HAL
open science

Étude thermomécanique de la zone de transition mer-continent de la marge algérienne : implication géodynamique

Lamine Hamai

To cite this version:

Lamine Hamai. Étude thermomécanique de la zone de transition mer-continent de la marge algérienne : implication géodynamique. Sciences de la Terre. Université Nice Sophia Antipolis; Université Abou Bekr Belkaid (Tlemcen, Algérie), 2016. Français. NNT : 2016NICE4021 . tel-01358711

HAL Id: tel-01358711

https://theses.hal.science/tel-01358711

Submitted on 1 Sep 2016

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.

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR Sciences
Ecole Doctorale en Sciences Fondamentales et Appliquées
UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID TLEMCEN

THESE EN CO-TUTELLE

Pour obtenir le titre de

Docteur en Science

Université Nice-Sophia Antipolis
Université Abou Bekr Belkaïd Tlemcen

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers, spécialité Géophysique

Présentée et soutenue par

Lamine HAMAI

Etude thermomécanique de la zone de transition mer-continent de la marge algérienne : implication géodynamique

Thèse dirigée par Carole PETIT et Abdesalam ABTOUT

Soutenue le 18 Mai 2016

Jury :

Frédéric MOUTHEREAU, Professeur / Université Toulouse III, France	Rapporteur
Christel TIBERI, chargée de recherche CNRS / Université de Montpellier, France	Rapporteur
Abbas MAROK, Professeur / UABT, Algérie	Examinateur
Djawad ZENDAGUI, Maitre de conférences A / UABT, Algérie	Examinateur
Michel CORSINI, Professeur / UNS / GEOAZUR, France	Examinateur
Carole PETIT, Professeur / UNS / GEOAZUR, France	Co-directrice de thèse
Abdesalam ABTOUT, Directeur de recherche / CRAAG, Algérie	Co-directeur de thèse
Abdelkarim YELLES-CHAOUCHE, Directeur de recherche / CRAAG, Algérie	Co-directeur de thèse
Marie-Odile BESLIER, chargée de recherche CNRS /GEOAZUR, France	Invitée

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR Sciences
Ecole Doctorale en Sciences Fondamentales et Appliquées
UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID TLEMCEN

THESE EN CO-TUTELLE

Pour obtenir le titre de

Docteur en Science

Université Nice-Sophia Antipolis
Université Abou Bekr Belkaïd Tlemcen

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers, spécialité Géophysique

Présentée et soutenue par
Lamine HAMAI

Etude thermomécanique de la zone de transition mer-continent de la marge algérienne : implication géodynamique

---

Thèse dirigée par Carole Petit et Abdesalam ABTOUT

Soutenue le 18 Mai 2016 devant la commission d'examen :

Frédéric MOUTHEREAU, Professeur / Université Toulouse III, France	Rapporteur
Christel TIBERI, chargée de recherche CNRS / Université de Montpellier, France	Rapporteur
Abbas MAROK, Professeur / UABT, Algérie	Examinateur
Djawad ZENDAGUI, Maitre de conférences A / UABT, Algérie	Examinateur
Michel CORSINI, Professeur / UNS / GEOAZUR, France	Examinateur
Carole PETIT, Professeur / UNS / GEOAZUR, France	Co-directrice de thèse
Abdesalam ABTOUT, Directeur de recherche / CRAAG, Algérie	Co-directeur de thèse
Abdelkarim YELLES-CHAOUCHE, Directeur de recherche / CRAAG, Algérie	Co-directeur de thèse
Marie-Odile BESLIER, chargée de recherche CNRS /GEOAZUR, France	Invitée

Résumé :

Comprendre comment s'initie une subduction au niveau d'une marge passive est un problème géodynamique majeur, mais il reste très débattu en raison des forces nécessaires pour provoquer la flexion de la plaque plongeante, et dépasser la résistance frictionnelle de la lithosphère pour localiser cette subduction.

Formant la bordure sud de la Méditerranée Occidentale, la marge algérienne subit des conditions aux limites en compression en raison de la convergence Afrique-Eurasie à un taux de moins de 1 cm/an. Ce contexte favorise l'inversion de cette marge nord-africaine et possiblement le début d'une subduction. En effet, des données géophysiques récentes acquises dans le bassin algérien (campagnes de MARADJA, 2003, 2005 (MARge Active d'el Djazaïr) et SPIRAL 2009 (Sismique Profonde et Investigations Régionales en ALgérie) ont montré des indices de déformation compressive récente.

Nous avons utilisé les profils SPIRAL afin de calculer l'état isostatique de la lithosphère au voisinage de la limite océan-continent. Ceci nous a permis d'imager un Moho trop profond dans le domaine océanique, et plus superficiel dans le domaine continental, de part et d'autre d'une limite située vers le pied de pente de cette marge, donc un déséquilibre isostatique général de la marge. Nos résultats indiquent que la marge algérienne montre les mêmes anomalies isostatiques qu'au niveau d'une marge active, avec une zone de découplage océan/continent située en pied de marge.

Ces anomalies peuvent être interprétées par un mécanisme de flexure des deux lithosphères en présence, que l'on peut simuler ensuite par une modélisation en éléments finis d'une plaque mince élastique. Les modèles montrent une déflexion verticale plus grande dans la partie centrale de la zone d'étude (6-7 km) que sur les profils les plus orientaux et plus à l'ouest (3 km).

Afin de comprendre les mécanismes qui ont conduit à cette déformation localisée au niveau du pied de marge et l'initiation éventuelle d'une zone de subduction, nous avons utilisé une modélisation thermomécanique en faisant varier les paramètres rhéologiques et la géométrie d'une zone de faiblesse située à la limite océan-continent. Il apparaît clairement, suivant les différents modèles réalisés à partir de conditions initiales proches des structures imagées, que la présence d'une anomalie thermique au niveau d'une zone de Transition Océan-Continent de nature continentale soit primordiale à la localisation de la déformation en pied de pente de la marge algérienne.

Mots clés : Méditerranée Occidentale, subduction, marge algérienne, limite océan-continent, flexure, modélisation thermomécanique.

Abstract :

Understanding how subduction initiates at a passive margin is a major geodynamic question, which remains debatted because of the forces necessary to overcome bending and frictional resistance of the lithosphere and initiate this subduction.

Along the southern shore of the Western Mediterranean Sea, the Algerian margin undergoes ~NS compression due to the African-Eurasian convergence at a rate of less than ~ 1 cm / year. This setting causes tectonic inversion of this North African passive margin and possibly incipient subduction. Indeed, recent geophysical marine data acquired in the Algerian Basin (MARADJA, 2003, 2005MARge Active d'el Djazaïr) and SPIRAL 2009 (Deep Seismic and Regional Investigations in Algeria campaigns) showed evidence of recent compressive deformation.

We used SPIRAL wide-angle seismic profiles to determine the state of isostatic equilibrium at the vicinity of the continent-ocean boundary. This allowed us to image a too deep Moho in the oceanic part, and a too shallow one in the continental domain, with a boundary between both domains located at the margin toe. These results indicate that the Algerian margin display the same isostatic anomalies as an active margin.

This isostatic disiquilibrium may be simulated by the flexural bending of two lithospheric plates that can be modelled by a finite element procedure. This modeling shows larger vertical deflection in the central part of the study area (6-7 km) compared to the earsternmost and westernmost profiles (3 km).

Aiming at understanding the mechanisms that led to this localized deformation at the margin toe and to the possible initiation of a subduction zone, we used a thermomechanical modeling method where we changed the rheological parameters and rheology of a weakness zone located at the ocean-continent boundary. It appears that the presence of a thermal anomaly at the ocean-continent transition, the latter being a thinned continental crust, is paramount to the location of deformation at the margin toe in the Algerian basin.

Keywords : subduction, Algerian margin, ocean-continent boundary, flexure, thermomechanical modeling.

Remerciements

Je suis arrivé à la partie la plus difficile de la thèse, les remerciements !!!

Cela me réjouit d'une part, puisque arriver aux remerciements c'est toucher la fin, et d'autre part, « que » c'est dur de les écrire… Le parcours de cette thèse était un long chemin semé d'embûches et de difficultés, et sur ses bords de temps à autre, des lanternes s'allumaient à chaque fois pour éclairer ma vue et déstresser mes neurones… atteignant cette phase de thèse je me rends compte qu'il y a eu tellement de lanternes qu'il m'est difficile de toutes les citer et surtout remercier !

Je tiens tout d'abord à remercier profondément toutes les personnes que je ne vais pas citer ici, et qui se reconnaîtront, pour avoir été présentes durant ce parcours du combattant et qui ont fait de mes moments les plus sombres mes souvenirs les plus mémorable et chers à mon cœur.

Mes respects et mes remerciements, vont ensuite aux membres du jury qui me font l'honneur d'examiner et de juger mon travail.

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une cotutelle Algéro-Française, dans le cadre du projet SPIRAL proposé par Mr Abdelkarim Yelles-Chaouche qui a pensé à moi et a fait confiance en mes compétences pour prendre en charge ce sujet de thèse. Il m'a aidé tout au long de ce parcours en écourtant la distance entre les deux rives de la Méditerranée afin d'avancer sans sentir trop la pression de la cotutelle, en permettant des déplacements fréquents entre les deux pays.

Un grand merci à Mr Jacques Déverchère qui s'est montré très présent tout au long du projet SPIRAL, avec un intérêt particulier à mes travaux de thèse, et avec des échanges et des discussions permanents qui m'ont aidé à avancer dans mon travail.

Ce travail est rendu possible grâce aux efforts fournis par ma directrice de thèse Mme Carole Petit, de la partie française, qui a toujours répondu présente tout au long de la réalisation de cette thèse. Elle m'a assisté à chaque pas gravi, en partageant son savoir et ses travaux sans faillir un jour. J'ai pu avancer et faire de ce travail ce qu'il est grâce à son suivi et encouragements, ses conseils et directives jamais mis en défaut. A chaque fois que je fléchissais elle me renforçait avec un soutien si fort que je retrouvais la force de me relever pour continuer.

Du côté sud de la Méditerranée, j'avais mon directeur de thèse, chef et ami Mr Abdeslam Abtout, qui m'a aidé sur le plan scientifique et psychologique. J'ai pu rester en apesanteur loin de tous les champs négatifs qui se sont exercés autour de moi de par sa subtilité et sa finesse qui ont fait que je transforme des couleurs sur des cartes en des structures mouvantes avec une simplicité et une aisance incroyables.

Un merci ne suffirait pas pour exprimer ma gratitude au personnel de Géoazur, sur le plan scientifique et administratif. Merci à Françoise Sage, Marie-Odile Beslier, Laure Schenini pour leurs apports scientifiques, et pour les longues discussions et débats qui m'ont permis de revoir mes résultats et de les améliorer à chaque fois.

J'adresse un remerciement particulier, à Frauke Klingelhoefer (Ifremer) et Laetitia Le Pourhiet (UPMC) qui ont apporté leur aide sans contrepartie et sans hésitation pour la réalisation de mes modèles, qui n'aurait pu avoir lieu sans leur apport. Merci pour votre aide si précieuse.

Un grand merci va au personnel administratif de Géoazur, un par un sans pouvoir tous les citer, avec à leur tête Jenny Trevisan, la personne qui a veillé à mon confort durant tous mes séjours pendant mes trois années de thèse.

Au sein du laboratoire Géoazur, mes remerciements vont aussi aux informaticiens pour leurs aide et disponibilité ; Lionel, Julien et Caroline, mille mercis.

Je remercie tous les collègues et amis qui m'ont apporté leur soutien moral pendant les moments difficiles et ont surtout supporté mes sautes d'humeur qui ne devaient pas être simple à gérer pendant ces trois rudes et longues années de thèse (qu'ils me pardonnent d'avoir fait le choix de ne pas les citer nommément car la liste serait bien longue). Ils ont été chaleureux, encourageants, embêtants parfois (ils se reconnaîtront) mais toujours présents.

Une pensée toute particulière à mon ami et collègue Boualem grâce à qui les moments passés ensembles dans le cadre de SPIRAL resteront inoubliables.

Au final, je remercie les deux personnes les plus importantes qui ont fait de moi ce que je suis à présent, mes chers parents. Merci à vous deux, je sais que je n'étais pas un enfant facile ! J'espère qu'en ce jour vous êtes satisfait du fruit récolté de la graine que vous avez semé.

Table des matières

Introduction générale 25

1 Cadre général de l'étude (subduction, rhéologie et isostasie) 31

1.1 Initiation d'une zone de subduction et résistance à la flexion lithosphérique 33

1.1.1 Subduction spontanée 35

1.1.2 Subduction induite 35

1.1.3 Synthèse sur l'initiation d'une zone de subduction 37

1.2 Comportement mécanique des lithosphères océanique et continentale 37

1.2.1 Les enveloppes rhéologiques de la lithosphère 37

1.2.2 Rhéologie de la lithosphère océanique 44

1.2.3 Rhéologie de la lithosphère continentale 46

1.3 Isostasie, flexion et anomalie gravimétrique 50

1.3.1 Introduction à l'isostasie 50

1.3.2 Flexion lithosphérique 52

1.3.3 Utilisation de la gravité dans l'étude des marges passives 56

2 Contexte géodynamique et objectif de l'étude de la marge Algérienne 61

2.1 Géodynamique de la marge Algérienne 61

2.1.1 Evolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale 61

2.1.2 Reprise en compression de la marge algérienne 64

2.2 Enjeux de l'étude de la flexion au niveau de la marge Algérienne 68

2.3 Projet SPIRAL 69

2.4 Objectifs du projet partenarial SPIRAL 70

2.5 Campagne d'acquisition 70

2.6 Principaux résultats structuraux de la campagne SPIRAL 72

2.6.1 Transect d'Annaba 72

2.6.2 Transect de Jijel 73

2.6.3 Transect de Kabylie 74

2.6.4 Transect de Tipaza 75

2.6.5 Transect de Mostaganem 76

3 Etude Gravimétrique de la marge Algérienne 79

3.1 Aperçu théorique de la méthode gravimétrique 79

3.2 Données utilisées 79

3.3 Traitement des données gravimétriques 81

3.3.1 Gravité théorique 81
3.3.2 Dérive 82
3.3.3 La correction d'Eötvös 82
3.3.4 Anomalie à l'air libre 82
3.3.5 Anomalie de Bouguer 83

3.4 Homogénéisation des données gravimétriques 84

3.5 Etablissement des cartes gravimétriques 85

3.5.1 Carte de l'anomalie de Bouguer 85
3.5.2 Carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 2 87
3.5.3 Cartes des prolongées 87
3.5.4 Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer 89
3.5.5 Carte de l'anomalie à l'air libre 90
3.5.6 Carte du gradient vertical de l'anomalie à l'air libre 92
3.5.7 Carte schématique des résultats de l'interprétation gravimétrique 93

3.6 Détermination de la profondeur des sources à partir de la méthode d'Euler 3D 94

3.7 Conclusion sur l'étude gravimétrique au niveau de la marge algérienne 97

4 Modélisation flexurale de l'inversion tectonique de la marge Algérienne 101

4.1 Conversion vitesse-densité : 101

4.1.1 Profil d'Annaba : 102
4.1.2 Profil de Jijel : 103
4.1.3 Profil de Grande Kabylie : 104
4.1.4 Profil de Tipaza : 105
4.1.5 Profil de Mostaganem : 106

4.2 Calcul de l'équilibre isostatique et de la flexion équivalente 107

4.3 Traitement flexural des profils SPIRAL : 109

4.3.1 Résultats de la modélisation flexurale 111

4.4 Interprétation des modèles de flexion 117

4.4.1 Interprétation des modèles de flexion des profils d'Annaba, Jijel, Grande Kabylie et Tipaza 119
4.4.2 Interprétation du modèle de flexion au niveau de la mer d'Alboran (profil de Mostaganem) 133

4.5 Conclusion sur la flexion de la lithosphère océanique le long de la marge algérienne 134

5 Modélisation thermomécanique d'un profil Nord-Sud au niveau de la limite océan-contient de la marge algérienne 139

5.1 Paramètres du modèle 144

5.1.1 Géométrie et hypothèses du modèle initial 144
5.1.2 Rhéologie du modèle 147
5.1.3 Modèle thermique 149

5.2 Résultat des différents modèles _____ **150**
5.2.1 Géométrie de la TOC inclinée : _____ 151
5.2.2 Géométrie en contact vertical : _____ 162
5.2.3 Gradient géothermique chaud au niveau de la limite continentale : _____ 168
5.3 Synthèse et conclusion sur les modèles thermomécaniques : _____ **175**
6 Conclusion générale et perspectives : _____ ***183***
6.1 Une flexion mécanique de part et d'autre du pied de marge, pour la première fois quantifiée : _____ **183**
6.2 Une initiation de subduction possible : _____ **185**
6.3 Perspectives : _____ **188**
Bibliographie _____ ***191***
Annexe : _____ ***213***

Table des figures

Figure 1-1. Principe schématique des modèles d'initiation d'une zone de subduction spontanée et induite (adapté de Stern, 2004). _____ *34*

Figure 1-2. Contrainte de cisaillement en fonction de la contrainte normale de la friction maximale pour plusieurs types de roches pour une contrainte normale de 20 kb (d'après Byerlee, 1978). _____ *39*

Figure 1-3. Représentation de l'enveloppe de Mohr-Coulomb. _____ *40*

Figure 1-4. Lois de fluage pour différents types de matériaux lithosphériques, d'après Kirby, 1985. _____ *41*

Figure 1-5. Principe de construction d'un profil rhéologique d'une lithosphère continentale, d'après Barrier, 2002. _____ *42*

Figure 1-6. Exemples d'enveloppes rhéologiques pour les océans (Goetze et Evans, 1979,) à gauche et continents (Burov et Diament, 1995, à droite). Le Δδ est représenté en fonction de l'âge thermotectonique (couleurs). La principale différence entre la lithosphère océanique et continentale est liée à l'épaisseur de la croûte et à la structure multicouche de celle-ci, qui peut conduire à un découplage mécanique entre les couches rhéologiques et à un flux ductile horizontal dans la croûte intermédiaire ou inférieure. Le panneau de droite illustre les différentes variantes des enveloppes rhéologiques en domaine continental : craton Jelly Sandwich (JS, croûte inférieure résistante et couplée avec un manteau résistant), Classic JS (croûte résistante et découplée d'un manteau résistant), crème brûlée (CB, manteau très faible). _____ *43*

Figure 1-7. L'épaisseur élastique Te en fonction de l'âge de la lithosphère océanique. Les données, qui comprennent seulement les monts sous-marins et les îles océaniques, ont été codées par couleur selon l'âge de charge (Watts, 2001b). _____ *45*

Figure 1-8. Corrélation entre l'épaisseur élastique équivalente Te observée et l'âge et la température de la lithosphère océanique (Burov, 2011 d'après Parsons and Sclater, 1977 ; Burov and Diament, 1995 ; Watts, 2001). _____ *46*

Figure 1-9. Enveloppes rhéologiques continentales en fonction de l'âge thermo-tectonique et de la composition de la croûte terrestre (1,2 et 3 : les enveloppes rhéologiques pour différentes compositions de la croûte inférieure : diabase, quartz-diorite et de quartz, respectivement et à titre de comparaison, l'enveloppe rhéologique océanique est indiquée dans le coin en bas à droite en 4). L'épaisseur thermique de la lithosphère est de 150 km (Burov & Diament, 1995). ___ *47*

Figure 1-10. Perspective 3D montrant la dépendance de Te en fonction de l'épaisseur de la croûte et de l'âge de la lithosphère. Les zones de haute correspondent à la rhéologie couplée, et les zones basses correspondent à la rhéologie découplée. La zone intermédiaire est une zone de «bifurcation». Ceci explique la bi-modalité observée dans le comportement de Te (Watts, 1992). Pour très jeune lithosphère (< ~ 100 Ma) il n'y a pratiquement pas de différence entre le régime couplé et découplé puisque la lithosphère du manteau est très faible (d'après Burov et Diament, 1995). _____ *48*

Figure 1-11. Compilation de l'épaisseur élastique observée (Te) en fonction l'âge et du modèle thermique de la lithosphère continentale. La résistance mécanique de la croûte et de la lithosphère sont définis par les paramètres MSC et MSL (d'après Burov et al., 2011). _____ 49
Figure 1-12. Modèles isostatiques de Pratt (a) et Airy (b) _____ 51
Figure 1-13. Comparaison entre les modèles locaux et régionaux de l'isostasie. R représente le rayon de compensation régionale selon Vening Meinesz (1931) (modifié à partir de Watts, 2001b). _____ 52
Figure 1-14. Comparaison entre les flexions observée et calculée au niveau du profil Nord Est de l'île d'Oahu, Hawaï. La flexion observée (cercles noirs) montre le sommet de la croûte océanique telle qu'imagée sur les profils sismique réflexion. La flexion calculée (lignes rouges) est basée sur un modèle tridimensionnel de plaque élastique, où la charge est donnée par la bathymétrie profonde inférieure à 4,5 km (ligne pointillées) et une épaisseur élastique, Te, de 10, 25 et 50 km. (Watts, 2001b). _____ 53
Figure 1-15. Réponse de la lithosphère à une force verticale (V0 et à un moment M0 appliqués sur un bord libre, l'autre bord étant fixé. La figure de droite montre une distribution de des contraintes de fibre résultat de la déflexion au point xb. Zn est le plan neutre. Te est l'épaisseur élastique équivalente de la plaque. D'après Turcotte et Schubert (2002), modifié par Burov (2011). _____ 54
Figure 1-16. A : cohérence prédite en fonction de la longueur d'onde pour une charge égale à la surface de la plaque et au Moho (profondeur de 30 km). Les chiffres indiquent l'épaisseur élastique effective Te en kilomètres. La longueur d'onde de la transition entre la gravité et la topographie cohérente et incohérente doit fournir une indication directe sur la rigidité flexurale. B : admittance gravitationnelle pour un modèle non compensé, le modèle d'Airy, le modèle de Pratt et le modèle de flexion (le modèle de flexion est basé sur Te = 5 et 25 km) (d'après Forsyth, 1985). _____ 55
Figure 1-17. Carte de la gravité mondiale, anomalie de Bouguer à terre, anomalie à l'air libre en mer, mGal, d'après Sandwell (2014). Noter la présence d'un effet de bord au pied des marges continentales passives (par exemple, autour de l'Atlantique), manifesté par une double anomalie positive et négative étroite à cette échelle (contrairement à celles des zones de subduction comme dans le Pacifique, qui apparaissent beaucoup plus larges). _____ 57
Figure 2-1. Carte tectonique schématique de la Méditerranée occidentale. EBD = faille transformante d'Emile Baudot ; LPB = bassin liguro-provençal ; GdV = Golfe de Valence ;; NBTZ = zone transformante des Baléares (d'après Van Hinsbergen et al., 2014, modifiée). _____ 61
Figure 2-2. Reconstruction des plaques de la Téthys occidentale du Crétacé au Paléocène. (A) Albien (tardif). (B) Limite Santonien-Campanien. (C) Maastrichtien. (D) début de l'Yprésien. Selon Schettino et Turco (2010). _____ 62
Figure 2-3. Reconstruction paléogéographique de la Méditerranée Occidentale depuis l'Oligocène jusqu'au Pliocène (Rosenbaum et al., 2002). _____ 63
Figure 2-4. Evolution cinématique de la Méditerranée occidentale. A) Reconstitution de la Téthys alpine occidentale basée sur la quantité de lithosphère subduite et la géométrie du slab. B) Migration vers l'Est et vers l'Ouest des fragments de slab (Spakman & Wortel, 2004). _____ 64
Figure 2-5. Carte Sismicité et mécanismes au foyer du Nord de l'Algérie (Yelles et al.,2006). _____ 65
Figure 2-6. Carte schématique des principales caractéristiques cinématiques et tectoniques de la limite de plaque Nubie-Eurasie. Taux de déformation en mm/an (Serpelloni et al., 2007). Remarquer que le bloc Corso-Sarde et l'Ibérie ne présentent pas de mouvements relatifs, ce qui implique que la convergence Afrique-Europe est « absorbée » en Afrique du Nord. _____ 65
Figure 2-7. Vitesses GNSS avec l'ellipse de confiance 95% dans un système de référence Eurasien fixe pour la marge Algérienne. Les abréviations : GC, Gulf de Cadix; WAB, bassin Ouest Alboran; AH, Al-Hoceima; GB, bassin de Grenade SN, Sierra Nevada; SF, Sierra de Filabres; TASZ, Trans-Alboran Shear Zone; EBSZ, Shear Zone Est Bétiques; YF, faille de yusouf; EBE, Escarpement Emile Baudot (d'après Palano et al., 2015). _____ 66

