, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 331(3), 159–173. 25, 35, 130, 136
- McKenzie, D. (1977), *The Initiation of trenches : A finite amplitude instability*, In : *Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc Basins, Maurice Ewing Ser.*, vol. 1, 57-61 pp. 6

BIBLIOGRAPHIE

- McKenzie, D. (1978), Some remarks on development of sedimentary basins, *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1), 25–32. 11, 187
- Medaouri, M., R. Bracene, J. Deverchere, D. Graindorge, A. Ouabaid, and A. Yelles-Chaouche (2012), Structural styles and neogene petroleum system around the Yusuf-Habibas ridge (Alboran basin, Mediterranean sea), *The Leading Edge*, 31, 776–785. 50, 51
- Meghraoui, M. (1991), Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north-central Algeria), *Terra Nova*, 3(1), 84–93. 45, 46
- Meghraoui, M., R. Jaegy, K. Lammali, and F. Albarede (1988), Late Holocene earthquake sequences on the El-Asnam (Algeria) thrust-fault, *Earth and Planetary Science Letters*, 90(2), 187–203. 45, 46
- Meghraoui, M., J. L. Morel, J. Andrieux, and M. Dahmani (1996), Pliocene and Quaternary tectonics of the Tell-Rif mountains and Alboran sea, a complex zone of continent-continent convergence, *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 167(1), 141–157. 46, 110, 185
- Meghraoui, M., S. Maouche, B. Chemaa, Z. Cakir, A. Aoudia, A. Harbi, P. J. Alasset, A. Ayadi, Y. Bouhadad, and F. Benhamouda (2004), Coastal uplift and thrust faulting associated with the M-w=6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophysical Research Letters*, 31(19), 4. 45
- Migeon, S., T. Mulder, B. Savoye, and F. Sage (2006), The Var turbidite system (Ligurian sea, north-western Mediterranean) - morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves : implications for hydrocarbon reservoirs, *Geo-Marine Letters*, 26(6), 361–371. 173, 176, 201
- Mohn, G., G. Manatschal, M. Beltrando, E. Masini, and N. Kusznir (2012), Necking of continental crust in magma-poor rifted margins : Evidence from the fossil Alpine Tethys margins, *Tectonics*, 31, 28. 14, 188
- Montader, L., J. Sancho, J. P. Fail, J. Debyser, and E. Winnock (1970), Tertiary age of saliferous series responsible for diapiric structures in western Mediterranean (northeast of Balears), *Comptes Rendus Hebdomadaires Des Seances De L Academie Des Sciences Serie D*, 271(10), 812. 110
- Mueller, S., and R. J. Phillips (1991), On the initiation of subduction, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 96(B1), 651–665. 7
- Newman, P. (1973), Divergence effects in a layered earth, *Geophysics*, 38, 481–488. 76
- Nikolaeva, K., T. V. Gerya, and F. O. Marques (2010), Subduction initiation at passive margins : Numerical modeling, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115. 7

- Nocquet, J. M., and E. Calais (2004), Geodetic measurements of crustal deformation in the western mediterranean and europe, *Pure and Applied Geophysics*, 161(3), 661–681. 41, 107, 110
- Olivet, J. L., J. Bonnin, P. Beuzart, and J. M. Auzende (1982), Plate kinematics and paleogeography - a review, *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 24(5-6), 875–892. 32
- Pascal, C., and S. Cloetingh (2009), Gravitational potential stresses and stress field of passive continental margins : Insights from the south-norway shelf, *Earth and Planetary Science Letters*, 277(3-4), 464–473. 7
- 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 modeling, *Geophysical Journal International*, 113(3), 701–726. 130, 134
- Pedoja, K. ., H. Djellit, C. Authemayou, J. Déverchère, P. Strzeczynski, A. Heddar, M. Nexer, and B. A. (sous presse), Comment on : « active coastal thrusting and folding, and uplift rate of the sahel anticline and zemmouri earthquake area (tell atlas, algeria) » by maouche et al. [tectonophysics, 2011, 509, 69-80], *Tectonophysics*. 184, 185
- Pepe, F., A. Sulli, G. Bertotti, and F. Cella (2010), Architecture and neogene to recent evolution of the western calabrian continental margin : An upper plate perspective to the ionian subduction system, central mediterranean, *Tectonics*, 29, 24. 130
- Pique, A., L. A. Brahim, M. El Azzouzi, R. C. Maury, H. Bellon, B. Semroud, and E. Laville (1998a), The maghreb indenter : structural and chemical data, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 326(8), 575–581. 39
- Piomallo, C., and A. Morelli (2003), P wave tomography of the mantle under the alpine-mediterranean area, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B2), 23. 34
- Platt, J. P., and R. L. M. Vissers (1989), Extensional collapse of thickened continental lithosphere - a working hypothesis for the alboran sea and gibraltar arc, *Geology*, 17(6), 540–543. 33
- 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. 33
- Podvin, P., and I. Lecomte (1991), Finite-difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models - a massively parallel approach and its associated tools, *Geophysical Journal International*, 105(1), 271–284. 96
- Rebesco, M., and D. Stow (2001), Seismic expression of contourites and related deposits : a preface, *Marine Geophysical Researches*, 22(5-6), 303–308. 176