Figure 2-8. Plan de positionnement de données acquises lors de la campagne SPIRAL. Les profils terre-mer sont nommés en fonction des grandes villes côtières par lesquelles ces profils passent. Les 5 transects terre-mer sont représentés en noir ; OBS : cercles noirs ; stations à terre : triangles inversés noirs. Les lignes rouges et jaunes représentent l'acquisition SMT 360-traces et les profils gravimétriques et magnétiques coïncidant acquis durant les leg1 et 2 (d'après Bouyahiaoui, 2014). _____ *71*
Figure 2-9. Domaines de bathymétrie multifaisceaux avec navigation de lignes sismiques (ci-dessus) et morphologique interprétation de la pente continentale (ci-dessous) d'après Cattaneo et al. (2010). _____ *72*
Figure 2-10. Haut : anomalie à l'air libre au niveau du profil d'Annaba. Bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil d'Annaba (Bouyahiaoui, 2014). _____ *73*
Figure 2-11. Haut : anomalie à l'air libre au niveau du profil de Jijel. Bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Jijel (Mihoubi, 2014). _____ *74*
Figure 2-12. Haut : anomalie à l'air au niveau du profil de Kabylie. Bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Kabylie (Aidi, 2013). _____ *75*
Figure 2-13. Haut : anomalie gravimétrique au niveau du profil de Tipaza. Bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Tipaza (Leprêtre, 2012). _____ *76*
Figure 2-14. Modèle vitesse-profondeur issu de l'inversion du temps de parcours des ondes sismiques du profil de Mostaganem (Badji et al., 2014). _____ *76*
Figure 3-1. Données utilisées. Bleu : données terrestres, rouge : données SPIRAL, verts : données MARADJA. _____ *81*
Figure 3-2. Carte de l'anomalie de Bouguer (densité 2,67). Les points en noir : points de mesures gravimétriques. _____ *86*
Figure 3-3. Carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 2 (densité 2,67). _____ *87*
Figure 3-4. Carte de l'anomalie prolongée à 5 km (densité 2,67). _____ *88*
Figure 3-5. Carte de l'anomalie prolongée à 30 km (densité 2,67). _____ *89*
Figure 3-6. Carte du gradient vertical (densité 2,67). _____ *90*
Figure 3-7. Carte de l'anomalie à l'air libre (densité 2,67). _____ *91*
Figure 3-8. Carte du gradient vertical de l'anomalie à l'air libre (densité 2,67). _____ *92*
Figure 3-9. Carte schématique des axes gravimétriques (en transparence : carte de l'anomalie à l'air libre, densité 2,67). _____ *93*
Figure 3-10. Solution d'Euler (fond : carte de la prolongée à 5 km densité 2,67). Structural Index : 0, Windows Size : 10, Tolérance : 5%. _____ *96*
Figure 3-11. Modèle numérique de terrain ombré terre-mer synthétisant les principales structures actives le long de la côte algérienne (d'après Domzig, 2006b). _____ *96*
Figure 3-12. Carte bathymétrique du bassin algérien déduite des données de sismique-réflexion, combinée à l'esquisse géologique du Nord de l'Algérie résultant de la compilation des travaux géologiques de Laffite, 1939 et Wildi, 1983 (d'après Medaouri, 2014). _____ *97*
Figure 4-1. Résultats de la conversion vitesse-densité du profil d'Annaba. Modèle 1 : utilisant les lois différentes pour chaque formations (sédiments, croute et manteau) Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) et Birch (1961). Modèle 2 : utilisant la loi de Birch (1961). A : anomalie à l'air libre observée et modélisées. B : modèle de densité issu de la conversion 1; C : modèle de densité issu de la conversion 2; D : différences entre les deux modèles de conversion. _____ *103*
Figure 4-2. Résultats de la conversion vitesse-densité du profil de Jijel. Modèle 1 : utilisant les lois différentes pour chaque formations (sédiments, croute et manteau) Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) et Birch (1961). Modèle 2 : utilisant la loi de Birch (1961). A : anomalie à l'air libre observée et modélisées. B : modèle de densité issu de la conversion 1; C : modèle de densité issu de la conversion 2; D : différences entre les deux modèles de conversion. _____ *104*
Figure 4-3. Résultats de la conversion vitesse-densité du profil de Kabylie. Modèle 1 : utilisant les lois différentes pour chaque formations (sédiments, croute et manteau) Hamilton (1978), Carlson

& Herrick (1990) et Birch (1961). Modèle 2 : utilisant la loi de Birch (1961). A : anomalie à l'air libre observée et modélisées. B : modèle de densité issu de la conversion 1; C : modèle de densité issu de la conversion 2; D : différences entre les deux modèles de conversion. _____ 105

Figure 4-4. Résultats de la conversion vitesse-densité du profil de Tipaza. Modèle 1 : utilisant les lois différentes pour chaque formations (sédiments, croute et manteau) Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) et Birch (1961). Modèle 2 : utilisant la loi de Birch (1961). A : anomalie à l'air libre observée et modélisées. B : modèle de densité issu de la conversion 1; C : modèle de densité issu de la conversion 2; D : différences entre les deux modèles de conversion. _____ 106

Figure 4-5. Résultats de la conversion vitesse-densité du profil de Mostaganem. Modèle 1 : utilisant les lois différentes pour chaque formations (sédiments, croute et manteau) Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) et Birch (1961). Modèle 2 : utilisant la loi de Birch (1961). A : anomalie à l'air libre observée et modélisées. B : modèle de densité issu de la conversion 1; C : modèle de densité issu de la conversion 2; D : différences entre les deux modèles de conversion. _____ 107

Figure 4-6. Flexure équivalente Δh_{moho} calculée à partir des anomalies de poids P(x). AN : Profil d'Annaba. JI : Profil de Jijel. KA : Profil de Kabylie. TI : Profil de Tipaza. MO : Profil de Mostaganem. Conversion 1 (vert) : utilisant les lois différentes pour chaque formation (sédiments, croute et manteau) Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) et Birch (1961). Conversion 2 (bleu) : utilisant la loi de Birch (1961). _____ 108

Figure 4-7. Setup des modèles de flexion. Te est l'épaisseur élastique effective en km. La déflexion (w) est mise à zéro aux extrémités des plaques, et imposée à la jonction. _____ 111

Figure 4-8. Haut : modèle de densité calculé par la conversion des vitesses sismiques en densités avec la loi de Birch (vitesses sismiques après Bouyahiaoui et al. 2014). Bas : modèle de flexion 2-D du profil de Tipaza. Les lignes vertes et bleues sont la flexion équivalente calculée à partir des deux différentes conversions vitesse-densité, et la ligne noire est la déflexion modélisée. Les deux lignes noires verticales délimitent la zone de transition entre les deux plaques (océanique et continentale) en flexion. _____ 112

Figure 4-9. Haut : modèle de densité calculé par la conversion des vitesses sismiques en densités avec la loi de Birch (vitesses sismiques d'après Mihoubi et al. 2014). Bas : modèle de flexion 2-D du profil de Jijel. Les lignes vertes et bleues sont la flexion équivalente calculée à partir des deux différentes conversions vitesse-densité, et la ligne noire est la déflexion modélisée. Les deux lignes noires verticales délimitent la zone de transition entre les deux plaques (océanique et continentale) en flexion. _____ 113

Figure 4-10. Haut : modèle de densité calculé par la conversion des vitesses sismiques en densités avec la loi de Birch (vitesses sismiques d'après Aidi et al. 2014). Bas : modèle de flexion 2-D du profil de Jijel. Les lignes vertes et bleues sont la flexion équivalente calculée à partir des deux différentes conversions vitesse-densité, et la ligne noire est la déflexion modélisée. Les deux lignes noires verticales délimitent la zone de transition entre les deux plaques (océanique et continentale) en flexion. _____ 114

Figure 4-11. Haut : modèle de densité calculé par la conversion des vitesses sismiques en densités avec la loi de Birch (vitesses sismiques d'après Leprêtre et al. 2014). Bas : modèle de flexion 2-D du profil de Jijel. Les lignes vertes et bleues sont la flexion équivalente calculée à partir des deux différentes conversions vitesse-densité, et la ligne noire est la déflexion modélisée. Les deux lignes noires verticales délimitent la zone de transition entre les deux plaques (océanique et continentale) en flexion. _____ 116

Figure 4-12. Haut : modèle de densité calculé par la conversion des vitesses sismiques en densités avec la loi de Birch (vitesses sismiques d'après Rabia et al. 2014). Bas : modèle de flexion 2-D du profil de Jijel. Les lignes vertes et bleues sont la flexion équivalente calculée à partir des deux différentes conversions vitesse-densité, et la ligne noire est la déflexion modélisée. Les deux lignes noires verticales délimitent la zone de transition entre les deux plaques (océanique et continentale) en flexion. _____ 117

Figure 4-13. Vue d'ensemble des cinq profils SPIRAL après conversion vitesse-densité. Haut : carte d'anomalie à l'air libre. Bas : profil de densité avec la surface du Moho calculé issue de l'interpolation entre les profils SPIRAL et montrant la déflexion systématique du socle océanique en pied de marge. 118

Figure 4-14. a) Topographie et bathymétrie du profil de Mostaganem ; b) anomalie à l'air libre, les points rouges correspondent aux mesures, les lignes verte et bleue correspondent respectivement à l'anomalie à l'air libre prédite en utilisant la conversion 1 et la conversion 2 ; c) modèle de densité calculé en convertissant le modèle de vitesse en modèle de densité en utilisant la loi de Birch, d) modèle de flexion 2-D du profil de Mostaganem. Les lignes verte et bleue corrrespondent à la deflexion calculée à partir des deux conversions 1 et 2, la ligne noire correspond à la deflexion modélisée, les lignes noires verticales délimitent la zone de transition entre les plaques lithosphériques modélisées. 133

Figure 5-1. Coupes tomographiques verticales à travers les variations absolues de vitesse S entre 50-1200 km de profondeur au niveau du détroit de Gibraltar, la mer d'Alboran et le bassin algérien. Coupes orientées N-S sont présentés dans les rangées supérieures, et les coupes orientées E-W sont présentés en dessous. Les lignes pointillées sont tracées pour des profondeurs à 500, 660 et 1000 km de profondeur. L'emplacement des profils est indiqué dans l'encart qui montre les variations de la vitesse à 100 km S profondeur. Points blancs dans l'encart correspondent aux points blancs dans les coupes verticales. Les variations de vitesses absolues sont visuellement légèrement améliorées plus en profondeur par rapport à des anomalies dues à des vitesses relatives de fond de plus en plus avec la profondeur (d'après Fichtner et Villaseñor, 2015). 141

Figure 5-2. Résultats de la tomographie des anomalies de vitesse S dans des sections horizontales (d'après Koulakov et al., 2009). 142

Figure 5-3. Sections horizontales à travers les variations absolues de vitesse S entre 60 et 700 km de profondeur. Les lignes en pointillé dans les panneaux agrandies des 250 km et 300 km marquent les segments possibles du slab du système Alboran-afrique (d'après Fichtner et Villaseñor, 2015). 143

Figure 5-4. Géométrie et conditions initiales et aux limites. Les conditions aux limites correspondent à un glissement vertical libre sur les frontières gauche et droite, avec une surface libre au sommet. Les températures sont maintenues constantes en haut et en bas (0° C et 1400° C, respectivement), tandis que la vitesse de convergence des deux plaques est constante. (A) la géométrie initiale correspond à un contact incliné. (B) la géométrie initiale correspond à un contact vertical entre les parties continentale et océanique. 146

Figure 5-5. Gradients géothermiques utilisés lors des différentes modélisations. Haut : gradient géothermique « chaud » (transition abrupte au niveau de la transition océan-continent). Bas : gradient géothermique normal (transition douce entre le géotherme océanique et continental). 150

Figure 5-6. Coupe schématique interprétative de la déformation actuelle au niveau de la marge algérienne. 151

Figure 5-7. Modèle thermomécanique avec un géotherme chaud au niveau d'une TOC continentale inclinée. En haut : températures. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologiques (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma) de la déformation en inversion. 153

Figure 5-8. Taux de déformation du modèle 1 au niveau de la Transition Océan Continent. Traits noirs : TOC flexurale. Traits rouges : plans de failles supposés, correspondant aux zones aux taux de déformation maximum (en blanc). 154

Figure 5-9. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique chaud au niveau de la limite océan-continent et une lithosphère océanique au niveau de la TOC à contact incliné. En

haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologiques (rouge et blanc : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau et orange : sédiments). Captures d'image au début (0 Ma) au milieu (2,5 Ma) et à la fin (5 Ma).___ 156
Figure 5-10. Taux de déformation du modèle 2 au niveau de la Transition Océan-Continent. _____ 157
Figure 5-11. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique normal au niveau d'une limite océan-continent inclinée. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologique (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC continentale et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma). _____ 159
Figure 5-12. Taux de déformation du modèle 3 au niveau de la Transition Océan-Continent. _____ 160
Figure 5-13. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique normal au niveau d'une limite océan-continent inclinée. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologique (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC océanique et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma). _____ 161
Figure 5-14. Taux de déformation du modèle 4 au niveau de la Transition Océan-Continent. _____ 162
Figure 5-15. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique chaud au niveau d'une TOC continentale à contacts verticaux. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologique (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC continentale et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma). _____ 163
Figure 5-16. Taux de déformation du modèle 5 au niveau de la Transition Océan-Continent. Traits rouges : plans de failles supposés._____ 164
Figure 5-17. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique chaud au niveau d'une TOC océanique à contacts verticaux. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologique (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC océanique et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma). _____ 166
Figure 5-18. Taux de déformation du modèle 6 au niveau de la Transition Océan-Continent. _____ 167
Figure 5-19. Superposition du gradient géothermique avec la géométrie des différentes phases rhéologiques. Contact direct océan-continent (TOC océanique)._____ 167
Figure 5-20. Superposition du gradient géothermique étroit et chaud au niveau de la limite TOC-Continent avec la géométrie des différentes phases rhéologiques. _____ 168
Figure 5-21. Modèle thermomécanique avec un géotherme étroit chaud élargi au niveau de la croûte continentale inclinée. En haut : températures. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologiques (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma). _____ 170
Figure 5-22. Taux de déformation du modèle 7 au niveau de la Transition Océan-Continent. Traits noirs : TOC flexurale. Traits rouges : plan de faille supposé._____ 171
Figure 5-23. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique chaud au niveau d'une TOC continentale à contacts verticaux. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologique (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC continentale et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma). _____ 173
Figure 5-24. Taux de déformation du modèle 8 au niveau de la Transition Océan-Continent. Traits rouges : plan de faille supposé. _____ 174
Figure 5-25. Comparaison du modèle numérique thermomécanique avec un profil de densité SPIRAL. a) topographie, b) Anomalie à l'air libre mesurée et calculées (voir chapitre précédant), c) coupe 2D issue de la transformation vitesse-densité (voir chapitre précédant), d) profil 2D issu de la

modélisation thermomécanique du modèle 1, e) profil 2D issu de la modélisation thermomécanique du modèle 8. Trait orange : limite de Moho issue du modèle de densité. ____ 179
Figure 5-26. Interprétation géologique et comparaison avec le résultat de la modélisation thermomécanique au niveau de la marge algérienne. _____ 180
Figure 6-1. Carte sismotectonique du Nord de l'Algérie (CRAAG). En Vert : la TOC d'après les modèles de vitesses. En rouge : la TOC d'après les modèles de flexion. Trait blanc : pied de marge. Traits rouges : profils SPIRAL d'Est en Ouest : Annaba, Jijel, Kabylie, Tipaza et Mostaganem. Source des données sismologique catalogue CRAAG 2013. _____ 187
Figure 6-2. Localisation 3D des séismes au niveau de la marge algérienne. Source des données sismologique catalogue CRAAG 2013. Les différents profils SPIRAL sont représentés par leurs densités. _____ 187
Figure A-1. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique chaud au niveau d'une TOC continentale dioritique. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologique (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale inférieure diabasique, bleu azur : croûte continentale supérieure dioritique, bleu ciel : manteau, rose : TOC continentale dioritique et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma). _____ 214
Figure A-2. Taux de déformation du modèle 9 au niveau de la Transition Océan-Continent. Traits noirs : TOC flexurale. Traits rouges : plan de faille supposé. Flèches noirs : sens du cisaillement. _____ 215
Figure A-3. Modèle thermomécanique avec un géotherme étroit chaud élargi au niveau de la croûte continentale avec une TOC étroite (10 km) à contact inclinés. En haut : températures. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologiques (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma). _____ 217
Figure A-4. Taux de déformation du modèle 10 au niveau de la Transition Océan-Continent. Traits noirs : TOC flexurale. Traits rouges : plan de faille supposé. Flèches noirs : sens du cisaillement. _____ 218
Figure A-5. Modèle thermomécanique avec un géotherme étroit chaud élargi au niveau de la croûte continentale avec une TOC étroite (10 km) et une couche de sel messinien. En haut : températures. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologiques (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC, orange : sédiments et vert : couche de sel). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma). __ 219
Figure A-6. Taux de déformation du modèle 11 au niveau de la Transition Océan-Continent. Traits noirs : TOC flexurale. Traits rouges : plan de faille supposé. Flèches noirs : sens du cisaillement. _____ 220

Liste des tableaux

Tableau 4-1. RMS des différents modèles de flexion calculés en fonction de l'épaisseur élastique effective Te du profil d'Annaba. En gris : Te choisit à partir du minimum RMS. _____ *112*
Tableau 4-2. RMS des différents modèles de flexion calculés en fonction de l'épaisseur élastique effective Te du Profil de Jijel. En gris : Te choisit à partir du minimum RMS. _____ *113*
Tableau 4-3. RMS des différents modèles de flexion calculés en fonction de l'épaisseur élastique effective Te du Profil de grande Kabylie. En gris : Te choisit à partir du minimum RMS. _____ *114*
Tableau 4-4. RMS des différents modèles de flexion calculés en fonction de l'épaisseur élastique effective Te du Profil de Tipaza. En gris : Te choisit à partir du minimum RMS. _____ *115*
Tableau 4-5. RMS des différents modèles de flexion calculés en fonction de l'épaisseur élastique effective Te du Profil de Mostaganem. En gris : Te choisit à partir du minimum RMS. _____ *116*
Tableau 5-1. Paramètres rhéologiques des phases lithosphériques. λ et μ sont les coefficients élastiques de Lamé ; C0 représente la cohésion, k et ρ sont la diffusivité thermique et la densité, respectivement ; A et Q sont les paramètres visqueux de la loi de fluage. _____ *148*
Tableau 5-2. Résumé des différents modèles thermomécaniques réalisés. _____ *151*
Tableau 5-3. Résumé des principaux résultats issus des différents modèles thermomécanique modélisés. ___ *175*
Tableau 6-1. Récapitulatif des résultats de la modélisation de la flexion au niveau des différents transects de la marge algérienne. _____ *184*

Introduction générale

La subduction est un processus central dans la tectonique des plaques. Ce processus fournit les forces nécessaires pour le mouvement des plaques et donc pour l'évolution géologique et géodynamique à la surface et à l'intérieur de la terre. Ces zones de subduction sont une source de forte sismicité et d'activité volcanique qui affectent grandement la vie humaine, c'est pour cela qu'elles ont été très largement étudiées depuis l'avènement de la tectonique des plaques au début des années 60.

De nombreux aspects physiques et géologiques de premier ordre sur l'initiation de la subduction restent énigmatiques et échappent encore à la compréhension complète, principalement en raison des observations limitées en temps et en profondeur. L'utilisation de contraintes physiques supplémentaires (tels que la modélisation de la flexure et la modélisation thermomécanique) dans les études du processus de l'initiation de la subduction permet de mieux aborder le phénomène de subduction et la géodynamique en général.

Le Nord de l'Algérie correspond à une frontière de plaques majeure. Cette frontière active concentre la presque totalité de la déformation actuelle liée à la convergence Afrique-Europe en Méditerranée Occidentale. Cette bordure continentale présente un certain nombre de critères favorables à l'initiation d'une zone de subduction. En effet, sa relative jeunesse (< 20 Ma), son contexte géodynamique de formation (arrière-arc) et les contraintes compressives aux limites font d'elle un cas d'école pour la compréhension des mécanismes conduisant à la formation d'une subduction.

Cette étude se focalise donc sur la marge Nord-Algérienne, et s'appuie principalement sur les résultats de la campagne océanographique SPIRAL 2009 «Sismique Profonde et Investigation Régionale du Nord de l'Algérie», qui avait pour principale préoccupation l'intégration de la tectonique de la marge algérienne dans un cadre régional maghrébin et méditerranéen.

Ce travail présente une analyse sur l'étude de l'état de la flexion lithosphérique au niveau de la limite océan-continent, ainsi qu'une modélisation thermomécanique de la marge afin de comprendre quels paramètres thermiques et rhéologiques contrôlent la déformation de cette marge. Nous nous baserons également sur les données gravimétriques terre-mer acquises lors des différentes missions du CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique) ainsi que pendant la campagne marine SPIRAL.

Une synthèse des différents problèmes qui se posent pour l'initiation des zones de subduction sera présentée dans un premier chapitre. Pour aborder ce problème, nous discuterons des enveloppes rhéologiques des lithosphères océanique et continentale et de leur influence sur le comportement mécanique de la lithopshère.

Nous présenterons ensuite, dans un second chapitre, le contexte géodynamique de la marge algérienne ainsi que l'intérêt de cette marge dans la problématique de l'inversion des marges passives et de l'initiation des zones de subduction. Nous présenterons aussi le projet SPIRAL ainsi que les objectifs majeurs qui ont conduit à son lancement, et nous ferons le point sur les résultats obtenus grâce aux différentes thèses déjà soutenues dans le cadre de ce projet.

Un troisième chapitre sera consacré aux données gravimétriques, à leur traitement et à leur interprétation grâce à différentes cartes de l'anomalie de Bouguer, de l'anomalie à l'air libre et de leurs gradients et prolongées. Les résultats seront présentés sur une carte schématique des axes gravimétriques principaux avec une estimation des différentes profondeurs des sources causatives des anomalies gravimétriques par la méthode de déconvolution d'Euler 3D.

Le quatrième chapitre présentera les différentes étapes de calcul ainsi que les résultats de la modélisation flexurale au niveau de la marge algérienne. Ces résultats ont fait l'objet d'une publication à Geophysical Journal International (Hamai et al., 2015).

Le cinquième chapitre présentera les résultats de la modélisation thermomécanique effectuée au niveau d'un profil schématique de référence mer-terre traversant la limite océan – continent. Nous présenterons les différents modèles réalisés avec différents paramètres rhéologiques et géométries au niveau de la transition océan-continent, ainsi différents gradients géothermiques au niveau de la marge algérienne.

Les résultats de ces travaux seront discutés dans une conclusion générale qui devra permettre d'apporter de nouvelles contraintes géodynamiques sur la déformation de la lithosphère au niveau de la marge algérienne.

CHAPITRE 1

Cadre général de l'étude
(subduction, rhéologie et isostasie)

1 Cadre général de l'étude (subduction, rhéologie et isostasie)

Comprendre comment et pourquoi s'initie une subduction au niveau d'une marge passive est un enjeu géodynamique majeur, mais ce processus reste très difficile à décrire en raison de l'ampleur de la force qui est estimée comme nécessaire pour surmonter la flexion et la résistance de frottement pour initier cette subduction (McKenzie, 1977 ; Müller and Phillips, 1991). La présence d'une zone de faiblesse mécanique semble être une condition indispensable pour surmonter la flexion et la résistance de frottement (McKenzie, 1977 ; Cloetingh et al., 1982 ; Müller et Phillips, 1991 ; Gurnis et al., 2004). De Mets et al., (1990) et Gordon et al., (1993) ont montré que la déformation pour l'essentiel est concentrée aux limites ou à proximité des plaques lithosphériques. Cette déformation implique une rupture fragile et des failles au niveau des bordures de ces plaques (Moresi et Solomatov, 1998).

Beaucoup d'auteurs ont proposé des solutions pour expliquer la localisation de la subduction en pied de marge continentale, les principales étant:

(1) une zone de faiblesse mécanique au niveau de la plaque océanique et/ou au niveau de la zone de transition océan-continent (TOC) associée à une convergence forcée dans les zones de fractures océaniques (Mueller et Phillips, 1991 ; Kemp et Stevenson, 1996 ; Toth et Gurnis, 1998 ; Doin et Henry, 2001 ; Hall et al., 2003 ; Gurnis et al., 2004 ; Leng et Gurnis, 2011) ;

(2) un effet de la charge sédimentaire et la topographie des marges passives dû au contrastes de densité et d'épaisseur existant entre la lithosphère océanique et continentale à la transition océan-continent (Cloetingh et al., 1982 ; Erickson, 1993a ; Mart et al., 2005 ; Goren et al., 2008 ; Pascal et Cloetingh, 2009) ;

(3) un amincissement de la lithosphère continentale, imposé éventuellement par un manteau anormalement chaud (Leroy et al., 2008 ; Nikolaeva et al., 2010) ;

(4) une instabilité due à un contraste de flottabilité latérale à l'intérieur de la lithosphère (Niu et al., 2003) ;

(5) l'hydratation lithosphérique (Regenauer-Lieb et al, 2001 ; Van der Lee et al., 2008);

(6) de la convection à petite échelle dans le manteau sub-lithosphérique (Solomatov, 2004) ;

(7) l'interaction des panaches thermiques chimiques avec la lithosphère (Ueda et al., 2008).

Afin d'essayer de comprendre le mécanisme d'initiation de la subduction, des modèles numériques ont testé l'effet de ces paramètres (par exemple Cloetingh et al., 1982; Erickson, 1993 ; Faccenna et al., 1999 ; Leroy et al., 2004 ; Mart et al., 2005 ; Van der Lee et al., 2008 ; Goren et al., 2008 ; Burov and Cloetingh, 2010 ; Nikolaeva et al., 2010, 2011). Ainsi, les modèles numériques 2-D de Nikolaeva et al., (2010) ont montré que le processus d'initiation d'une subduction spontanée, entraînée par l'effondrement gravitationnel d'une marge passive (comme proposé par Stern, 2002, 2004), est complexe et comporte deux étapes principales : charriage initial de la croûte continentale sur la plaque océanique, qui peut éventuellement évoluer vers une deuxième étape caractérisée par le développement d'une subduction auto-soutenue. Ainsi, Nikolaeva et al. (2011) ont évalué la probabilité d'initiation de subduction pour les marges orientales des Amériques et ont conclu que les régions de la marge Atlantique Sud-Américaine étaient les plus favorables à l'initiation d'une subduction. Marques et al., (2013) ont étudié les effets de la charge topographique, et ont également conclu que la marge sud-est du Brésil est plus sujette à l'initiation d'une subduction.

Nous présenterons dans ce chapitre une synthèse sur la problématique de l'initiation des zones de subduction afin de comprendre les mécanismes favorisant l'évolution d'une marge passive vers une zone de subduction. Ces mécanismes mettent en jeu les paramètres rhéologiques des lithosphères océanique et continentale qui peuvent s'appréhender au travers des enveloppes rhéologiques. Le passage d'une marge passive vers une marge active se traduit par des « empreintes » gravimétriques, sédimentaires et morphologiques reflétant un déséquilibre isostatique et un phénomène de flexion, ce qui sera décrit ensuite. Finalement, nous présenterons la marge Algérienne en Méditerranée occidentale qui représente un cas quasi unique (avec la Mer Ligure) d'une zone potentielle d'initiation de subduction et nous présenterons le programme SPIRAL, projet Algéro-Français qui définit le cadre de ce travail et qui a été initié dans le but d'apporter des éléments nouveaux à la compréhension de la géodynamique de la marge Algérienne.

1.1 Initiation d'une zone de subduction et résistance à la flexion lithosphérique

Considérant que la subduction océanique est l'un des processus les plus importants de la tectonique des plaques, comprendre comment, pourquoi et où elle commence est particulièrement intéressant, d'autant plus que les exemples de subduction océanique naissante à travers le monde sont rares (Gerya, 2011, et références citées). Le « durcissement » (« *strengthening* » en anglais, c'est-à-dire l'accroissement de la résistance totale) de la lithosphère océanique avec l'âge pose un problème pour l'initialisation de cette subduction océanique (Cloetingh et al., 1982). Malgré l'idée répandue que la lithosphère subducte spontanément quand elle atteint une flottabilité négative en raison du refroidissement avec l'âge, il est en fait montré dans de nombreuses études qu'en fait, elle atteint aussi une résistance maximale, ce qui devrait conduire au contraire à limiter sa déformation flexurale et donc la naissance d'une subduction (Burov, 2011, et références citées).

Le passage d'une marge passive à une marge active va donc dépendre non pas spécifiquement de l'âge de la plaque océanique mais de divers propriétés ou phénomènes, dont le contraste de flottabilité, l'instabilité thermique de la lithosphère océanique et des différences de charges topographiques liées à l'érosion et la sédimentation (Gurnis, 1992 ; Regenauer-Lieb et al., 2001 ; Niu et al., 2003 ; Zhu et al., 2009). Souvent, les mécanismes d'initiation de la subduction sont groupés en deux catégories (Stern, 2004 et références incluses) : provoquée ou spontanée (Figure 1-1), selon qu'ils soient liés aux mouvements des plaques tectoniques ou à des instabilités gravitationnelles locales.

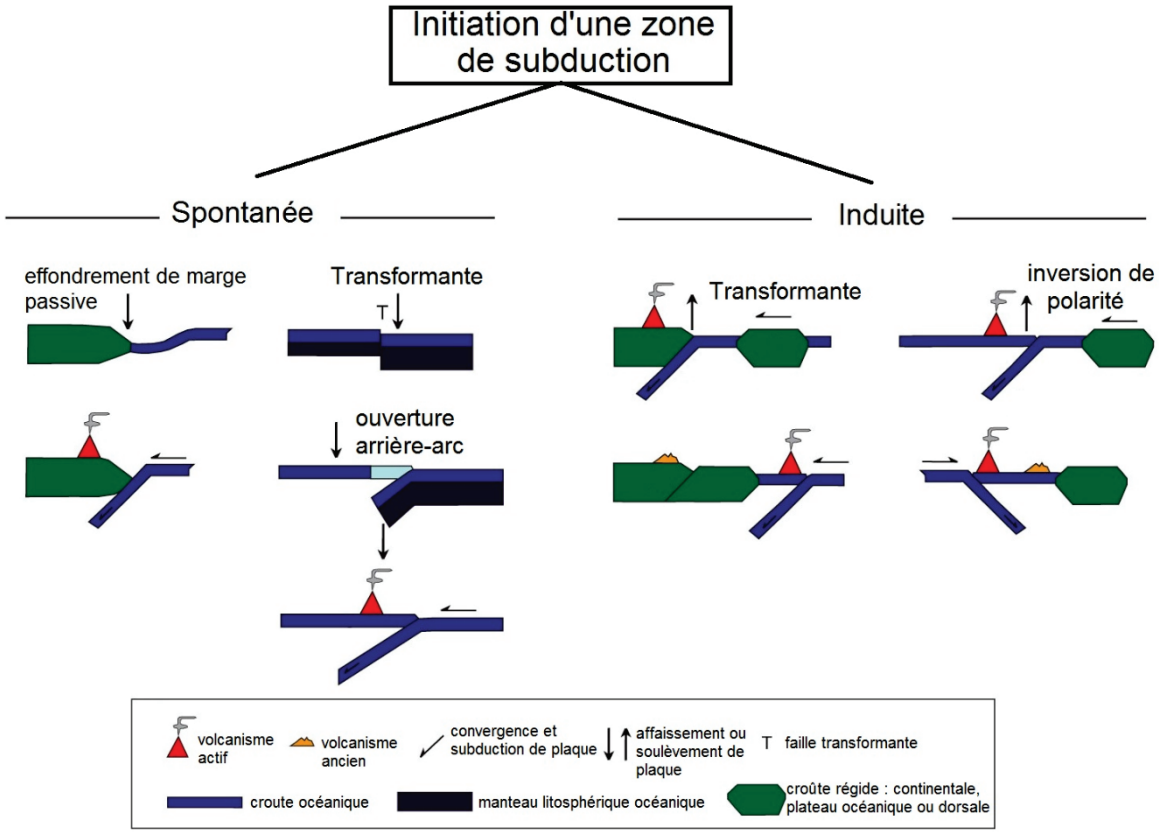


Figure 1-1. Principe schématique des modèles d'initiation d'une zone de subduction spontanée et induite (adapté de Stern, 2004).

Il a été proposé (Cloetingh et al., 1982, 1989) que les conditions pour l'initiation d'une subduction océanique pourraient être optimales pour un intervalle de temps étroit autour de 20 voire 30 Ma après l'expansion océanique, c'est-à-dire lorsque l'instabilité gravitationnelle est assez élevée et la résistance interne de la plaque océanique encore relativement faible. McAdoo et al. (1985) puis Burov et Diament (1995) ont fourni un mécanisme qui explique la possibilité de flexion vers le bas d'une lithosphère résistante en raison d'un affaiblissement localisé dans les parties cassantes et ductiles de la plaque. De ce phénomène, appelé « articulation plastique », résulte une réduction locale de 30 à 50% de l'épaisseur élastique Te permettant à la plaque de se plier au niveau de la zone fragilisée. Enfin, Faccenda et al. (2009) ont suggéré que l'affaiblissement flexural de la lithosphère est renforcé par les fluides qui pénètrent dans la partie fragile de la zone d'articulation plastique. Ces fluides provoquent une réduction de la pression lithostatique et donc de la force cassante et réduisent également la résistance ductile par serpentinisation.

1.1.1 Subduction spontanée

Dans le modèle d'initiation de subduction spontanée, la formation d'une nouvelle zone de subduction est entraînée uniquement par le contraste de densité entre des plaques adjacentes (Figure 1-1). La différence de densité découle soit des effets thermiques liés à la différence d'âge soit d'une différence de composition chimique (ou d'épaisseur de la croûte et du manteau) au niveau de la limite des deux plaques (Niu et al., 2003). Les marges passives le long des « vieux » continents montrent les plus grand contrastes latéraux de densité et de composition et pourraient donc constituer un cadre tectonique idéal pour une initiation spontanée de la subduction (Cloetingh et al., 1989).

Cette initiation peut se produire spontanément au niveau des marges passives ayant potentiellement un important contraste de densité d'origine chimique et une faible résistance ductile du manteau lithosphérique (Nikolaeva et al., 2010). Cependant, il y a deux difficultés pour ce modèle d'initiation spontanée de la subduction. Premièrement, les forces de résistance à l'initiation de la subduction (y compris à la flexion de la plaque et de la friction sur le plan de faille) pour les plaques anciennes sont grandes (McKenzie, 1977 ; Cloetingh et al., 1989; Mueller et Phillips, 1991). Plus précisément, le vieillissement continu de la plaque ne fournit pas une condition plus favorable pour l'initiation de la subduction durant l'évolution de la marge passive, parce que la résistance de la plaque augmente plus rapidement que la flottabilité ne diminue avec le vieillissement de la lithosphère océanique (Cloetingh et al., 1989). La question de savoir comment les forces de résistance peuvent être surmontées durant l'initiation de la subduction demeure donc posée. Deuxièmement, il n'y a pas d'exemples cénozoïques évidents d'initiation de subduction au niveau des marges passives (Stern, 2004), malgré le fait que près de la moitié de toutes les zones de subduction qui existent aujourd'hui se sont nucléées au Cénozoïque (Gurnis et al., 2004 ; Leng and Gurnis, 2011).

1.1.2 Subduction induite

L'initiation d'une subduction peut être facilitée par des forces externes et est appelée « subduction induite » ou « forcée » (Toth et Gurnis, 1998 ; Hall et al., 2003; Gurnis et al., 2004; Stern, 2004). Sous un régime compressif continu à partir d'une force extérieure à proximité immédiate d'une marge, une plaque relativement ancienne peut 'glisser' sous une

plaque océanique jeune (Figure 1-1). En effet, La flottabilité négative de la plaque plus vieille finit par dépasser les forces résistantes après une certaine quantité de convergence estimée à environ 100 km et une subduction intra-océanique se produit alors (McKenzie, 1977 ; Toth et Gurnis, 1998 ; Hall et al., 2003 ; Gurnis et al., 2004). Dans certaines circonstances (formation de la zone de subduction de l'Izu-Bonin-Mariannes par exemple), l'initiation peut se dérouler d'une manière brutale caractérisée par la descente rapide de l'ancienne plaque dans le manteau supérieur avec, en parallèle, une ascension rapide de matériaux asthénosphériques sous la jeune plaque supérieure. La descente de l'ancienne plaque dans l'asthénosphère conduit à une ouverture en arrière-arc compatible avec l'éruption volumineuse de boninites (Stern et Bloomer, 1992).

Une prédiction du modèle induit est que l'initiation de la subduction devrait généralement suivre l'évolution du mouvement de la plaque, surtout après une forte phase de compression le long de marges relativement faibles (comme les failles transformantes). Par exemple, depuis le milieu du Miocène, une subduction naissante a été formée le long du segment nord de la «Macquarie Ridge Complex» au sud de la Nouvelle-Zélande à la suite des changements progressifs dans le mouvement relatif entre les plaques Australienne et Pacifique (Sutherland et al., 2000).

Bien que le modèle induit soit souvent compatible avec l'histoire géologique, d'importantes questions demeurent. Tout d'abord, Hall et al. (2003) et Gurnis et al. (2004) ont observé une initiation de subduction catastrophique dans leurs modèles numériques uniquement en utilisant un faible coefficient de friction, ce qui peut s'expliquer par une forte pression de pore entraînant une réduction de la résistance de la roche (en effet, les forces requises pour entrainer la convergence ne dépasse jamais les forces motrices prédites par les calculs analytiques, avec une tranchée qui recule d'environ 140 km au bout de 1.4 Ma avec un taux d'extension moyen de 10cm par an). Il serait important d'étudier comment cette initiation peut se faire avec de forts coefficients de friction plus compatibles avec les résultats des expériences de friction des roches sans pression de pores (Byerlee, 1978). Deuxièmement, les résultats du modèle montrent que cette initiation catastrophique de la subduction est accompagnée par un fort étalement arrière-arc et une forte activité volcanique (Hall et al., 2003; Gurnis et al., 2004). Cependant, certaines zones de subduction qui ont nucléé depuis 50 Ma ne sont pas accompagnées par une extension arrière-arc ou par une forte activité volcanique (par exemple, la zone de subduction des Aléoutiennes).

1.1.3 Synthèse sur l'initiation d'une zone de subduction

Le passage d'une marge passive à une marge active va donc dépendre non pas spécifiquement de l'âge de la plaque océanique ou des conditions aux limites, mais plutôt d'une combinaison de divers paramètres dont les propriétés rhéologiques de la lithosphère, la présence d'instabilités thermiques et/ou d'éventuelles zones de faiblesses héritées suivant l'histoire géodynamique de la région étudiée. Préciser les paramètres qui contrôlent le comportement rhéologique de la lithosphère océanique et continentale, notamment aux transitions entre ces deux domaines, aide donc à mieux comprendre les conditions menant à l'initiation d'une zone de subduction.

1.2 Comportement mécanique des lithosphères océanique et continentale

Des contraintes s'accumulent dans la lithosphère terrestre suite aux déplacements des plaques tectoniques, la plupart du temps en limite de celles-ci. En réponse à ces contraintes, la lithosphère va subir des déformations qui sont fonction du comportement rhéologique des matériaux la constituant.

Les lois décrivant les différents comportements rhéologiques des matériaux sont issues d'expériences en laboratoire. Toutefois, les expériences en laboratoire ne sont pas réalisées dans des conditions semblables à celles auxquelles les roches sont soumises dans la lithosphère. En effet, la vitesse de déformation de la lithosphère est beaucoup plus lente (de l'ordre du mm/an soit environ $10^{-15}s^{-1}$) que la vitesse de déformation en laboratoire (minimum 10^{-9} à 10^{-6} s^{-1}), ce qui conduit à extrapoler les lois expérimentales sur plusieurs ordres de grandeur pour les appliquer aux conditions naturelles. Néanmoins, leur capacité à reproduire correctement les objets géologiques naturels dans les modèles numériques permet de les valider à posteriori.

Le comportement mécanique d'une roche va dépendre de nombreux paramètres : sa nature, la contrainte différentielle appliquée, la température, la vitesse de déformation, la pression de confinement, l'orientation des minéraux….

1.2.1 Les enveloppes rhéologiques de la lithosphère

L'étude expérimentale de résistance des matériaux permet d'appréhender le comportement des roches de la lithosphère. On utilise des minéraux caractéristiques de

roches de la lithosphère terrestre (quartz et feldspaths pour le granite et quartz seul pour les quartzites) et des minéraux caractéristiques des roches mantelliques (olivine pour la péridotite) pour simuler le comportement de la lithosphère continentale. La loi de Byerlee (1978) définit le comportement cassant. Des lois de fluage non-newtonien déterminent le comportement ductile de chaque assemblage minéralogique. En combinant ces lois de comportement (élastique, fragile et ductile), Goetze et Evans (1979) ont caractérisé l'enveloppe de limite d'élasticité pour la lithosphère (Yield Stress Enveloppe, ou YSE) définie comme une contrainte déviatorique $\Delta\sigma(z) = \sigma_1 - \sigma_3$ nécessaire pour obtenir une déformation permanente. La forme de cette enveloppe rhéologique dépend de nombreux facteurs qui sont la température, la pression et la composition minéralogique, qui varient tous avec la profondeur. Elle est calculée avec une vitesse de déformation fixe (typiquement $10^{-15} \cdot s^{-1}$).

1.2.1.1 La loi de Byerlee (loi de friction) :

Le seuil de déformation cassante en cisaillement décrit par la loi de Byerlee permet de déterminer la friction interne d'un matériau préalablement fracturé pour lequel il existe toujours des plans de faille bien orientés.

La loi de Byerlee est une loi empirique déterminée expérimentalement, elle détermine les contraintes de glissements entre deux compartiments séparés par une fracture préexistante (Figure 1-2).

Elle démontre que pour la majorité des roches, il existe une relation linéaire entre contrainte normale σ_n et contrainte de cisaillement τ sur des plans de failles préexistants tel que :

$\tau = 0.85\ \sigma_n$ pour $\sigma_n < 2Kb$.

$\tau = 0.5 + 0.6\ \sigma_n$ pour $2Kb < \sigma_n < 20Kb$.

Ce critère de glissement est indépendant de la lithologie. Cela explique pourquoi les failles tectoniques peuvent traverser des structures lithologiquement hétérogènes.

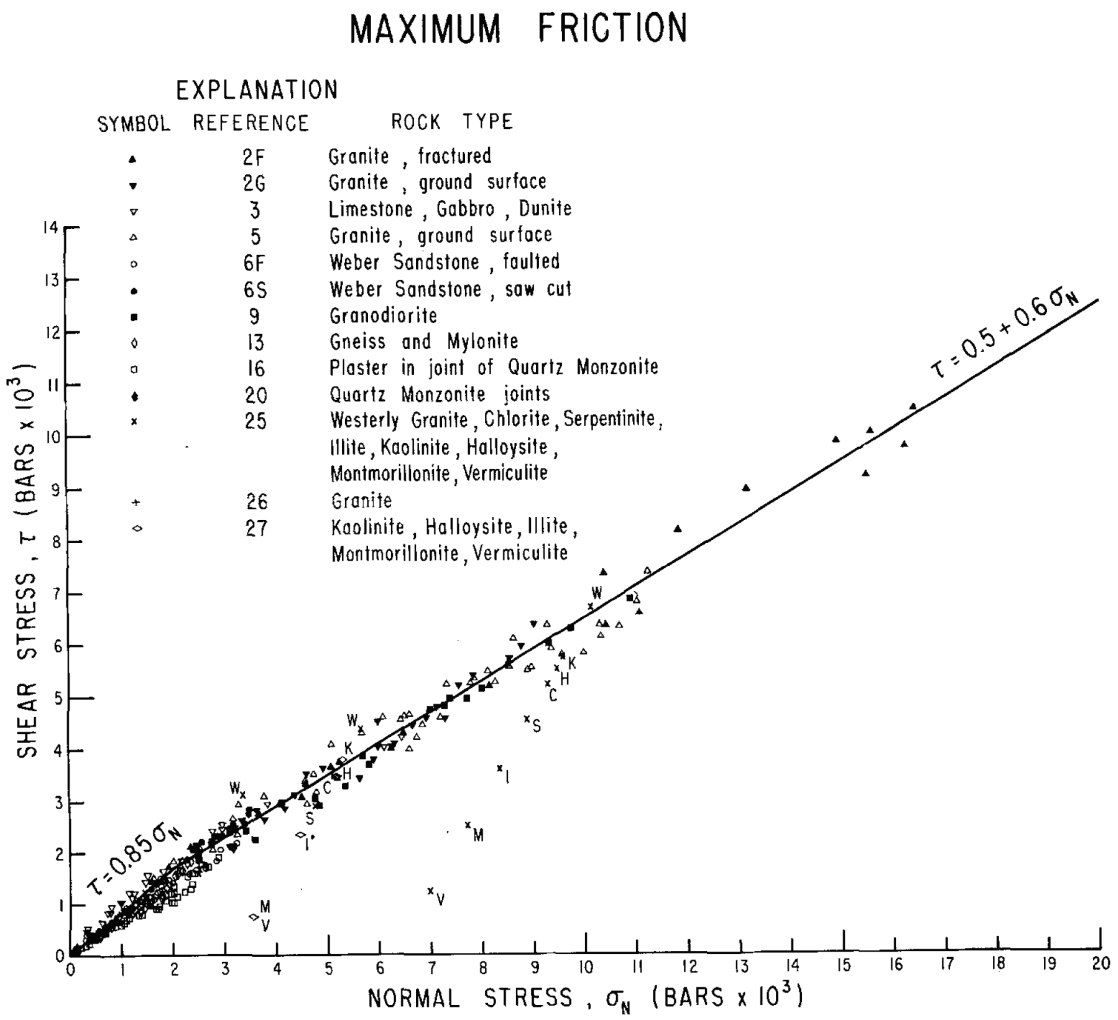


Figure 1-2. Contrainte de cisaillement en fonction de la contrainte normale de la friction maximale pour plusieurs types de roches pour une contrainte normale de 20 kb (d'après Byerlee, 1978).

Cette loi est importante puisqu'elle dicte le comportement rhéologique de la lithosphère supérieure. Elle explique que la résistance des domaines fracturés augmente avec la profondeur.

Le critère de rupture de Coulomb-Navier (dénommé enveloppe de Mohr-Coulomb quand il est comparé au cercle de Mohr) représente le comportement frictionnel général des matériaux (Byerlee, 1978). Ce critère se réfère à la loi d'Amontons-Coulomb de frottement qui comporte deux paramètres: l'angle de frottement interne φ (typiquement 30°-33°) et la cohésion C_0 (< 20 MPa) :

$$\tau = C_0 + \tan(\varphi)\sigma_n$$

Où tan (φ) est le coefficient de friction interne, τ et σ_n sont respectivement la contrainte cisaillante et la contrainte normale sur une surface sélectionnée à l'intérieur de la matière (Figure 1-3).

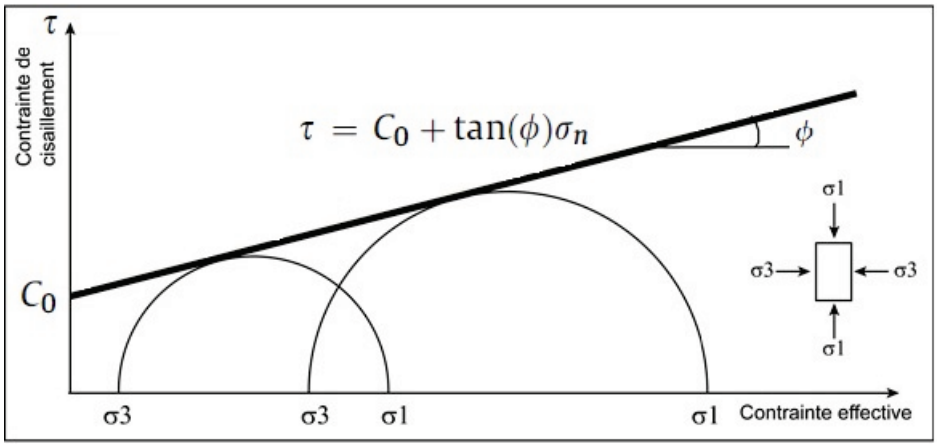


Figure 1-3. Représentation de l'enveloppe de Mohr-Coulomb.

Ces lois de friction sont inapplicables à des profondeurs supérieures 30-50 km (Kirby et al., 1991). En effet, à grande profondeur, forte pression et haute température, le comportement cassant devient un comportement ductile ou semi-fragile (par exemple, Chester, 1995 ; Bos et Spiers, 2002).

1.2.1.2 La loi de fluage (loi de comportement) :

Un comportement est dit visqueux (ductile) lorsque la déformation qu'il subit est permanente, continue, et dépendante de la vitesse de chargement. Les roches ductiles ont un comportement particulier, dit non-newtonien : à vitesse de déformation croissante et température constante, la résistance augmente. Ce comportement ductile est modélisé par la vitesse de déformation $\dot{\varepsilon}$ suivant la loi de fluage type « power law creep », Weertman (1978):

$\dot{\varepsilon} = A\,\Delta\sigma^n \exp(\frac{-Q}{RT})$ tel que :

- A, Q et n les paramètres rhéologiques des roches tels que,
- Q est l'énergie d'activation (j/mole),
- A est la constante préexponentielle,
- n est l'exposant de la contrainte qui est généralement entre 3 et 5 (Carter and Tsenn, 1987 ; Gleason and Tullis, 1995 ; Hirth et al., 2001 ; Kronenberg and Tullis, 1984 et Wilks and Carter, 1990),
- T est la température (K),

- R=8,3143 $J.K^{-1}.mol^{-1}$,
- $\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$,

Dans la lithosphère on utilise ce type de lois de fluage non-linéaires pour déterminer la rhéologie des matériaux de la lithosphère (d'après Kirby, 1985 et (Figure 1-4)).

- Le seuil de fluage dépend de l'importance des contraintes déviatoriques,
- Il diminue exponentiellement avec la température,
- Il est différent selon la composition minéralogique.