BIBLIOGRAPHIE

- Rehault, J. P., G. Boillot, and A. Mauffret (1984), The western mediterranean basin geological evolution, *Marine Geology*, 55(3-4), 447–477. 106
- Reid, I. D., and C. E. Keen (1990), High seismic velocities associated with reflections from within the lower oceanic-crust near the continental-margin of eastern canada, *Earth and Planetary Science Letters*, 99(1-2), 118–126. 131
- Ricou, L. E. (1994), Tethys reconstructed - plates, continental fragments and their boundaries since 260-ma from central-america to south-eastern asia, *Geodinamica Acta*, 7(4), 169–218. 32
- Ritchie, J. D., H. Johnson, M. F. Quinn, and R. W. Gatliff (2008), The effects of cenozoic compression within the faroe-shetland basin and adjacent areas, *Nature and Origin of Compression in Passive Margins*, 306, 121–136, geological Society, London, Special Publications. 136
- 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
- Rollet, N., J. Deverchere, M. O. Beslier, P. Guennoc, J. P. Rehault, M. Sosson, and C. Truffert (2002), Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the ligurian sea, western mediterranean, *Tectonics*, 21(3). 132, 145
- Rosenbaum, G., G. S. Lister, and C. Duboz (2002a), Relative motions of africa, iberia and europe during alpine orogeny, *Tectonophysics*, 359(1-2), 117–129. 32
- Rosenbaum, G., G. S. Lister, and C. Duboz (2002b), Reconstruction of the tectonic evolution of the western mediterranean since the oligocene, In : *Rosenbaum, G. and Lister, G. S. 2002 - Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen - Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107–126. 36, 38, 134
- Roure, F., P. Casero, and B. Addoum (2012), Alpine inversion of the north african margin and delamination of its continental lithosphere, *Tectonics*, 31. 33, 130, 131
- Royden, L. H. (1993), Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision, *Tectonics*, 12(3), 629–638. 33
- Ryan, W. B. F., and M. B. Cita (1978), Nature and distribution of messinian erosional surfaces - indicators of a several-kilometer-deep mediterranean in miocene, *Marine Geology*, 27(3-4), 193–230. 110, 143, 146
- Sage, F., C. Basile, J. Mascle, B. Pontoise, and R. B. Whitmarsh (2000), Crustal structure of the continent-ocean transition off the cote d'ivoire-ghana transform margin : implications for thermal

- exchanges across the palaeotransform boundary, *Geophysical Journal International*, 143(3), 662–678. 15, 17, 18, 188
- Sage, F., G. Von Gronefeld, J. Deverchere, V. Gaullier, A. Maillard, and C. Gorini (2005), Seismic evidence for messinian detrital deposits at the western sardinia margin, northwestern mediterranean, *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7), 757–773. 110
- Savelli, C. (2002), Time-space distribution of magmatic activity in the western mediterranean and peripheral orogens during the past 30 ma (a stimulus to geodynamic considerations), *Journal of Geodynamics*, 34(1), 99–126. 35, 36, 190
- Savoie, B., and D. J. W. Piper (1991), The messinian event on the margin of the mediterranean-sea in the nice area, southern france, *Marine Geology*, 97(3-4), 279–304. 49, 110, 143
- Schettino, A., and E. Turco (2006), Plate kinematics of the western mediterranean region during the oligocene and early miocene, *Geophysical Journal International*, 166(3), 1398–1423. 25, 39, 106, 110, 132
- Schettino, A., and E. Turco (2011), Tectonic history of the western tethys since the late triassic, *Geological Society of America Bulletin*, 123(1-2), 89–105. 32
- 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., G. Vannucci, S. Pondrelli, A. Argnani, G. Casula, M. Anzidei, P. Baldi, and P. Gasperini (2007), Kinematics of the western africa-eurasia plate boundary from focal mechanisms and gps data, *Geophysical Journal International*, 169(3), 1180–1200. 23, 25, 41, 42, 43, 44, 106, 107, 110, 136, 190, 191
- Shillington, D. J., C. L. Scott, T. A. Minshull, R. A. Edwards, P. J. Brown, and N. White (2009), Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern black sea, *Geology*, 37(1), 7–10. 22
- Sibuet, J. C. (1974), Histoire tectonique du golfe de gascogne, *Contribution du département Scientifique, Centre Océanologique de Bretagne*, 137(155), 297–312. 137
- Spakman, W., and A. Wortel (2004), A tomographic view on western mediterranean geodynamics, 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.*, pp. 31–52. 34, 39, 190