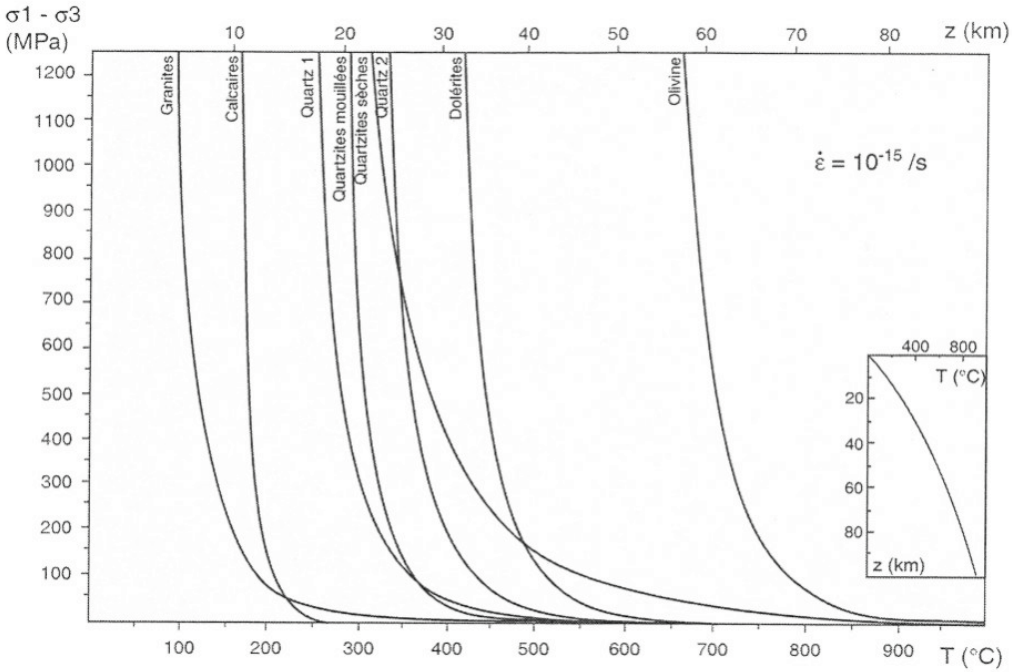


Figure 1-4. Lois de fluage pour différents types de matériaux lithosphériques, d'après Kirby, 1985.

1.2.1.3 Profils de résistance ou enveloppes rhéologiques :

A partir des lois de Byerlee et de fluage décrivant les comportements des matériaux lithosphériques en réponse à une contrainte, Brace and Kohlstedt (1980), Goetze and Evans (1979), Kirby (1980, 1985), Kusznir & Park (1986) et Ranalli & Murphy (1987) ont proposé des profils de résistance ou enveloppes rhéologiques de la lithosphère. Une enveloppe rhéologique représente les variations de la contrainte déviatorique (σ1-σ3) en fonction de la profondeur de la lithosphère, et délimite ainsi les différents comportements rhéologiques (élastique, cassant et ductile).

Pour construire ce profil de résistance, des hypothèses sont faites :

(1) la lithosphère est supposée en équilibre isostatique,

(2) la vitesse de déformation est constante,

(3) le gradient géothermique est uniforme latéralement.

Il s'agit d'une représentation stratifiée (Figure 1-5) des comportements mécaniques des roches lithosphériques (Sassier, 2007).

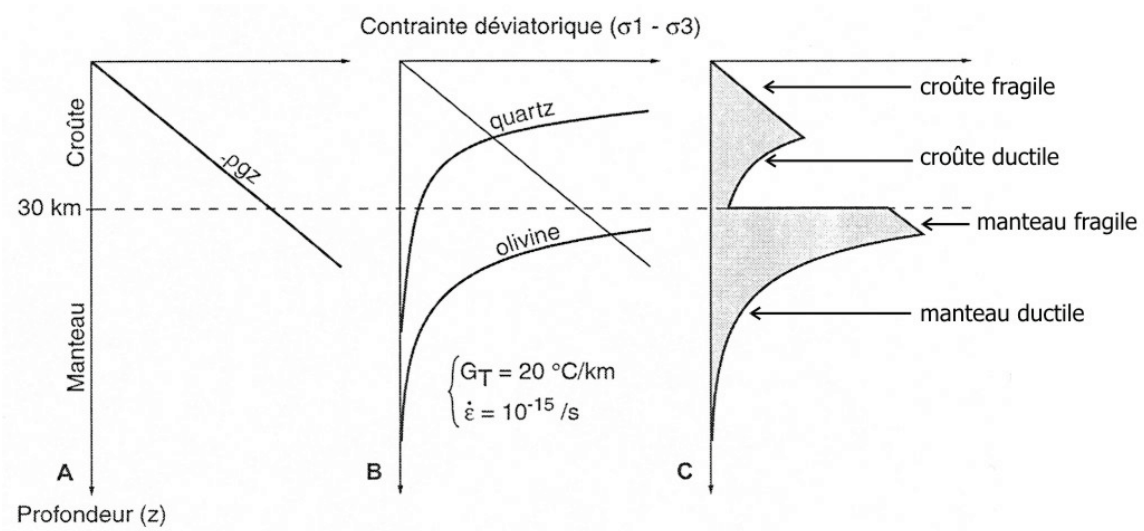


Figure 1-5. Principe de construction d'un profil rhéologique d'une lithosphère continentale, d'après *Barrier*, 2002.

Le gradient et la structure thermique des plaques océaniques sont relativement bien établies, mais ce n'est pas le cas pour les domaines continentaux (Figure 1-6). En effet, les continents ont une croûte épaisse et des propriétés (hétérogénéité structurale et thermique, fabrique) qui varient d'une région à une autre. En outre, dans les continents, la résistance de l'olivine mantellique peut être fortement réduite par la présence de fluides (Jackson, 2002). La présence de ces fluides, en forte teneur, a justement été détectée dans le manteau supérieur sous la lithosphère (Katayama et al., 2005).

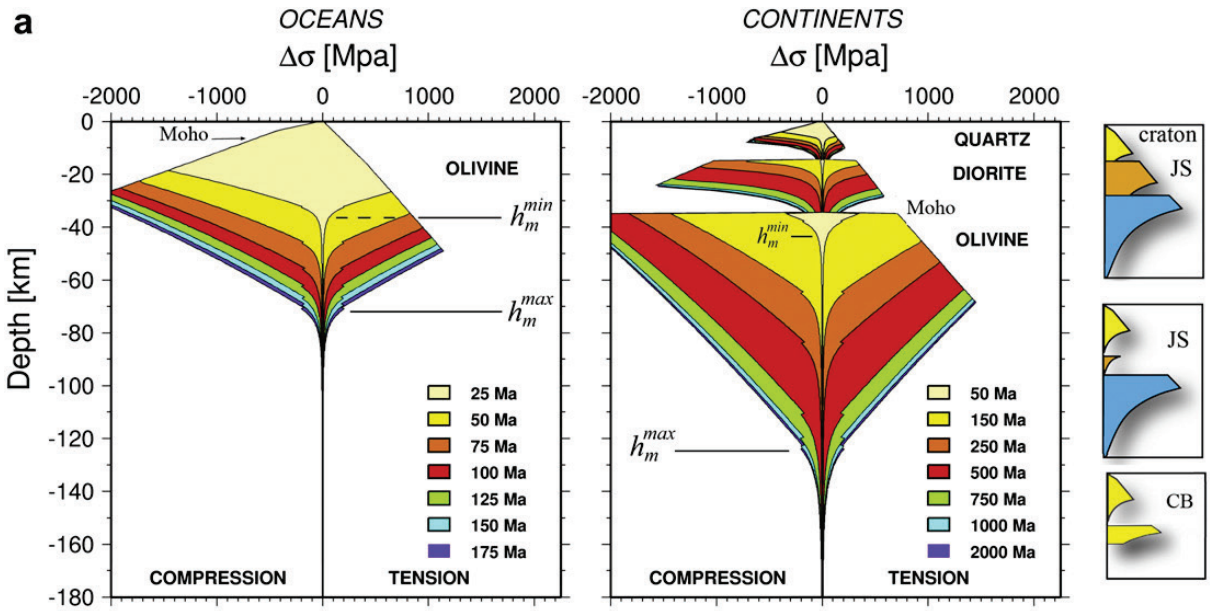


Figure 1-6. Exemples d'enveloppes rhéologiques pour les océans (Goetze et Evans, 1979,) à gauche et continents (Burov et Diament, 1995, à droite). Le Δσ est représenté en fonction de l'âge thermotectonique (couleurs). La principale différence entre la lithosphère océanique et continentale est liée à l'épaisseur de la croûte et à la structure multicouche de celle-ci, qui peut conduire à un découplage mécanique entre les couches rhéologiques et à un flux ductile horizontal dans la croûte intermédiaire ou inférieure. Le panneau de droite illustre les différentes variantes des enveloppes rhéologiques en domaine continental : craton Jelly Sandwich (JS, croûte inférieure résistante et couplée avec un manteau résistant), Classic JS (croûte résistante et découplée d'un manteau résistant), crème brûlée (CB, manteau très faible).

L'interprétation de cette enveloppe rhéologique en termes d'épaisseur élastique équivalente (Te) de la lithosphère constitue une percée majeure dans la compréhension du comportement à long terme des plaques lithosphériques. L'épaisseur élastique équivalente correspond à l'épaisseur que la lithosphère aurait si elle se comportait comme une plaque élastique (Burov et Diament, 1995, et références citées). Elle peut être calculée à partir des enveloppes rhéologiques précédemment déterminées, ou estimée à partir de la réponse élastique de la lithosphère à différentes sollicitations (charges locales ou régionales). Te varie de 0 km pour les très jeunes domaines (centres d'accrétion) à 110 km pour cratons (Watts, 2001). La moyenne continentale de Te est 30-50 km. Pour les océans, Te est proportionnelle à la racine carrée de leur âge t (en Myr) (Le Pichon et al., 1973) et est généralement inférieure à 50 km. Dans le domaine continental, Te est contrôlé par plusieurs facteurs et ne peut pas être estimée à partir des relations simples (Burov et Diament, 1995).

1.2.2 Rhéologie de la lithosphère océanique

Pour une lithosphère océanique, le gradient géothermique utilisé pour le calcul de la résistance ductile provient de la loi de refroidissement d'un demi-espace (température constante à une profondeur infinie et nulle à la surface) (Parsons & Sclater, 1977 ; Turcotte & Schubert, 2002). Les prédictions des profondeurs des fonds océaniques avec ce modèle correspondent aux observations pour des âges assez jeunes (inférieurs à 70-100 Ma). Pour les âges plus grands, les profondeurs prédites sont plus importantes de 20 à 30% que la bathymétrie observée, principalement parce que la résistance lithosphérique augmente avec l'âge, et parce que la lithosphère atteint un état quasi stationnaire pour lequel le modèle de refroidissement en demi-espace n'est plus applicable (Burov, 2011). Certains auteurs soulignent également l'effet de la convection à petite échelle en-dessous de la lithosphère qui peut être équivalente à un flux de chaleur constant au lieu d'une condition aux limites avec une température constante (Doin et Fleitout, 1996). D'un point de vue rhéologique, la lithosphère océanique est plus homogène que la lithosphère continentale. En effet, La croûte océanique est mince et se compose de basaltes qui sont aussi résistants à cette température que l'olivine du manteau, alors que la croûte continentale, en fonction de son héritage géologique complexe, présente une forte hétérogénéité structurale et compositionnelle à différentes échelles. Voilà pourquoi la lithosphère océanique est considérée comme étant composée d'une seule couche mécanique simple, dont l'épaisseur est en grande partie contrôlée par le gradient géothermique.

Les premières études de l'épaisseur élastique équivalente Te en fonction de l'âge de la lithosphère océanique ont été limitées à quelques estimations dans l'océan Pacifique en utilisant la charge que représente les monts sous-marins « posés sur la lithosphère océaniques ». Sur la base d'hypothèses simples sur la mise en place de ces structures, la modélisation directe et l'inversion donnent des valeurs similaires de Te au niveau des monts sous-marins hawaïens. Ainsi, la modélisation directe révèle une moyenne de 25 ± 9 km tandis que la modélisation inverse (spectrale) basée sur l'admittance de l'anomalie à l'air libre indique des valeurs de 20-30 km (Watts, 1978) (Figure 1-7). Néanmoins, ces études ont montré que Te était 2 à 3 fois plus faible que l'épaisseur sismique ou thermique de la lithosphère océanique. En outre, elles ont suggéré qu'une relation pourrait exister entre Te et l'âge de la lithosphère océanique (une charge mise en place sur une lithosphère jeune, par exemple à

proximité d'une dorsale médio-océanique, serait associée à une Te inférieure à une charge de taille similaire mise en place sur une lithosphère plus âgée, par exemple, le flanc lointain d'une dorsale médio-océanique). Ceci suggère que la lithosphère océanique devient plus rigide en vieillissant (Figure 1-8).

En effet, Watts (1978) a montré que Te dépend de la profondeur de l'isotherme de 300 à 600° C, à partir d'un modèle de plaque qui se refroidit. Watts et Zhong (2000) ont montré que la dépendance de Te à l'âge de la plaque océanique pourrait être expliquée par un modèle viscoélastique multicouche dans lequel la viscosité est déterminée par le gradient de température associé à un modèle de refroidissement de la plaque. Comme dans la lithosphère, les températures augmentent avec la profondeur et les viscosités diminuent. La gamme de viscosité est importante, si bien que le temps de réponse à un chargement dans un modèle viscoélastique multicouche varie notablement. Initialement, la subsidence est rapide puis elle ralentit avec le temps.

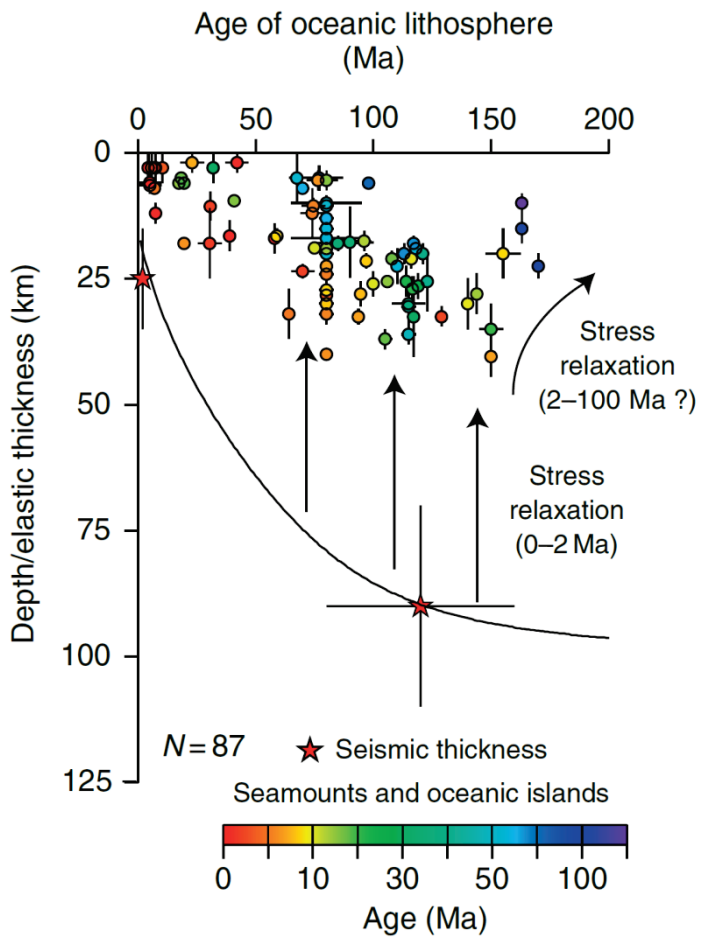


Figure 1-7. L'épaisseur élastique Te en fonction de l'âge de la lithosphère océanique. Les données, qui comprennent seulement les monts sous-marins et les îles océaniques, ont été codées par couleur selon l'âge de charge (Watts, 2001b).

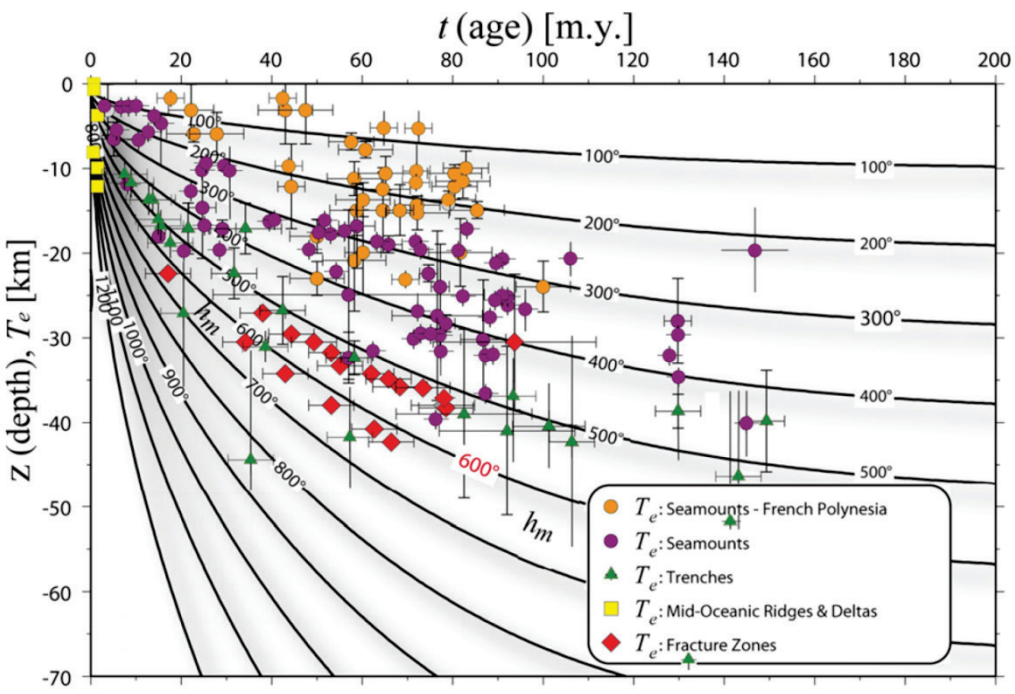


Figure 1-8. Corrélation entre l'épaisseur élastique équivalente Te observée et l'âge et la température de la lithosphère océanique (Burov, 2011 d'après Parsons and Sclater, 1977 ; Burov and Diament, 1995 ; Watts, 2001).

1.2.3 Rhéologie de la lithosphère continentale

Comme la lithosphère océanique, l'enveloppe rhéologique de la lithosphère continentale est construite à partir de paramètres supposés connus tels que la stratification minéralogique, l'épaisseur de la croûte, l'épaisseur de la lithosphère, la structure thermique, la vitesse de déformation, etc. Cependant, la composition de la croûte continentale est beaucoup plus variable dans sa structure que celle de la croûte océanique, il y a donc beaucoup plus de possibilités d'enveloppe rhéologiques continentales (Figure 1-9). De plus, contrairement à la lithosphère océanique, la structure thermique des plaques continentales n'est pas bien contrainte car :

- Elles peuvent avoir subi plusieurs événements thermiques majeurs dans leur histoire,
- L'épaisseur thermique des continents n'est pas bien définie,
- Environ 50% du flux de chaleur continental est dû à une production, relativement variable, de chaleur radiogénique dans la croûte supérieure, et il est également influencé par des processus de surface et la variation spatiale des propriétés thermiques de la lithosphère.

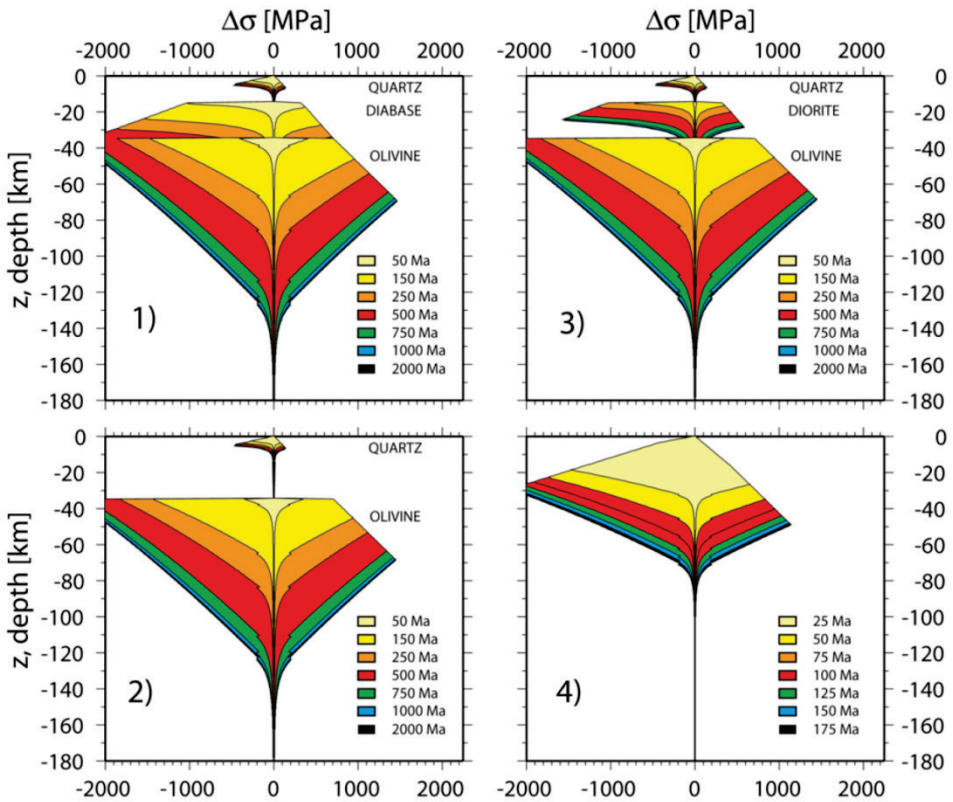


Figure 1-9. Enveloppes rhéologiques continentales en fonction de l'âge thermo-tectonique et de la composition de la croûte terrestre (1,2 et 3 : les enveloppes rhéologiques pour différentes compositions de la croûte inférieure : diabase, quartz-diorite et de quartz, respectivement et à titre de comparaison, l'enveloppe rhéologique océanique est indiquée dans le coin en bas à droite en 4). L'épaisseur thermique de la lithosphère est de 150 km (Burov & Diament, 1995).

Le modèle thermique le plus commun se réfère à un modèle de refroidissement d'une plaque d'épaisseur constante avec une température constante à la base (Burov & Diament, 1992, 1995 ; Afonso & Ranalli, 2004). Ce modèle se caractérise par une période de refroidissement, appelée l'âge thermique (ou thermo-tectonique), et peut présenter une structure verticalement stratifiée qui inclut une production de chaleur radiogénique variable dans la croûte. Selon ce modèle, la structure thermique de la lithosphère continentale devient stationnaire 400-700 Ma après le dernier événement thermique majeur (Burov & Diament, 1995 ; Jaupart & Mareschal, 2007).

Les propriétés mécaniques différentes de la croûte supérieure, de la croûte inférieure et du manteau peuvent conduire à l'apparition d'une zone de faiblesse ductile dans la croûte inférieure, ce qui permet le découplage mécanique entre la croûte supérieure et le manteau (Chen & Molnar, 1983 ; Kuznir & Park, 1986 ; Lobkovsky & Kerchman, 1992 ; Bird, 1991). Ce découplage s'accompagne d'une chute importante de Te par rapport à une lithosphère mécaniquement couplée (Burov et Diament, 1995).

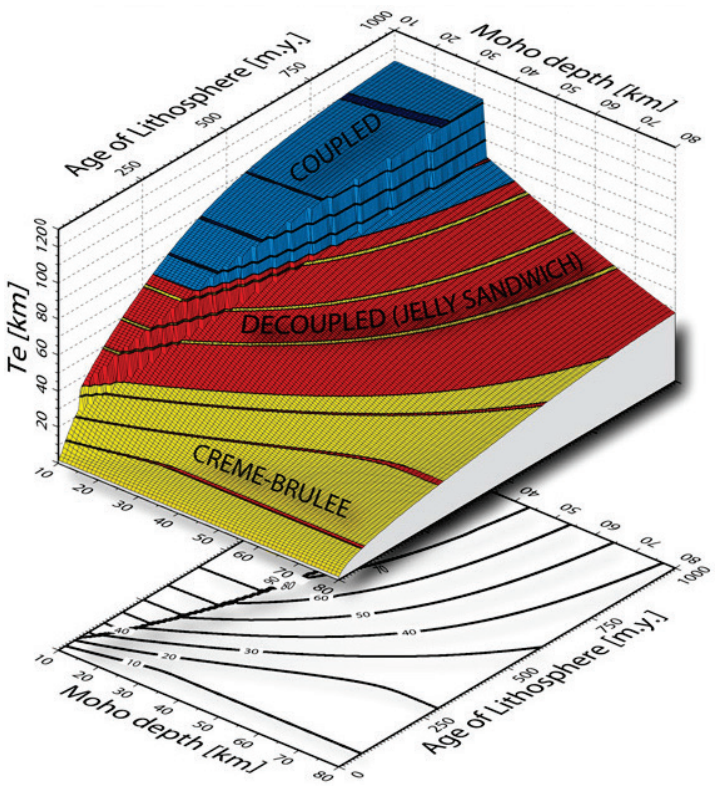


Figure 1-10. Perspective 3D montrant la dépendance de Te en fonction de l'épaisseur de la croûte et de l'âge de la lithosphère. Les zones de haute correspondent à la rhéologie couplée, et les zones basses correspondent à la rhéologie découplée. La zone intermédiaire est une zone de «bifurcation». Ceci explique la bi-modalité observée dans le comportement de Te (Watts, 1992). Pour très jeune lithosphère (< ~ 100 Ma) il n'y a pratiquement pas de différence entre le régime couplé et découplé puisque la lithosphère du manteau est très faible (d'après Burov et Diament, 1995).

Du fait de la forte variabilité dans la structure et l'histoire thermique de la lithosphère continentale, il n'a pas été aussi facile de démontrer une relation entre l'épaisseur élastique Te et l'âge de la lithosphère dans les continents. Les valeurs de Te en domaine continental en fonction de l'âge depuis le dernier événement thermique majeur (âge dit thermotectonique) montrent une dispersion considérable (Figure 1-11) et aucun ensemble de paramètres thermiques ne peut expliquer toutes les données (Watts, 2001b).

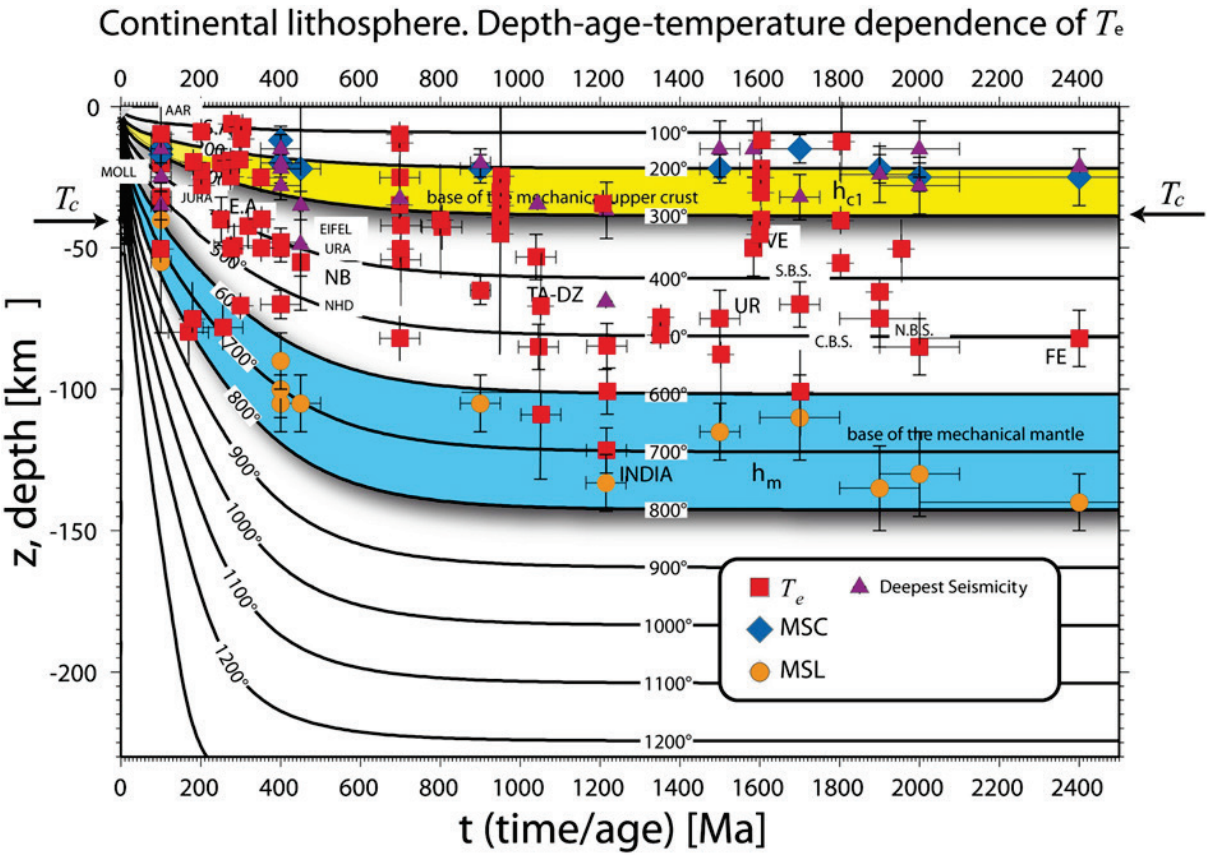


Figure 1-11. Compilation de l'épaisseur élastique observée (Te) en fonction l'âge et du modèle thermique de la lithosphère continentale. La résistance mécanique de la croûte et de la lithosphère sont définis par les paramètres MSC et MSL (d'après Burov et al., 2011).

Burov et Diament (1995) ont montré que Te dépend de l'épaisseur élastique de chacune des couches formant la lithosphère et de leur possible découplage entre elles. Te est relativement faible pour une croûte épaisse, des vitesses de déformation faibles et un âge thermotectonique faible, alors qu'elle est relativement élevée pour une croûte mince, des vitesses de déformation élevées, et un âge important. Surtout, Te dépend de la courbure de plaque (Watts et Burov, 2003) qui entraîne des contraintes de fibre responsables de son affaiblissement. Cette courbure à son tour dépend de la taille de la charge, et du couplage (ou découplage) entre les couches formant la plaque (Burov et Watts, 2006 ; Burov, 2011). Te est faible pour les courbures élevées et des couches faiblement couplées, et élevée pour de faibles courbures et des couches fortement couplées.

Dans les océans, Te varie en corrélation avec le flux de chaleur de surface (Jaupart & Mareschal, 2010). En effet, l'âge contrôle le flux de chaleur et l'épaisseur élastique Te de la lithosphère océanique, et les variations de ces deux paramètres sont principalement dues à des variations de la température du manteau. Dans les continents, cependant, les variations de la production crustale de chaleur par radioactivité rend difficile le calcul d'un géotherme

typique pour toutes les provinces du même âge. Par conséquent, le flux de chaleur à la surface, comme Te, ne montre qu'une faible relation avec l'âge thermotectonique. Cloetingh & Burov (1996) proposent deux isothermes de contrôle pour la lithosphère continentale : 200-300°C et 700-800°C, ce qui correspond respectivement à la base de la croûte et de la lithosphère mécanique.

Le sens rhéologique de l'épaisseur élastique Te dans les continents n'est donc pas aussi simple que ce qu'il est dans les océans (Figure 1-9). Les données montrent une distribution de Te plutôt bimodale, avec des valeurs faibles entre 30-40 km, et des valeurs élevées autour de 80 km (Burov et Diament, 1995 ; Watts, 2001). La raison de cette distribution est due à la structure rhéologique des plaques continentales. En effet, dans une plaque multicouche, il existe plusieurs noyaux élastiques : la contrainte de déformation est donc significativement plus faible que dans une plaque homogène équivalente de même épaisseur. Par conséquent, la valeur de Te, qui est une mesure de contrainte de flexion intégrée, est également réduite. Le paramètre Te d'une plaque multicouche reflète donc la résistance combinée (intégrée) de toutes les couches fragiles, élastiques et ductiles (Burov and Diament, 1992 ; Burov, 2011).

1.3 Isostasie, flexion et anomalie gravimétrique

Comme la topographie du Moho est accessible uniquement à partir de méthodes géophysiques, les modèles de flexion peuvent être utilisés pour prédire cette géométrie du Moho ou à défaut, celle du socle. La différence entre les anomalies gravimétriques calculées et celles prédites par le modèle d'isostasie locale (Pratt et Airy) permet d'avoir une estimation quantifiée du déséquilibre isostatique et de la résistance de la lithosphère.

1.3.1 Introduction à l'isostasie

Les couches les plus externes de la Terre tendent vers un état d'équilibre hydro et litho-statique : c'est la définition de l'isostasie (Bowie, 1927). A grande longueur d'onde, la croûte semble flotter sur le manteau sous-jacent à la manière d'un bloc de bois sur l'eau. La hauteur d'un tel bloc au-dessus de l'eau dépend de son épaisseur et du contraste de densité avec le milieu sous-jacent (plus celui-ci est faible et moins bonne est la flottaison).

Probablement, les modèles les plus connus de « flottaison » sont ceux de Pratt (Hayford, 1909) et Airy (Heiskanen, 1931). Ces deux modèles considèrent les blocs de toutes tailles de la croûte et du manteau comme capables de supporter des charges de surface et

souterraines de façon indépendante, sans interaction avec les blocs voisins (on parle d'isostasie locale).

Selon le modèle de Pratt, les différences de hauteur des montagnes sont compensées par des variations latérales de la densité moyenne des roches, de manière à ce que la pression lithostatique soit maintenue constante à un certain niveau de référence (c'est-à-dire à la profondeur de compensation Dc, Figure 1-12). Les calculs de Pratt, cependant, prédisent des densités souvent peu en accord avec les observations au niveau continental. Airy, d'autre part, a estimé que la couche rigide la plus externe de la terre recouvre un fluide de plus grande densité, et que l'excès de masse causé par les montagnes a été compensé en profondeur par une carence de masse équivalente, ou une racine, comme représenté sur la Figure 1-12. Un historique complet sur les développements du concept et des modèles d'isostasie est donné par Watts (2001b).

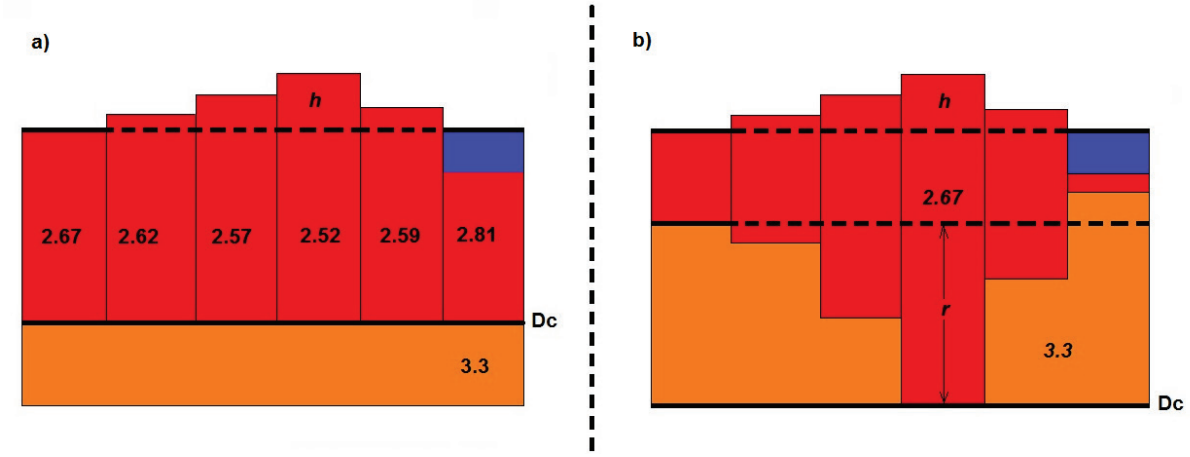


Figure 1-12. Modèles isostatiques de Pratt (a) et Airy (b)

Un des indicateurs les plus sensibles à la variation de ces distributions de masse, qui résultent de la charge et de sa compensation associée, est la gravimétrie. Les charges compensées localement (équilibre isostatique) sont représentées par des anomalies à l'air libre relativement faibles, par contre les charges non compensées (déséquilibre isostatique) sont représentées par des anomalies à l'air libre relativement élevées. L'amplitude et la longueur d'onde des anomalies dépendent de la charge et de la réponse de la lithosphère à cette charge.

1.3.2 Flexion lithosphérique

Les modèles d'isostasie de Pratt et Airy (1855), bien que basés sur des hypothèses contrastées, sont similaires en ce qu'elles supposent qu'un excès de masse dû à la topographie est compensé localement (isostasie locale). Ce point de vue a été plus tard contesté dans une série de documents de J. Barrell en 1914, qui, en se basant sur des considérations de relief et de gravité, a fait valoir que la lithosphère était capable de supporter de façon rigide des charges associées à des formations géologiques importantes, telles que les chaînes de montagnes et des deltas fluviatiles. Barrell a également prédit l'existence d'une couche sous-jacente, visqueuse, qui accommode la flexion de la lithosphère par écoulement latéral : l'asthénosphère.

Bien que la notion de compensation régionale, plutôt que locale, avait déjà été suggérée dans les travaux précédents (Gilbert, 1889), c'est Vening Meinesz (1931) qui le premier a proposé un modèle pour expliquer quantitativement les effets de l'isostasie régionale, où le rayon de compensation R est proportionnel à la résistance de la croûte (Figure 1-13). R. Gunn en 1943 a montré que les principales anomalies de gravité associées à différents types de charges géologiques (par exemple chaînes de montagne, monts sous-marins, marges passives) pourraient s'expliquer en supposant que la lithosphère se comporte comme une plaque élastique mince recouvrant un fluide visqueux.

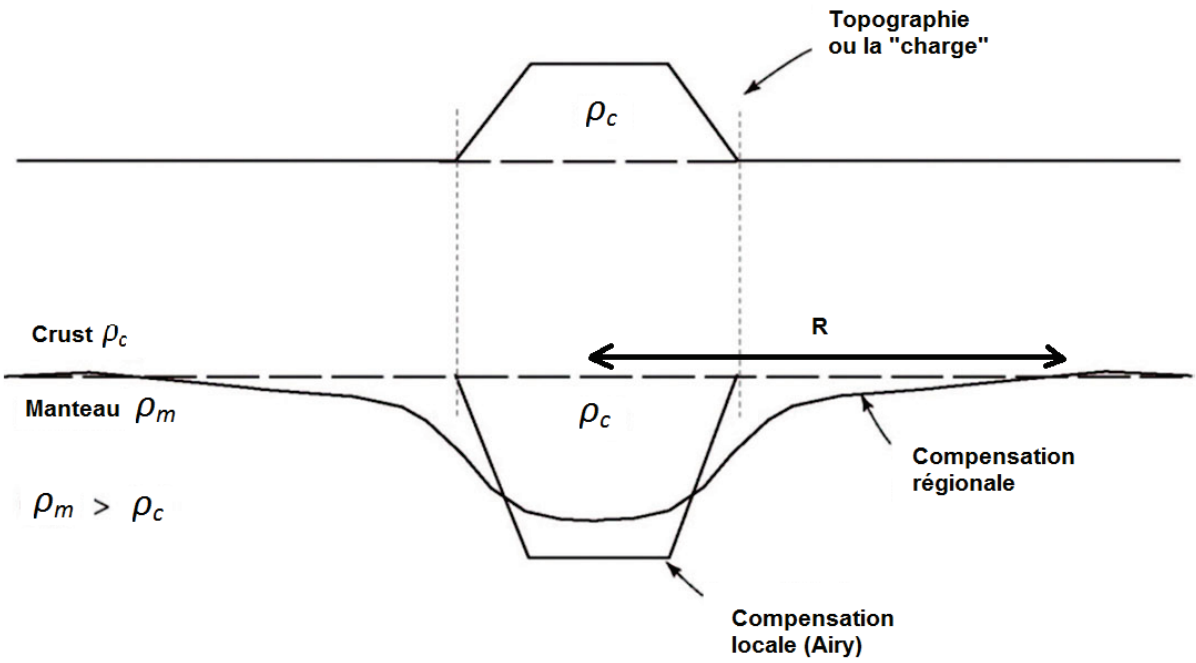


Figure 1-13. Comparaison entre les modèles locaux et régionaux de l'isostasie. R représente le rayon de compensation régionale selon Vening Meinesz (1931) (modifié à partir de Watts, 2001b).

Depuis, de nombreux chercheurs ont étudié la déformation de la lithosphère en fonction des charges appliquées (Gunn 1943 ; Heiskanen & Vening Meinesz 1958 ; Jeffreys 1959 ; Walcott 1970a, b, c ; Hanks 1971 ; Cochran 1973 ; Watts & Talwani 1974). Dans ces études, la lithosphère et le manteau lithosphérique sont modélisés comme une plaque élastique mince recouvrant un substrat fluide. La déflexion ω de cette plaque mince s'écrit :

$$D\frac{d^4\omega}{dx^4} + (\rho_m - \rho_c)g\omega = 0$$

Ou D est la rigidité flexurale, ρ_m la densité du manteau, ρ_c la densité de la croûte lithosphérique et g est l'accélération de la gravité.

La rigidité flexurale de la plaque est reliée à l'épaisseur élastique équivalente Te selon :

$D = \frac{E.T_e^3}{12(1-\vartheta^2)}$ Où E et v sont, respectivement, les modules de Young et le coefficient de Poisson qui sont les paramètres élastiques de la plaque.

En faisant varier l'épaisseur élastique équivalente Te, à la fois l'amplitude et la longueur d'onde de la flexion ω changent (Figure 1-14). L'anomalie gravimétrique (charge + flexion) résultante sera donc affectée par ces variations.

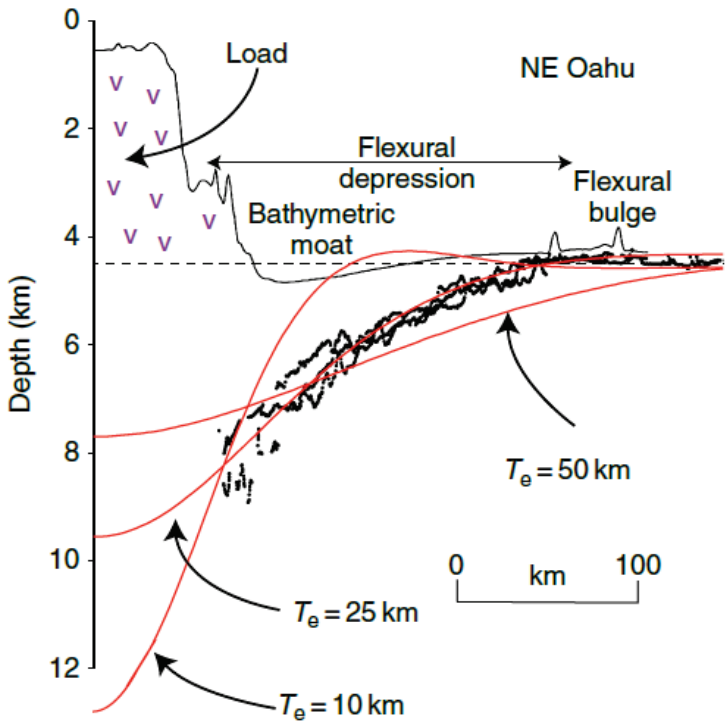


Figure 1-14. Comparaison entre les flexions observée et calculée au niveau du profil Nord Est de l'île d'Oahu, Hawaï. La flexion observée (cercles noirs) montre le sommet de la croûte océanique telle qu'imagée sur les profils sismique réflexion. La flexion calculée (lignes rouges) est basée sur un modèle tridimensionnel de plaque élastique, où la charge est donnée par la bathymétrie profonde inférieure à 4,5 km (ligne pointillées) et une épaisseur élastique, Te, de 10, 25 et 50 km. (Watts, 2001b).

Comme on l'a vu précédemment, La réponse lithosphérique à une charge de surface est la flexion (Figure 1-15). L'élasticité est alors utilisée en tant que simple interprétation rhéologique de résistance à la flexion.

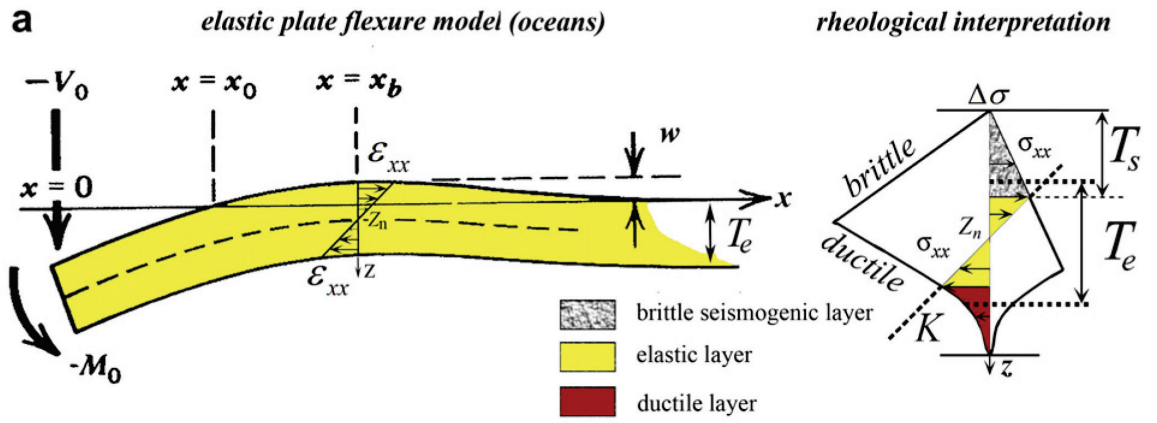


Figure 1-15. Réponse de la lithosphère à une force verticale (V0 et à un moment M0 appliqués sur un bord libre, l'autre bord étant fixé. La figure de droite montre une distribution de des contraintes de fibre résultat de la déflexion au point xb. Zn est le plan neutre. Te est l'épaisseur élastique équivalente de la plaque. D'après Turcotte et Schubert (2002), modifié par Burov (2011).

La tendance de la lithosphère océanique à créer des fossés océaniques peut s'expliquer en termes de propriétés mécaniques. Un matériau élastique idéal peut résister à n'importe quel niveau de contrainte. Dans le cas des matériaux réels, les niveaux de contraintes sont limités par la limite d'élasticité de la roche aux profondeurs correspondantes. La contrainte de fibre dans une plaque en flexion augmente avec la distance par rapport au plan neutre. En conséquence, les parties les plus hautes et les plus basses de la plaque sont soumises à des tensions plus élevées et peuvent subir une déformation fragile ou ductile dès que la déformation ne peut plus être accommodée de manière élastique. Ces régions constituent des zones de faiblesses mécaniques. Une charge mise en place sur la lithosphère océanique sera donc soutenue en partie par la résistance élastique qui sera réduite par les déformations inélastiques (fragile et ductile) de la plaque (Burov, 2011).

Les études isostatiques d'estimation de Te suivent deux approches, la modélisation directe et la modélisation inverse. Dans la modélisation directe, l'anomalie gravimétrique due, par exemple, à une charge topographique et à sa compensation flexurale est calculée pour différentes valeurs de Te et comparée à l'anomalie gravimétrique observée. Le meilleur

ajustement de Te est alors déterminé comme celui qui minimise le mieux la différence entre les anomalies gravimétriques observées et calculées (Watts, 2001).

Dans la modélisation inverse, l'anomalie gravimétrique et la topographie sont combinées pour estimer directement l'épaisseur élastique Te en calculant la fonction de transfert entre elles en fonction de la longueur d'onde (l'admittance ou la cohérence sur la Figure 1-16) et en la comparant aux prédictions à différentes valeurs de Te (Forsyth, 1985; Pérez-Gussinyé and Watts, 2005, et références citées).

Comme pour toutes les méthodes du champ de potentiel, la modélisation directe et l'inversion des données gravimétriques n'ont pas de solution unique, ce qui rend ces méthodes peu fiables dans les milieux complexes en l'absence d'autres contraintes par exemple sur la densité des roches de la croûte.

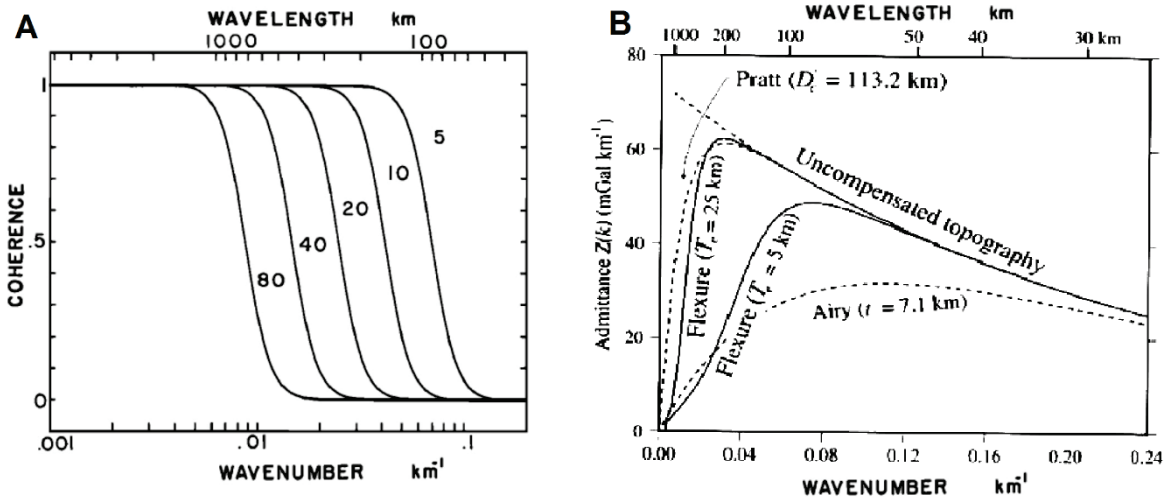


Figure 1-16. A : cohérence prédite en fonction de la longueur d'onde pour une charge égale à la surface de la plaque et au Moho (profondeur de 30 km). Les chiffres indiquent l'épaisseur élastique effective Te en kilomètres. La longueur d'onde de la transition entre la gravité et la topographie cohérente et incohérente doit fournir une indication directe sur la rigidité flexurale. B : admittance gravitationnelle pour un modèle non compensé, le modèle d'Airy, le modèle de Pratt et le modèle de flexion (le modèle de flexion est basé sur Te = 5 et 25 km) (d'après Forsyth, 1985).