BIBLIOGRAPHIE

- Spakman, W., S. Vanderlee, and R. Vanderhilst (1993), Travel-time tomography of the european mediterranean mantle down to 1400 km, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 79(1-2), 3–74. 34
- Speranza, F., I. M. Villa, L. Sagnotti, F. Florindo, D. Cosentino, P. Cipollari, and M. Mattei (2002), Age of the corsica-sardinia rotation and liguro-provencal basin spreading : new paleomagnetic and ar/ar evidence, *Tectonophysics*, 347(4), 231–251. 36, 108
- Stich, D., E. Serpelloni, F. D. Mancilla, and J. Morales (2006), Kinematics of the iberia-maghreb plate contact from seismic moment tensors and gps observations, *Tectonophysics*, 426(3-4), 295–317. 44, 110, 136
- Strzeczynski, P., J. Deverchere, A. Cattaneo, A. Domzig, K. Yelles, B. M. de Lepinay, N. Babonneau, and A. Boudiaf (2010), Tectonic inheritance and pliocene-pleistocene inversion of the algerian margin around algiers : Insights from multibeam and seismic reflection data, *Tectonics*, 29(TC2008), doi :10.1029/2009TC002547. 56, 58, 107, 112, 137, 140, 162, 174, 176, 181, 183, 184, 202
- Thiébot, E. (2005), Structure profonde et reactivation de la marge nord-ouest-marocaine, *Thèse au laboratoire UMR6538, IUEM/UBO*. 134
- Toth, J., and M. Gurnis (1998), Dynamics of subduction initiation at preexisting fault zones, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103(B8), 18,053–18,067. 7
- Van der Lee, S., K. Regenauer-Lieb, and D. A. Yuen (2008), The role of water in connecting past and future episodes of subduction, *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2), 15–27. 7
- Verschuur, D. J., and A. J. Berkhout (1997), Estimation of multiple scattering by iterative inversion .2. practical aspects and examples, *Geophysics*, 62(5), 1596–1611. 87
- Vidal, N., J. Gallart, and J. J. Danobeitia (1998), A deep seismic crustal transect from the ne iberian peninsula to the western mediterranean, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103(B6), 12,381–12,396. 50, 130
- Wernicke, B. (1981), Low-angle normal faults in the basin and range province - nappe tectonics in an extending orogen, *Nature*, 291(5817), 645–648. 11, 187
- Wessel, P., and W. Smith (1995), New version of the generic mapping tool released, *Eos Trans. AGU*, 76(33), 329, doi :10.1029/95EO00198. 144
- White, R. S., D. McKenzie, and R. K. Onions (1992), Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare-earth element inversions, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 97(B13), 19,683–19,715. 128, 129

- Whitmarsh, R. B., and P. R. Miles (1995), Models of the development of the west iberia rifted continental-margin at 40-degrees-30n deduced from surface and deep-tow magnetic-anomalies, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B3), 3789–3806. 15
- Whitmarsh, R. B., R. S. White, S. J. Horsefield, J. C. Sibuet, M. Recq, and V. Louvel (1996), The ocean-continent boundary off the western continental margin of iberia : Crustal structure west of galicia bank, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 101(B12), 28,291–28,314. 15
- Whitmarsh, R. B., G. Manatschal, and T. A. Minshull (2001), Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading, *Nature*, 413(6852), 150–154. 16, 131
- Yelles, A., A. Domzig, J. Deverchere, R. Bracene, B. M. de Lepinay, P. Strzerzynski, G. Bertrand, A. Boudiaf, T. Winter, A. Kherroubi, P. Le Roy, and H. Djellit (2009), Plio-quaternary reactivation of the neogene margin off nw algiers, algeria : The khayr al din bank, *Tectonophysics*, 475(1), 98–116. 51, 56, 57, 106, 107, 112, 114, 128, 129, 136, 137, 140, 162, 174, 176, 177, 179, 183, 184, 202
- Yelles-Chaouche, A., A. Boudiaf, H. Djellit, and R. Bracene (2006), Active tectonics in northern algeria, *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 126–139. 45, 46, 54, 191
- Yelles-Chaouche, A. K., H. Djellit, H. Beldjoudi, M. Bezzeghoud, and E. Buforn (2004), The ain temouchent (algeria) earthquake of december 22(nd), 1999, *Pure and Applied Geophysics*, 161(3), 607–621. 45, 53
- Yielding, G., J. A. Jackson, G. C. P. King, H. Sinvhal, C. Vitafinzi, and R. M. Wood (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(DEC), 287–304. 46
- Yilmaz, . (1987), *Seismic Data Processing*. 77, 89
- Zelt, C. A. (1999), Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travelttime data, *Geophysical Journal International*, 139(1), 183–204. 94, 122, 123
- Zelt, C. A., and P. J. Barton (1998), Three-dimensional seismic refraction tomography : A comparison of two methods applied to data from the faeroe basin, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103(B4), 7187–7210. 94, 96, 119
- Zelt, C. A., and R. B. Smith (1992), Seismic travelttime inversion for 2-d crustal velocity structure, *Geophysical Journal International*, 108(1), 16–34. 100, 120, 126
- Ziegler, P. A., and S. Cloetingh (2004), Dynamic processes controlling evolution of rifted basins, *Earth-Science Reviews*, 64(1-2), 1–50, ziegler, PA Cloetingh, S. 11, 187