Dans les régions océaniques, cependant, la modélisation directe et inverse donne des valeurs similaires de Te, à l'exemple de la chaîne de montagne hawaïenne où la modélisation directe donne une épaisseur élastique Te de 25±9 km tandis que la modélisation inverse (spectrale) basée sur la méthode de l'admittance de l'anomalie à l'air libre donne une épaisseur élastique d'environ 20 à 30 km (Watts, 1978).

1.3.3 Utilisation de la gravité dans l'étude des marges passives

Les premières mesures du champ de gravité au niveau des fonds océaniques ont été faites dans le début des années 1920 par le géophysicien Néerlandais F.A. Vening Meinesz, en utilisant un gravimètre à pendule à bord d'un sous-marin de la Marine royale néerlandaise (voir Watts, 2001b pour les références). Depuis, plusieurs mesures ont été effectuées fournissant des informations précieuses sur le champ de gravité de la Terre sur de vastes régions océaniques. En outre, depuis les années 50, des mesures gravimétriques continues à bord des navires de surface ont été lancées (Worzel, 1959). Ces mesures ont été améliorées tout au long des années 60 et 70 car elles présentaient à l'origine de grandes imprécisions (5-40 mGal ; Bell & Watts, 1985) qui, depuis, ont été ramenées à une précision de mesure de l'ordre de 1-3 mGal (Bowin et al. 1972). Le développement de l'altimétrie radar (Tapley et al., 1982) et la construction de grilles de l'anomalie de Bouguer et du gradient vertical au niveau de tout le globe, ont permis de montrer l'étroite relation entre la gravité et la tectonique des plaques (Sandwell & Smith, 1997).

Une des caractéristiques les plus importantes du champ de gravité au niveau des océans est l'anomalie d'effet de bord qui est parallèle, à peu près, à la côte au niveau de la plupart des marges continentales passives (Figure 1-17). Typiquement, cet effet de bord se manifeste par une anomalie élevée à la bordure du plateau, et par une anomalie faible au niveau du pied de pente et du plateau océanique (Worzel, 1965 ; Talwani & Eldholm, 1973 ; Rabinowitz, 1974 et Rabinowitz & Jung, 1986).

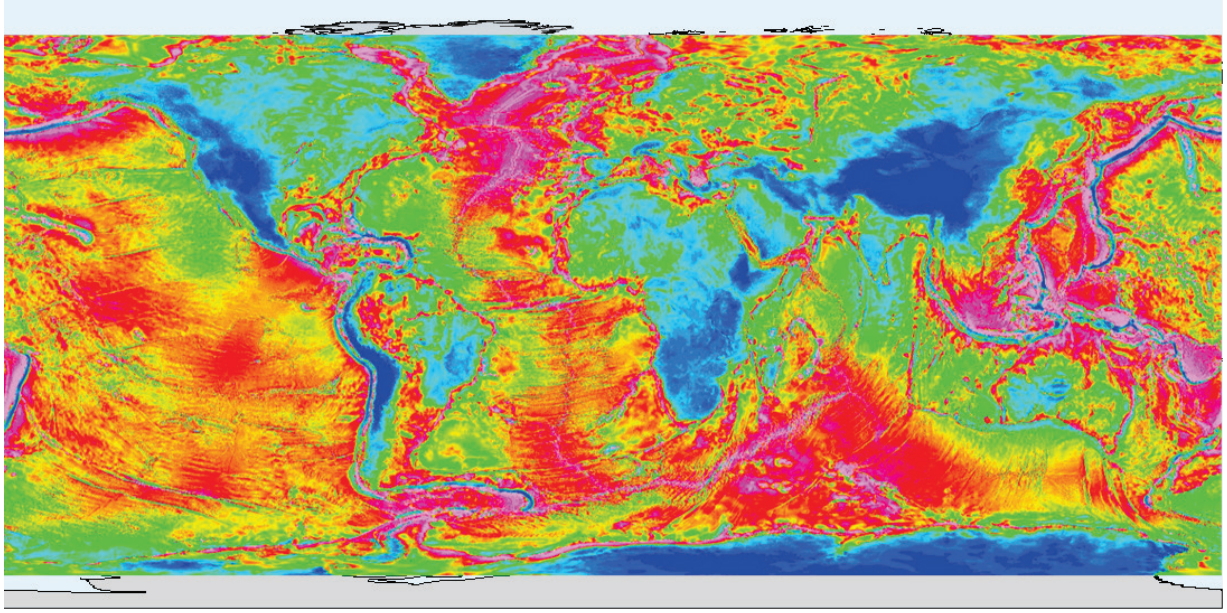


Figure 1-17. Carte de la gravité mondiale, anomalie de Bouguer à terre, anomalie à l'air libre en mer, mGal, d'après Sandwell (2014). Noter la présence d'un effet de bord au pied des marges continentales passives (par exemple, autour de l'Atlantique), manifesté par une double anomalie positive et négative étroite à cette échelle (contrairement à celles des zones de subduction comme dans le Pacifique, qui apparaissent beaucoup plus larges).

Plusieurs modèles ont été proposés afin d'expliquer ces anomalies gravimétriques limitrophes des marges continentales passives. Ces modèles supposent que l'amincissement de la croûte et la charge de sédiments ont été compensés isostatiquement (dans le sens d'Airy) et que les résidus isostatiques calculés (différence entre l'anomalie gravimétrique observée et calculée) reflètent les changements latéraux de la densité moyenne de la croûte, probablement associés à la transition océan-continent (TOC) (Worzel, 1968 ; Talwani & Eldholm, 1973 ; Rabinowitz & Labrecque, 1977, 1979). D'autres modèles proposent, par contre, que ces anomalies gravimétriques pourraient s'expliquer en supposant que la charge sédimentaire a été soutenue par une résistance lithosphérique finie (Walcott, 1972 ; Cochran, 1973 ; Karner & Watts, 1982 et Diament et al, 1986).

Watts (1998) a proposé une approche alternative pour modéliser la signature gravimétrique des marges passives. Il contraint l'épaisseur des sédiments et la structure de la croûte terrestre pour déterminer séparément la contribution de chaque processus (tel que le rifting ou la sédimentation) au champ de gravité observé. Cette technique a été appliquée successivement aux segments de marges passives le long de la côte Est des Etats-Unis (Watts,

1988 et Wyer & Watts, 2006), le continent africain (Watts & Marr, 1995 ; Stewart et al, 2000 et Watts, 2001a), l’ouest de l'Inde (Chand et Subrahmanyam, 2003), et les marges conjuguées Australie-Antarctique du sud (Close, 2004). Elle a fourni des informations importantes sur la résistance à long terme de la lithosphère continentale, sur l'emplacement de la TOC et sur la segmentation mécanique des marges continentales passives (Stewart et al, 2000 et Wyer & Watts, 2006).

Nous allons donc appliquer ces techniques au niveau de la marge algérienne (Méditerranée occidentale) afin de mettre en évidence et d’expliquer d’éventuels déséquilibres isostatiques.

CHAPITRE 2

Contexte géodynamique et objectif de l'étude de la marge Algérienne

2 Contexte géodynamique et objectif de l'étude de la marge Algérienne

2.1 Géodynamique de la marge Algérienne

2.1.1 Evolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale

La Méditerranée occidentale appartient au système orogénique alpin et est située près de la frontière des plaques Afrique et Eurasie. Le bassin occidental de la Méditerranée représente une structure complexe unique, avec ses chaînes de montagnes escarpées et de grands blocs continentaux insulaires qui séparent plusieurs sous-bassins (Figure 2-1).

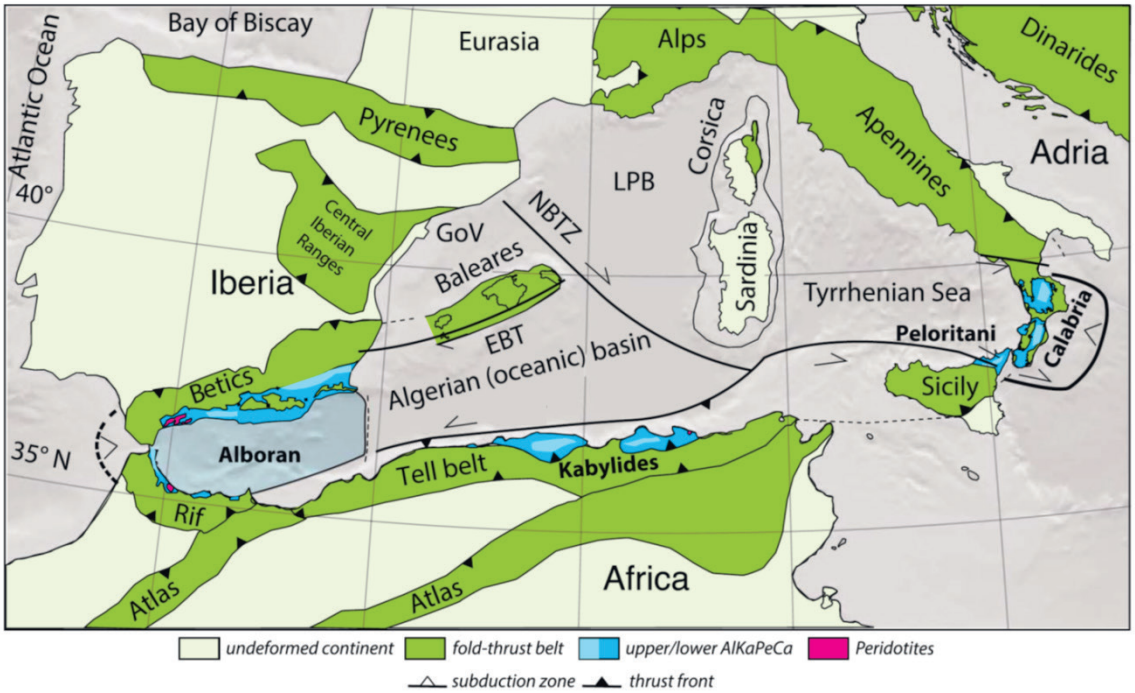


Figure 2-1. Carte tectonique schématique de la Méditerranée occidentale. EBD = faille transformante d'Emile Baudot ; LPB = bassin liguro-provençal ; GdV = Golfe de Valence ;; NBTZ = zone transformante des Baléares (d'après Van Hinsbergen et al., 2014, modifiée).

Au cours du Lias, l'ouverture de l'Atlantique central a entraîné un mouvement de décrochement sénestre entre les plaque Africaine et Ibérique, créant une zone transformante passant par le détroit de Gibraltar (Roca et al., 2004). A peu près au même moment, la dislocation de la Pangée a conduit à l'ouverture de la Téthys alpine (Irving, 1977, 2004 ; Muttoni et al, 1996 ; Frizon de Lamotte et al, 2011). La marge passive Nord-Téthysienne est née à la bordure sud du système de blocs AlKaPeCa (Alboran, Kabylies, Péloritains, Calabre ;

Bouillin, 1986) avant leur « dispersion » (ou fragmentation), système attaché à la Sardaigne et aux îles Baléares en position d'avant-arc.

Pendant le Crétacé supérieur (84 Ma, Gelabert et al., 2002), le mouvement de la plaque Africaine a changé en raison de l'ouverture de l'Atlantique Sud, provoquant la convergence entre l'Europe et l'Afrique (Olivet et al., 1982 ; Dewey et al., 1989 ; Ricou, 1996 ; Rosenbaum et al, 2002a ; Cavazza et al, 2004 ; Schettino et Turco, 2010) (Figure 2-2).

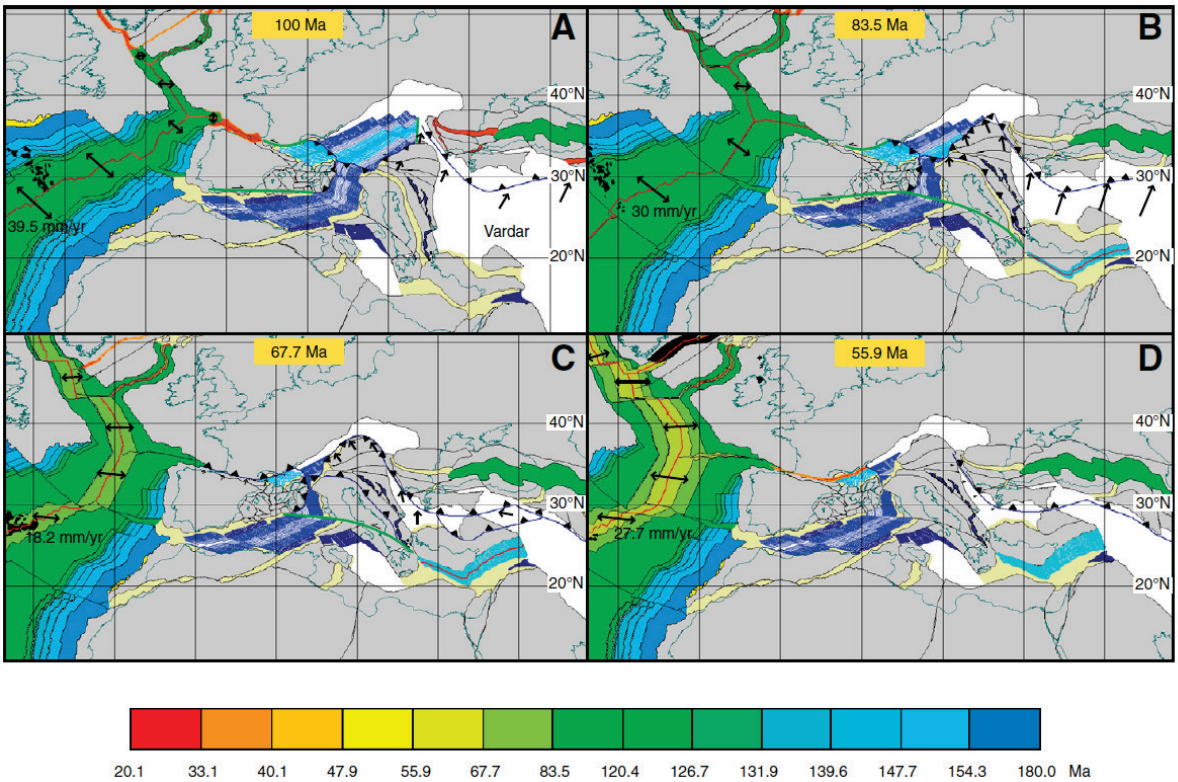


Figure 2-2. Reconstruction des plaques de la Téthys occidentale du Crétacé au Paléocène. (A) Albien (tardif). (B) Limite Santonien-Campanien. (C) Maastrichtien. (D) début de l'Yprésien. Selon Schettino et Turco (2010).

Ce nouveau régime de contraintes a initié la fermeture de l'océan Téthys, qui a été accommodée dans le Maghreb par une subduction vers le nord et l'ouverture du bassin Algérien d'arrière-arc entre la plaque stable Eurasiatique et les microcontinents AlKaPeCa. Cette étape s'est achevée par la collision entre les blocs continentaux AlKaPeCa et l'Afrique, l'Ibérie et l'Apulie (Lonergan & White, 1997 ; Gueguen, 1998 ; Verges & Sabat, 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Faccenna et al., 2001 ; Roca, 2001 ; Rosenbaum et al., 2002a ; Mauffret et al., 2004). Ces blocs continentaux, appartenant initialement à la marge européenne (Bouillin, 1986), se sont divisés en plusieurs sous-blocs qui ont migré vers le sud et ont formé les zones internes de la ceinture sud-alpine en Méditerranée après leur collision

avec l'Afrique du Nord (Figure 2-3). La migration de ces blocs continentaux vers le sud, l'est ou l'ouest est généralement interprétée comme résultant du retrait (roll-back) du slab Téthysien dans ces mêmes directions, entraînant la fragmentation et la « dispersion » de ces blocs (Gueguen et al., 1998 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Figure 2-3).

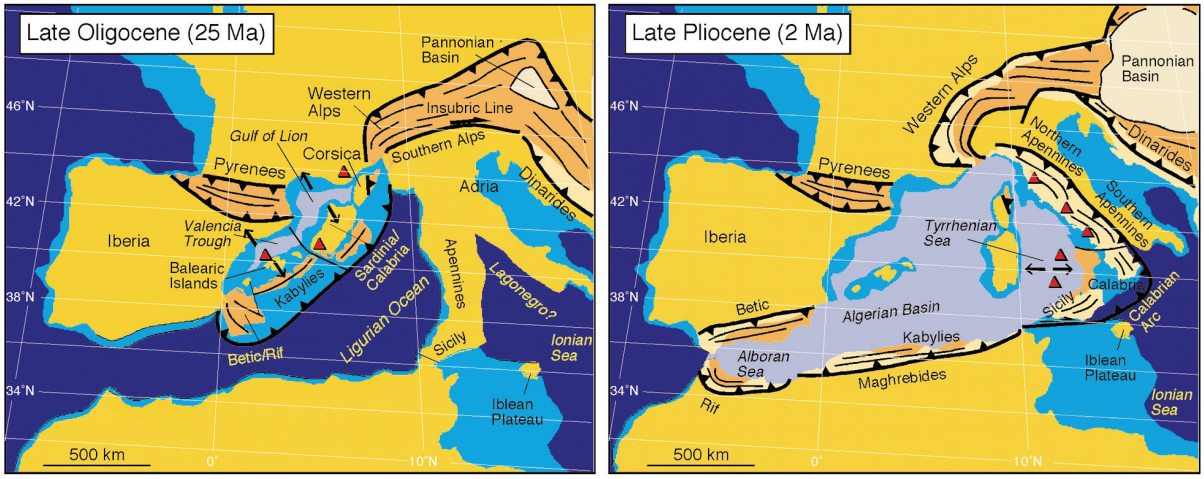


Figure 2-3. Reconstruction paléogéographique de la Méditerranée Occidentale depuis l'Oligocène jusqu'au Pliocène (Rosenbaum et al., 2002).

Un modèle cinématique en deux étapes de l'ouverture du bassin algérien a été proposé, avec une première ouverture N-S en raison de la migration vers le sud des blocs AlKaPeCa à 35 Ma, suivie par une ouverture E-W avec la formation de croûte océanique par des centres d'accrétion de direction N-S entre 16 et 8 Ma (Mauffret et al., 2004 et 2007 ; van Hinsbergen et al., 2014). Selon cette hypothèse, le stade tardif de l'ouverture du bassin est associé à la migration vers l'ouest de la microplaque Alboran et la migration vers l'est de la microplaque Calabraise, cette migration s'étant produite après la collision des massifs des Kabylies avec l'Afrique du Nord.

Le magmatisme attribué au détachement du slab s'est produit au début du Langhien (~15 Ma) au centre de la marge algérienne et s'est ensuite propagé à l'ouest et à l'est, appuyant l'hypothèse de la migration en sens opposés lors de la déchirure du slab où une partie migre vers la Calabre et l'autre vers Gibraltar (Carminati et al., 1998 ; Maury et al., 2000 ; Savelli, 2002 ; Spakman & Wortel, 2004) (Figure 2-4).

La convergence actuelle Afrique-Europe est assez marquée en Algérie, à la fois dans les bassins côtiers à terre (par exemple les bassins du Chélif et de la Mitidja) et dans l'offshore, avec des structures caractéristiques en pli-failles et chevauchements (Boudiaf, 1996 ;

Déverchère et al., 2005; Yelles-Chaouche et al., 2006;. Domzig et al., 2006; Yelles et al., 2009;. Kherroubi et al, 2009).

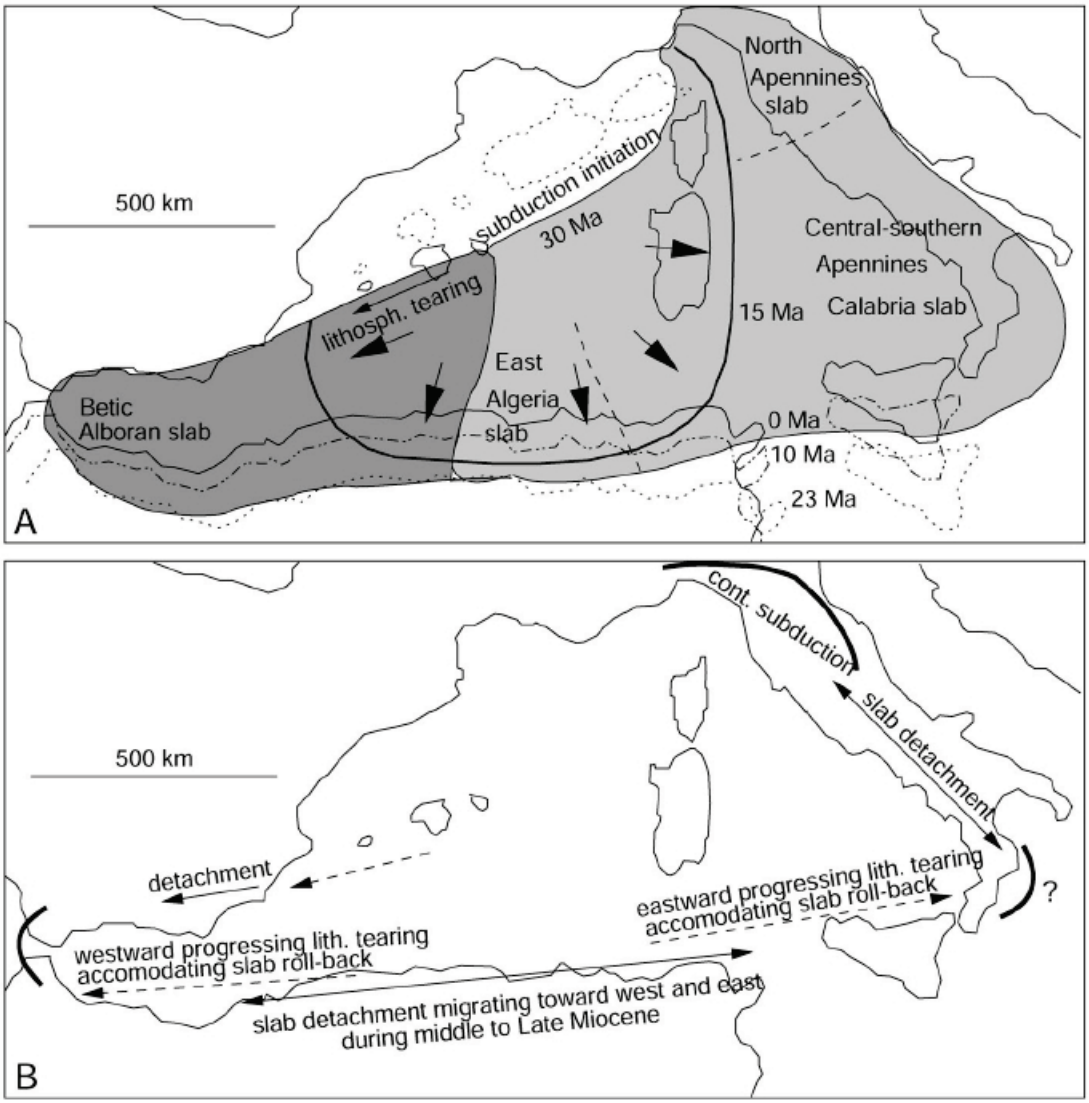


Figure 2-4. Evolution cinématique de la Méditerranée occidentale. A) Reconstitution de la Téthys alpine occidentale basée sur la quantité de lithosphère subduite et la géométrie du slab. B) Migration vers l'Est et vers l'Ouest des fragments de slab (Spakman & Wortel, 2004).

2.1.2 Reprise en compression de la marge algérienne

Le nord de l'Algérie correspond à une frontière de plaques majeure. Cette frontière active concentre la presque totalité de la déformation actuelle liée à la convergence Afrique-Europe en Méditerranée occidentale. De nombreux autres indicateurs que la géodésie, comme les mécanismes au foyer de séismes et les observations de terrain témoignent d'un état de contrainte généralisé en compression et transpression sur une large frange s'étendant

depuis au moins le pied de marge au nord jusqu'aux confins de l'Atlas Tellien au sud (Stich et al., 2006 ; Yelles et al., 2006 ; Serpelloni et al., 2007 ; Palano et al., 2015 ; Figure 2-5).

La Figure 2-6 montre que le raccourcissement se répartit en effet entre la terre (~3 mm/an) et la mer (~2 à ~3 mm/an) (Dewey et al. 1989 ; Serpelloni et al. 2007 ; Carminati et al. 2012). En effet, Palano et al. (2015) montrent très bien que pour la partie centre et ouest de l'Algérie, la valeur en mer du raccourcissement est très probablement compris entre 1 à 2 mm/an, compte tenu de la compression dans les Bétiques (Figure 2-7).

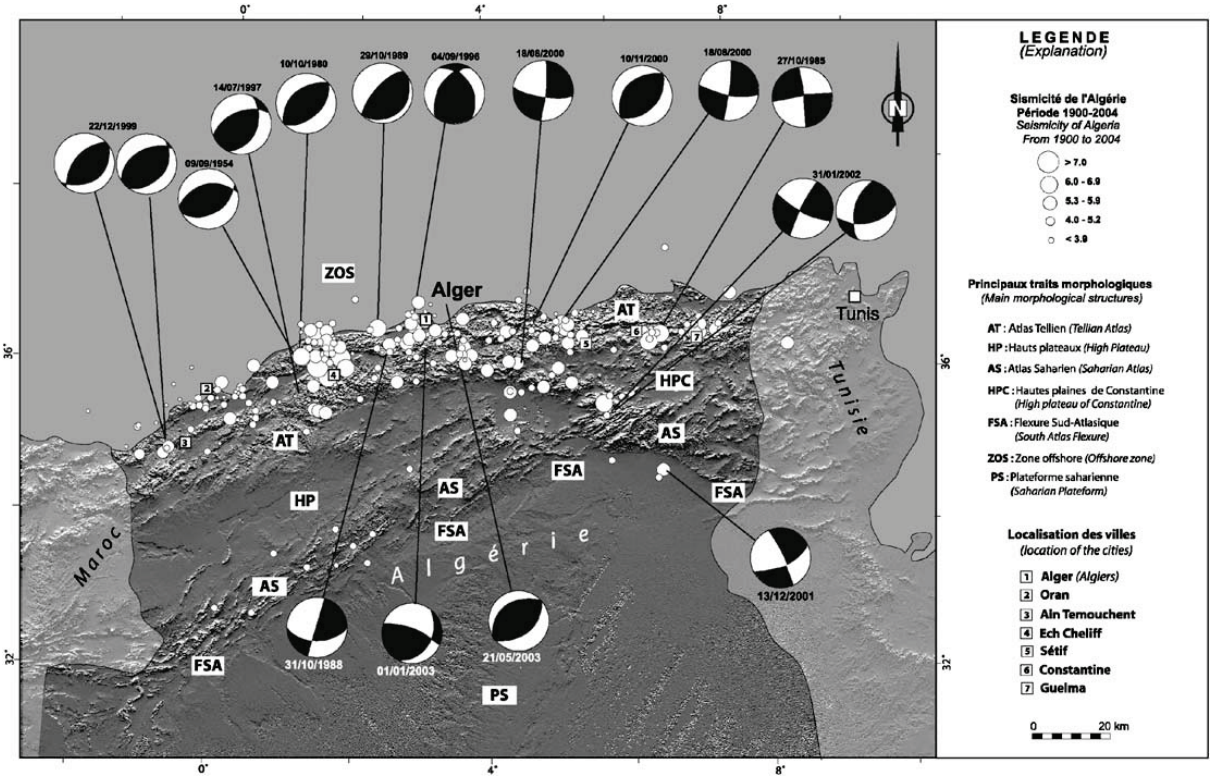


Figure 2-5. Carte Sismicité et mécanismes au foyer du Nord de l'Algérie (Yelles et al.,2006).

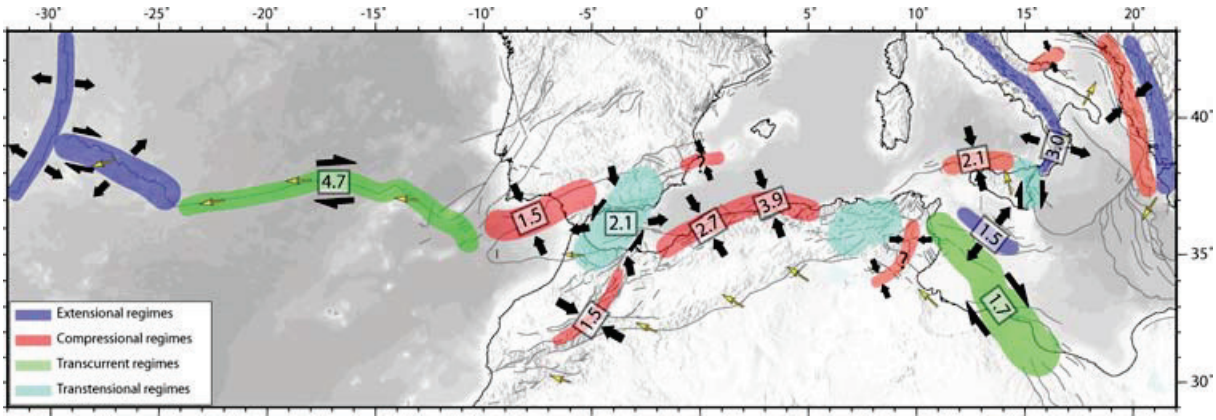


Figure 2-6. Carte schématique des principales caractéristiques cinématiques et tectoniques de la limite de plaque Nubie-Eurasie. Taux de déformation en mm/an (Serpelloni et al., 2007). Remarquer que le bloc Corso-Sarde et l'Ibérie ne présentent pas de mouvements relatifs, ce qui implique que la convergence Afrique-Europe est « absorbée » en Afrique du Nord.

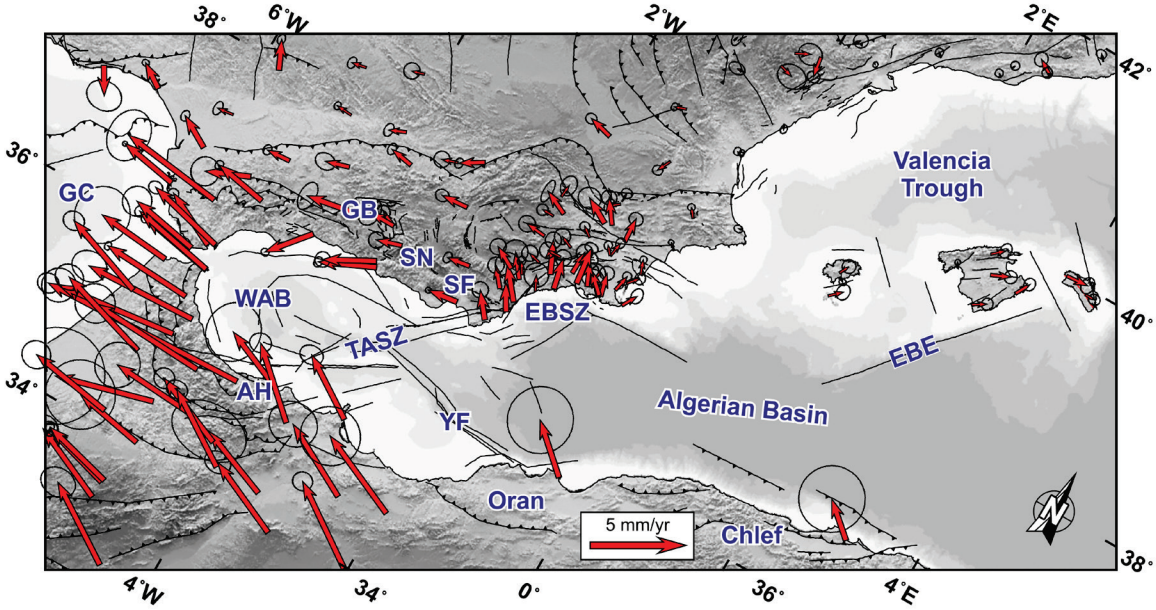


Figure 2-7. Vitesses GNSS avec l'ellipse de confiance 95% dans un système de référence Eurasien fixe pour la marge Algérienne. Les abréviations : GC, Gulf de Cadix; WAB, bassin Ouest Alboran; AH, Al-Hoceima; GB, bassin de Grenade SN, Sierra Nevada; SF, Sierra de Filabres; TASZ, Trans-Alboran Shear Zone; EBSZ, Shear Zone Est Bétiques; YF, faille de yusouf; EBE, Escarpement Emile Baudot (d'après Palano et al., 2015).

Auzende et al. (1972, 1975) ont suggéré qu'une initiation d'une subduction pourrait se produire au large de l'Algérie. Cette suggestion était basée sur l'étude de profils de sismique réflexion effectués au niveau du bassin algérien qui a montré un approfondissement important du toit des unités messiniennes en s'approchant de la côte algérienne.

Cette bordure continentale constitue ainsi un type de marge relativement rare à la surface du globe : ce n'est ni une subduction, ni une marge passive. Elle représenterait le passage entre la cessation d'une subduction (la Téthys Maghrébine) et la naissance probable d'une autre par inversion d'une marge passive (Yelles et al., 2009 ; Frizon de Lamotte et al. 2011).

Les résultats issus des anciennes campagnes (MARADJA 2003 et SAMRA-MARADJA 2005) ont permis d'observer la structure superficielle détaillée de la marge et de la bordure du Bassin Algérien. En effet, les données de bathymétrie et de sismique-réflexion marine ont permis d'identifier des indices de la déformation compressive active dans le bassin (Yelles et al., 2009 ; Strzerzynski et al., 2010 ; Billi et al., 2011 ; Déverchère et al., 2005).

2.1.2.1 Secteur oriental

Dans la région orientale de la marge, la bathymétrie et la sismique haute résolution montrent des structures superficielles comparables à celle de la marge à l'est d'Alger où s'est produit le séisme de Boumerdes (Mw = 6.8, Yelles et al, 2004). Toutefois, contrairement à la région de Boumerdès, le secteur d'Annaba n'a pas connu de grand séisme historique, alors que les modèles GPS prédisent une vitesse de convergence plus rapide à l'est qu'à l'ouest de la marge Algérienne (Serpelloni et al., 2007). A terre, dans l'est Algérien, la sismicité est plutôt de magnitude faible à modérée avec une fréquence élevée (Maouche et al., 2010). L'identification d'un ensemble de plis et chevauchements au pied de la marge atteste de la réactivation récente de cette région au large de la ville d'Annaba (Kherroubi et al., 2009). En effet, 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. Cette déformation, plus récente que dans la région d'Alger, indiquerait un âge de début de jeu des failles estimé de l'ordre d'1 Ma, associé à un taux de raccourcissement inférieur à ~1mm/an (Kherroubi et al., 2009).

2.1.2.2 Secteur central

Dans la partie centrale de la marge au niveau des Kabylies, les résultats suggèrent l'existence de plis et de failles sous la marge (Domzig et al, 2006 ; Déverchère et al., 2005). Ces structures traduisent la reprise en compression de la bordure continentale de la marge algérienne. En plus, la géométrie des dépôts récents suggère l'existence de failles aveugles sous la marge (Domzig et al., 2006 ; Déverchère et al., 2005 ; Mauffret, 2007), à l'exemple du segment de faille à l'origine du séisme de Boumerdes, faille inverse à vergence nord située entre ~5-15 km de profondeur (Bounif et al., 2004 ; Yelles et al.,2004 ; Delouis et al., 2004).

Le développement de strates de croissance associées au fonctionnement de bassins en "roll-over" étroits sur la pente continentale et les larges bassins en "piggy-back", contrôlés par un système de rampes crustales à pendage sud dans le bassin profond, sont les marqueurs de la réactivation de la marge algérienne au niveau de cette zone (Cope, 2003 ; Déverchère et al., 2005 ; Domzig et al., 2006a ; Leprêtre, 2013 ; Leprêtre et al., 2013).

Toujours dans la partie centrale au niveau de l'Algérois, le secteur de Tipaza présente la spécificité d'avoir un haut topographique sous-marin appelé le banc de Khayr-al-Din. En effet, la marge s'élargit d'environ 40 km au niveau de la Baie de Bou Ismail à l'Ouest d'Alger. Cet élargissement de la marge pourrait indiquer la présence d'un bloc basculé hérité de la phase de rifting à l'origine du bassin algérien (El Robrini et al., 1986 ; Yelles et al., 2009). Ce bloc est témoin d'un redressement des structures héritées de l'ouverture du bassin algérien avec un taux de soulèvement moyen d'environ 0.15 mm/an (Pedoja et al., 2013) représentant un soulèvement modéré (moderate uplift : 0.1 et 0.2 mm/an, d'après Pedoja et al. (2011) Figure 4, cas B).

2.1.2.3 Secteur occidental

Le segment nord-ouest de la marge Algérienne se singularise par un contexte géodynamique différent du reste de la marge algérienne. D'une part, la pente continentale, plus raide qu'ailleurs, ainsi que la structure profonde, traduisent une formation en contexte transformant plutôt que divergent (Spakman et Wortel, 2004 ; Medaouri et al., 2014 ; Badji et al., 2015 ; van Hinsbergen et al., 2014 ; Figure 2-4). D'autre part, les indices structuraux de reprise en compression y sont plus faibles (Domzig et al., 2006 ; et références incluses).

2.2 Enjeux de l'étude de la flexion au niveau de la marge Algérienne

Les mouvements horizontaux résultant de la convergence Afrique-Europe semblent être en grande partie absorbés par la déformation de la marge Nord-Algérienne (Palano et al., 2015). A côté de la détection des failles actives en surface ou sub-surface, comprendre comment cette marge se déforme à l'échelle de la lithosphère peut permettre d'aborder la thématique plus générale des débuts de la fermeture des bassins océaniques et de l'initiation de la subduction.

Cette thèse étudie la structure thermique et mécanique de la marge Algérienne et son impact sur son comportement flexural et sa déformation long-terme. L'intérêt majeur de cette étude résulte dans l'intégration d'un large éventail de résultats géologiques et géophysiques disponibles le long du bassin Algérien et de sa marge continentale, ainsi que de l'utilisation de différentes approches de modélisation : une approche de quantification 2D du déséquilibre isostatique au niveau de la marge le long des profils de vitesse où la structure de la croûte est bien contrainte, et une modélisation thermomécanique 2D long-terme.

Cette thèse s'appuiera sur les données de topographie, de bathymétrie, et surtout sur des données de gravimétrie à terre et en mer via une compilation et une homogénéisation des données en libre accès du Bureau Gravimétrique International (BGI), combinées avec des données terrestres du CRAAG et des données marines de la campagne SPIRAL. Ces données seront confrontées aux structures crustales profondes imagées par les profils de vitesse issus de la sismique grand-angle. L'application de la modélisation isostatique et flexurale à ces profils permettra de caractériser la segmentation mécanique de la marge Algérienne.

Dans un premier temps, nous allons utiliser le champ de gravité comme outil pour l'étude des structures et de l'équilibre dynamique de la marge algérienne. Ainsi, l'anomalie à l'air libre sera utilisée pour détecter des anomalies isostatiques. La comparaison avec les profils sismiques et avec la géologie terrestre permettra de faire la part des variations de densité crustales et des variations de profondeur du Moho. Dans un second temps, nous utiliserons des modèles de flexion, avec le meilleur ajustement obtenu, comme points de départ afin de contraindre nos modèles rhéologiques et de quantifier la déflexion de la lithosphère océanique comme réponse potentielle (possible) à la compression active. Les contraintes sur les âges, les durées des principaux événements géodynamiques, la structure thermique, et l'historique de la subsidence et de soulèvement côtier, permettront ensuite de proposer un modèle thermomécanique qui reproduit au mieux la déformation de la marge.

2.3 Projet SPIRAL

Les analyses présentées dans cette thèse sont essentiellement basées sur les résultats du traitement de données de sismique profonde (grand-angle et réflexion) acquises lors de la campagne SPIRAL en 2009.

Le programme de recherche partenarial et pluriannuel SPIRAL (« **S**ismique **P**rofonde et **I**nvestigation **R**égionale du Nord de l'**AL**gérie ») a notamment permis la réalisation d'une campagne d'acquisition en mer de données géophysiques visant à étudier la structure profonde de la marge nord-algérienne au moyen de méthodes sismiques de « grande pénétration » : sismique-réflexion verticale basse fréquence, mais aussi par sismique grand-angle avec déploiement de stations sismologiques en fond de mer et à terre. Il s'inscrit dans la suite des campagnes océanographiques MARADJA 1 et 2 (**MAR**ge **A**ctive **DJA**zaïr), et PRISME - co-organisées par le CRAAG, l'IUEM et l'IFREMER avec la participation de la SONATRACH -

qui, depuis 2003, ont permis de préciser la distribution de la déformation active en mer et les instabilités sédimentaires associées.

Ce projet Franco-Algérien SPIRAL est issu d'une étroite collaboration entre des institutions scientifiques algériennes (CRAAG, SONATRACH et DGRSDT) et des organismes de recherche français (Ifremer, l'Université de Bretagne Occidentale et Géoazur).

Dans ce travail, je m'appuierai sur les modèles de vitesses issus des différents traitements des 5 transects terre-mer de sismique grand-angle, répartis le long de la marge algérienne (Aidi *et al.* 2013 ; Leprêtre *et al.* 2013, Mihoubi *et al.* 2014, Badji *et al.* 2015, et Bouyahiaoui *et al.* 2015).

2.4 Objectifs du projet partenarial SPIRAL

Le projet SPIRAL a été lancé afin d'apporter les éléments nécessaires à la compréhension de la structure profonde de la marge algérienne et du système Nord-Maghreb dans son ensemble, dont on n'avait exploré jusqu'alors que la partie sédimentaire superficielle (MARADJA 2003, 2005).

Les objectifs majeurs du projet étaient la connaissance de la structure crustale générale depuis le bassin profond jusqu'aux chaînes côtières, en passant par la zone de transition terre-mer. Devaient ainsi être caractérisées, essentiellement, la croûte océanique, la nature et l'extension du domaine de transition entre les croûtes océanique et continentale, et la géométrie des structures liées à l'amincissement crustal continental sous la marge, notamment en vue de fournir des contraintes sur la typologie des segments de marge et l'évolution thermique de la marge et du bassin algérien.

Ainsi, le projet SPIRAL a apporté les contraintes sur la croûte profonde nécessaires à la compréhension de l'architecture globale du système géologique, depuis le bassin algérien jusqu'aux chaînes côtières, et a ainsi permis de définir la nature exacte des différents domaines juxtaposés au Cénozoïque et la géométrie des contacts anomaux.

2.5 Campagne d'acquisition

Ce travail s'appuie essentiellement sur les données marines de la campagne SPIRAL réalisée en 2009 à bord de l'Atalante (Ifremer). Cette campagne a permis d'acquérir essentiellement des profils de sismique de grande pénétration avec en continu des mesures de gravité et de magnétisme :

- 5 transects terre-mer de sismique grand-angle, répartis le long de la marge algérienne en noir sur Figure 2-8.
- 28 profils de sismique réflexion multitrace (SMT) avec des profils gravimétriques et magnétiques coïncidents (en jaune et rouge sur la Figure 2-8).

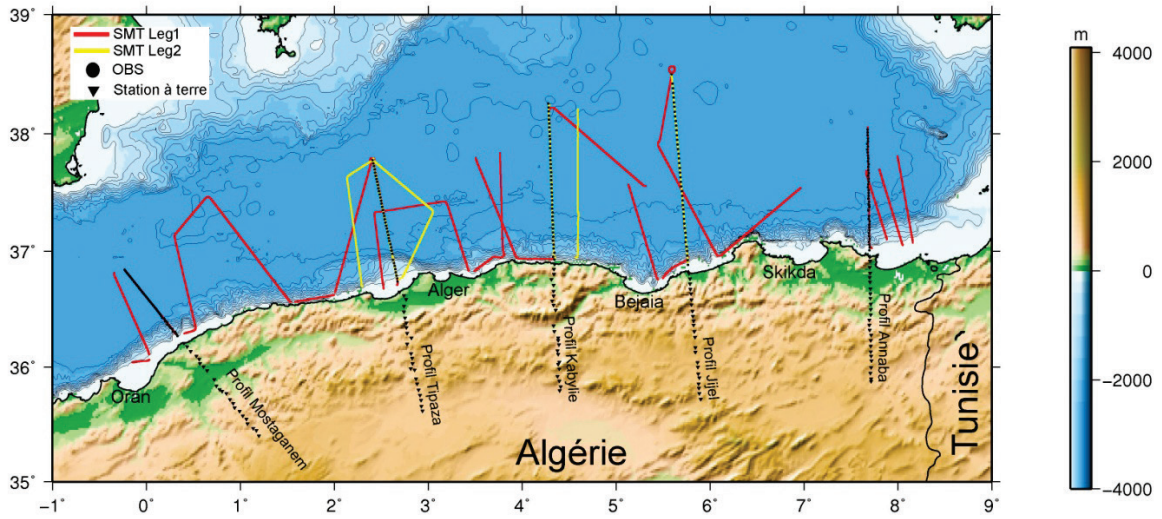


Figure 2-8. Plan de positionnement de données acquises lors de la campagne SPIRAL. Les profils terre-mer sont nommés en fonction des grandes villes côtières par lesquelles ces profils passent. Les 5 transects terre-mer sont représentés en noir ; OBS : cercles noirs ; stations à terre : triangles inversés noirs. Les lignes rouges et jaunes représentent l'acquisition SMT 360-traces et les profils gravimétriques et magnétiques coïncidant acquis durant les leg1 et 2 (d'après Bouyahiaoui, 2014).

Pour ce travail, ces nouvelles données ont été complétées par les données terrestres issues des bases de données suivantes :

- Les données terrestres du BGI (Bureau Gravimétrique International) : peu précises, rattachées au "réseau de Lagrula" datant des années 1950, sa précision est estimée à 1 mGal, ce réseau de base étant rattaché à celui de Postdam 1930 (Idres et Aifa, 1995).
- Les données terrestres du CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique) : précises et rattachées au réseau absolu d'Algérie (Abtout et al., 2014).

La structure de la marge et du bassin nord-algérien est imagée par les cinq grands transects du projet SPIRAL (Figure 2-8) le long desquels sont acquises des données de sismique multitrace profonde et de sismique grand-angle selon les méthodes développées dans les thèses de Leprêtre, 2013 ; Mihoubi, 2014 ; Badji, 2014 ; Bouyahiaoui, 2014 et Aidi, 2015.

Chaque transect échantillonne des segments distincts de la marge, tels que définis par des études récentes qui suggèrent des différences structurales significatives entre ces segments (voir par exemple Figure 2-9), (Domzig et al., 2006 ; Serpelloni et al., 2007 ; Yelles et al., 2009 ; Kherroubi et al., 2009 ; Strzerzynski et al., 2010 ; Cattaneo et al., 2010). Cet échantillonnage identifie pour chaque profil la partie continentale, la partie océanique ainsi que la transition entre les deux domaines (TOC : Transition Océan-Continent) selon les lois de vitesse 1D provenant de compilations de données pour différentes natures de croûte (White et al., 1992 pour les croûtes océaniques et Christensen et Mooney, 1995 pour les croûtes continentales).

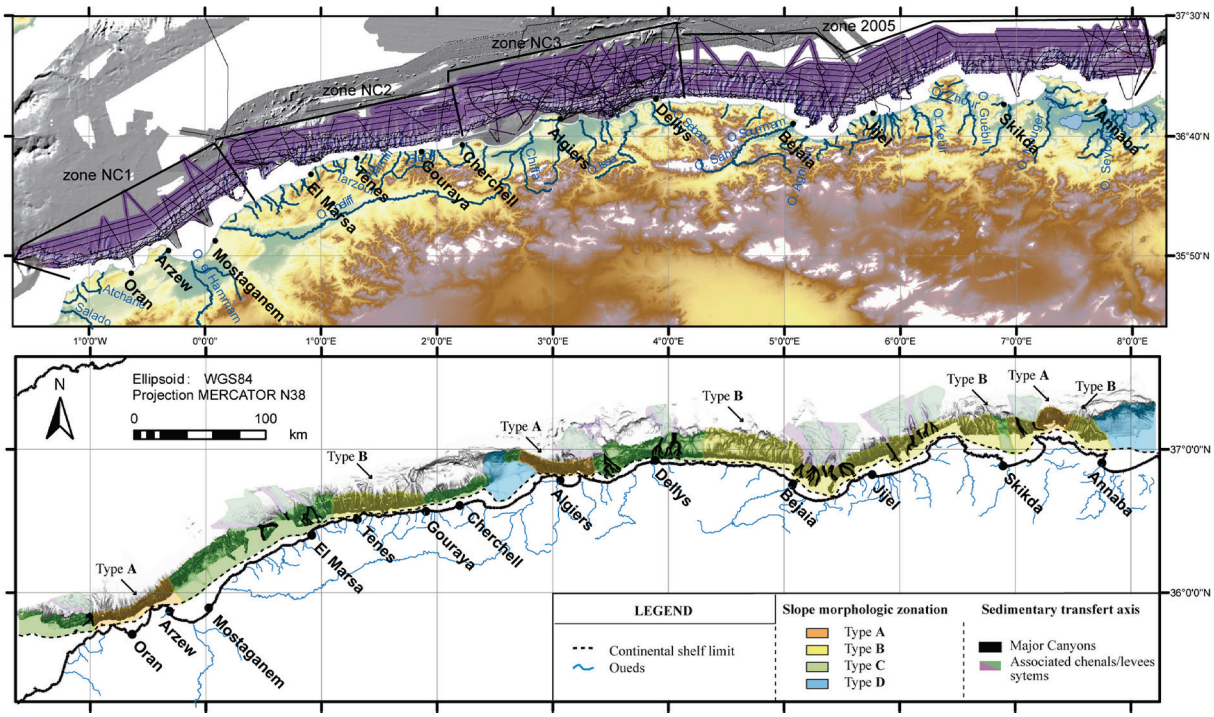


Figure 2-9. Domaines de bathymétrie multifaisceaux avec navigation de lignes sismiques (ci-dessus) et morphologique interprétation de la pente continentale (ci-dessous) d'après Cattaneo et al. (2010).

2.6 Principaux résultats structuraux de la campagne SPIRAL

2.6.1 Transect d'Annaba

Le profil d'Annaba se situe à l'extrême Est de la marge algérienne. Le modèle de vitesse, long de 200 km, issu du traitement du profil de sismique grand angle de Annaba (Figure 2-10), image une croûte océanique mince d'environ 5.5 km ; La modélisation des ondes S montre des coefficients de Poisson, de l'ordre de 0.28, caractéristiques d'une croûte océanique à dominante gabbroïque issue d'une accrétion lente et chaude (Bouyahiaoui,

2014). La croûte continentale évolue du continent vers l'océan via une zone d'amincissement homogène (croûte supérieure / croûte inférieure) large d'environ 60 km.

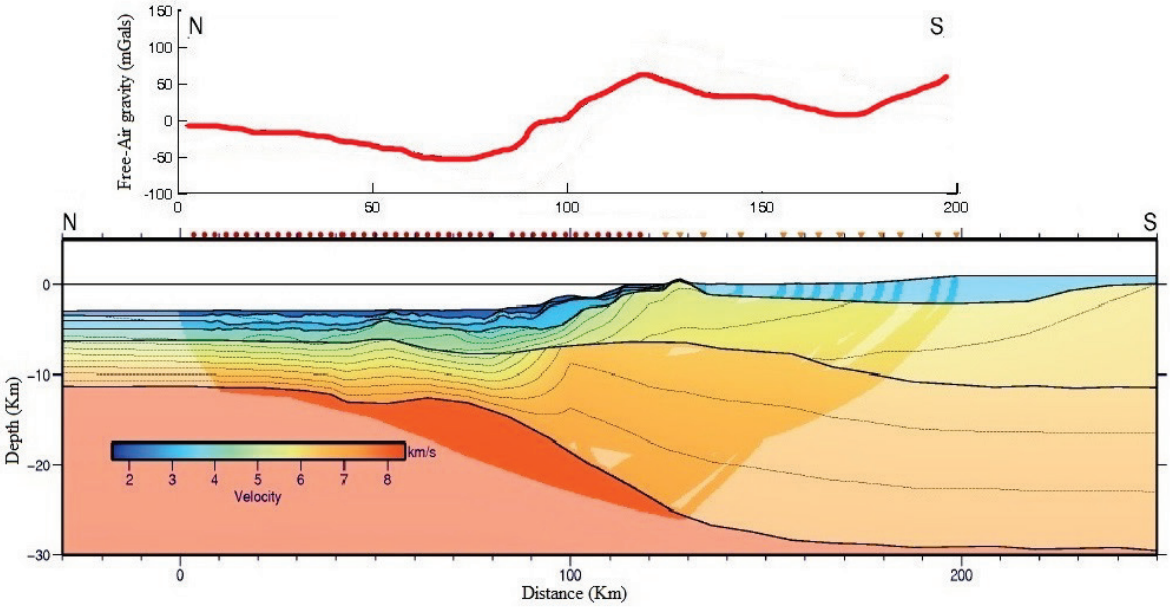


Figure 2-10. Haut : anomalie à l'air libre au niveau du profil d'Annaba. Bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil d'Annaba (Bouyahiaoui, 2014).

2.6.2 Transect de Jijel

Le profil de Jijel se situe au niveau de la petite Kabylie où se localise le séisme de 1856, dont la magnitude estimée est égale à 7,5. Il aurait produit un tsunami en Méditerranée occidentale (Harbi, 2003).

Le modèle de vitesse, long de 230 km, issu du traitement du profil de sismique grand angle de Jijel (Figure 2-11) indique une marge continentale étroite et très raide. De plus, l'amincissement n'est pas homogène (la croûte supérieure s'amincit plus rapidement que la croûte inférieure, qui s'étend plus largement vers le large). La croûte océanique est très homogène par contre, avec une épaisseur d'environ 5 km. L'épaisseur sédimentaire est homogène le long du profil mais augmente au niveau du pied de marge.

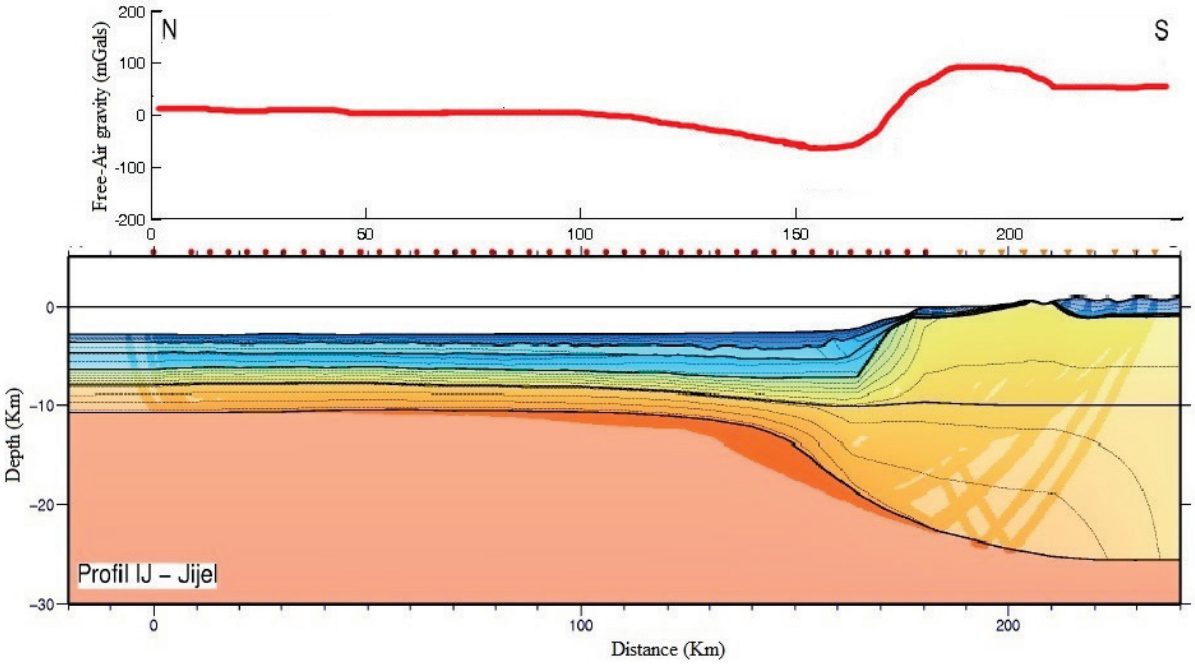


Figure 2-11. Haut : anomalie à l'air libre au niveau du profil de Jijel. Bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Jijel (Mihoubi, 2014).

2.6.3 Transect de Kabylie

Le profil de Kabylie traverse la grande Kabylie du Nord vers le Sud sur environ 200 km. Le modèle de vitesse issu du traitement du profil de sismique grand-angle de grande Kabylie (Figure 2-12) montre une marge plus large avec une zone d'amincissement d'une largeur de 60 km. Une zone intermédiaire où les caractéristiques de la croûte ne sont ni océaniques ni continentales, appelée la zone de transition océan-continent (TOC, Beslier, 1995 ; Dean et al., 2000), est soulignée par un graben étroit. Au nord du profil, un relief est interprété comme étant un socle volcanique d'âge miocène (Aidi, 2013).

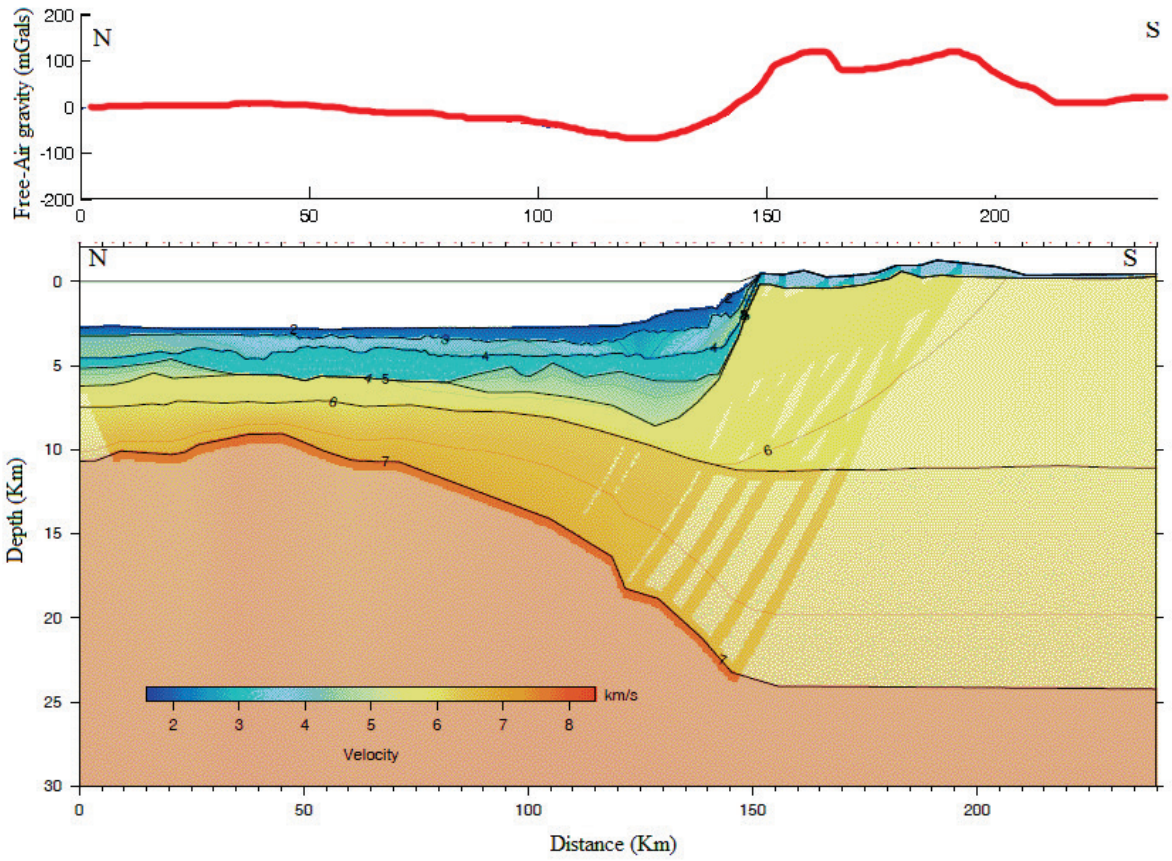


Figure 2-12. Haut : anomalie à l'air au niveau du profil de Kabylie. Bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Kabylie (Aidi, 2013).

2.6.4 Transect de Tipaza

Le transect Terre-Mer Tipaza d'orientation NE-SO s'étend depuis l'Atlas blidéen à terre au bassin profond algérien sur environ 230 km (Figure 2-13). Le modèle de vitesse issu du traitement du profil de sismique grand-angle de Tipaza montre que le banc de Khayr-Al-Din est d'origine continentale et peut correspondre à un bloc basculé issu du rifting (Yelles et al., 2009 et Leprêtre et al., 2013). La TOC au niveau du profil de Tipaza est relativement large (10-30 km) et se poursuit par une croûte océanique mince de l'ordre de 5.5 km.

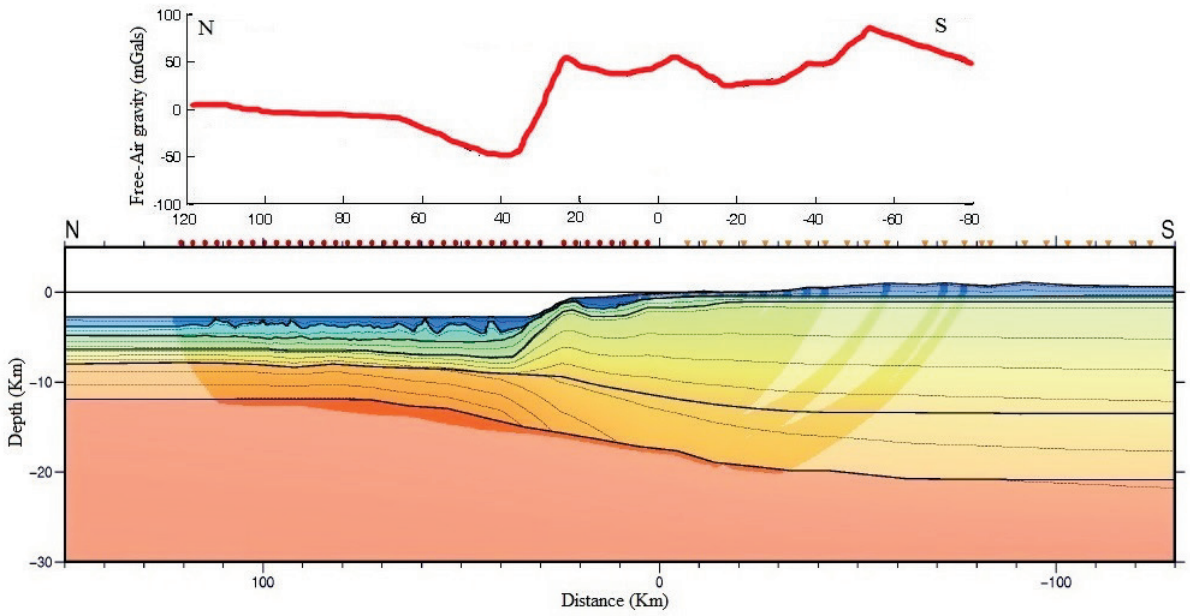


Figure 2-13. Haut : anomalie gravimétrique au niveau du profil de Tipaza. Bas : Modèle de vitesse issu de la modélisation directe des vitesses au niveau du profil de Tipaza (Leprêtre, 2012).

2.6.5 Transect de Mostaganem

Le modèle de vitesse, long de 100 km, issu du traitement du profil de sismique grand-angle de Mostaganem (Figure 2-14) montre une TOC de seulement 10 km de largeur et très abrupte, ce qui pourrait être expliqué par une ouverture en « STEP Fault » (Subduction Transform Edge Propagator, Govers and Wortel, 2005), avec d'après Badji et al., 2014, une croûte continentale d'une épaisseur de 23 km et une croûte océanique très mince (3-5 km).

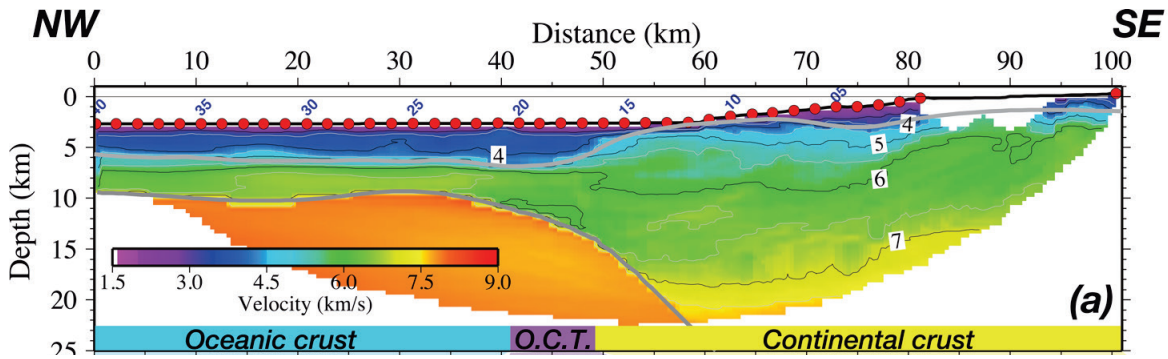


Figure 2-14. Modèle vitesse-profondeur issu de l'inversion du temps de parcours des ondes sismiques du profil de Mostaganem (Badji et al., 2014).

Nous allons donc utiliser les modèles de vitesses de chaque transect, ainsi que toutes les données gravimétriques disponibles afin d'étudier l'état d'équilibre isostatique au niveau de chaque segment de la marge algérienne, et ainsi définir l'état de la flexion le long de la transition océan-continent.

CHAPITRE 3

Etude gravimétrique de la marge Algérienne

3 Etude Gravimétrique de la marge Algérienne

Nous avons vu dans le chapitre précédent, que nous avons besoin des données gravimétriques afin de quantifier l'état de l'équilibre isostatique au niveau de la marge algérienne. Je vais donc utiliser dans ce chapitre toutes les données disponibles terre-mer, les homogénéiser afin d'évaluer et d'étudier la transition océan-continent au niveau de la marge Algérienne.

3.1 Aperçu théorique de la méthode gravimétrique

Le principe de la prospection gravimétrique est de mesurer les valeurs absolues et/ou les variations du champ de pesanteur. L'interprétation des anomalies gravimétriques causées par les hétérogénéités de densité et d'épaisseur des roches permet de proposer une géométrie des structures géologiques. L'objectif de l'interprétation est de retrouver les caractéristiques des sources (forme, profondeur, dimensions, densité, etc.) responsables des anomalies significatives à partir des données mesurées sur le terrain.

Les mesures relatives de gravité visent à déterminer les variations de l'accélération de la pesanteur g d'une station à une autre. La variation de g pour chaque station est mesurée par rapport à une station de base. Les mesures gravimétriques sont réalisées en utilisant un gravimètre. Le gravimètre le plus simple est un pendule dans lequel une masse est suspendue à un ressort. La variation de g entre deux endroits cause un allongement du ressort. Comme l'allongement du ressort est proportionnel à la gravité, la variation de g entre la base et les stations successives permet la détermination de la valeur de g pour chaque station.

Les mesures gravimétriques sont corrigées des effets de la latitude, de l'altitude, de l'effet du relief environnant ainsi que des effets astronomiques et de la marée terrestre. Pour cela, nous avons besoin de connaître avec précision les coordonnées de chaque station de mesure. Ces corrections permettent d'établir la carte de l'anomalie de Bouguer.

3.2 Données utilisées

Les données gravimétriques dont nous avons pu disposer proviennent de diverses origines (Figure 3-1) et ne sont pas nécessairement homogènes.

La banque de données gravimétrique terrestres englobe :

- les données du BGI qui résultent d'une compilation de 9 campagnes gravimétriques effectuées dans les années 1930 à 1960 par différents opérateurs (levées régionaux et levées miniers et pétroliers Les premières campagnes sont rattachés au réseau Martin et par la suite à celui de Lagrula, exprimées dans le système de Potsdam (1930) (BGI, 1978) ;
- les données de l'IMPGA (Institut Météorologie et Physique du Globe d'Alger) : données non publiées (archive CRAAG) composées de plusieurs campagnes relatives à de grands profils de reconnaissance exécutés dans les années 1950 et rattachés au réseau de Lagrula ;
- les données SONATRACH et ORGM, provenant d'études de « petite reconnaissance ». Ces campagnes sont flottantes et non rattachées à un réseau de base absolu ;
- les données CRAAG/Université provenant d'études locales. Les campagnes exécutées avant 2000 étaient rattachées à l'IGSN 71 (International Gravimetric System Network) et depuis au RGAA (réseau gravimétrique absolu Algérien).

Les données marines englobent :

- les données marines (Anomalie à l'Air libre) de la campagne MARADJA rattachées au réseau absolu algérien. La précision de ces données est estimée à 1 mGal ;
- les données (Anomalie à l'Air libre) de la campagne SPIRAL rattachées, elles aussi, au réseau absolu algérien via la base d'Oran. La précision de ces données est estimée également à 1 mGal.

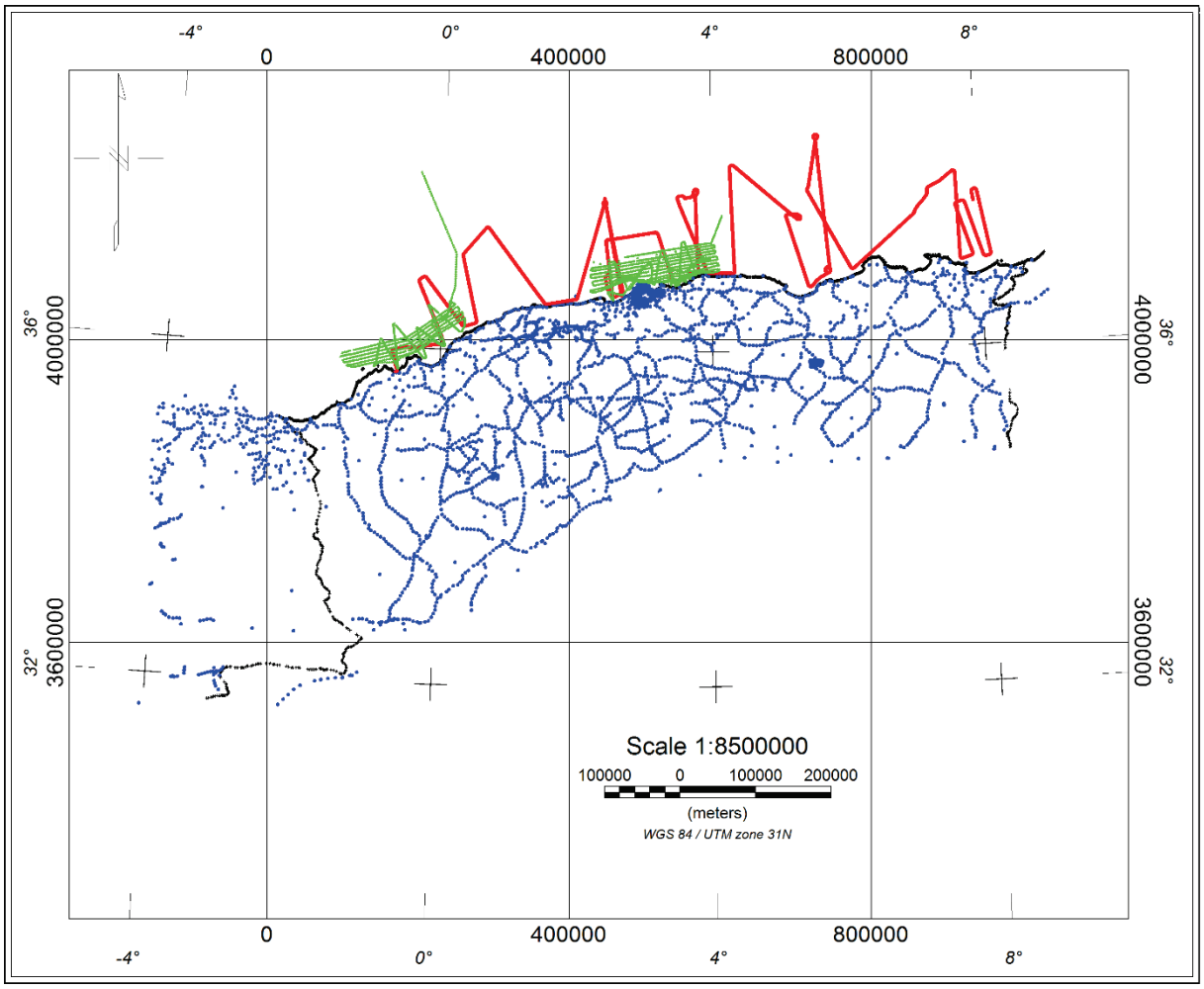


Figure 3-1. Données utilisées. Bleu : données terrestres, rouge : données SPIRAL, verts : données MARADJA.

3.3 Traitement des données gravimétriques

3.3.1 Gravité théorique

La loi moyenne donnant la valeur théorique de la gravité dépend uniquement de la latitude (ϕ) :

$$Gl = 978031.846 * [1 + 0.005278895 \sin^2\phi + 0.000023462 * \sin^4\phi]$$

Où :

Gl valeur théorique de la pesanteur en milligals, si l'on représente la terre par son ellipsoïde de référence (ellipsoïde international),

ϕ la latitude de la station de mesure.

3.3.2 Dérive

La correction de dérive est calculée à partir de l'écart de fermeture entre deux bases absolues connues :

D = [(Rb2 - Rb1) - (Gb2 - Gb1)] / (Tb2 - Tb1)

Où :

D la dérive en milligals/heure,

Rb1 la lecture corrigée de la luni-solaire et de la constante de calibration au niveau de la base 1,

Tb1 le temps de lecture de la base 1,

Gb1 la valeur absolue de la base 1,

Rb2 la lecture corrigée de la luni-solaire et de la constante de calibration au niveau de la base 2,

Tb2 le temps de lecture de la base 2,

Gb2 la valeur absolue de la base 2.

3.3.3 La correction d'Eötvös

Pour les mesures effectuées en mer à bord d'un navire, la correction d'Eötvös est nécessaire afin de corriger la différence de gravité par rapport à une mesure fixe à la surface de la terre.

Le constructeur Lockheed Martin applique la correction d'Eötvös suivante :

$\Delta g_{Eötvös} = 7.487 * V \cos\phi * \sin(A) + 0.0042\ V^2$ en mGals, avec V la vitesse en nœuds, ϕ la latitude du point de mesure, et A l'azimut de la direction dans laquelle le gravimètre se déplace.

3.3.4 Anomalie à l'air libre

La correction à l'air libre s'effectue en corrigeant l'effet de la correction de latitude à la valeur de la pesanteur absolue et en ajoutant la valeur de la correction d'élévation de la station de mesure :

Gf = Ga-Gl+(0.308767763-0.000439834*(sin2ϕ)-0.000000072124602*Hs)*Hs (Heiskanen and Moritz, 1967).

Cette formule est utilisée pour corriger l'effet non linéaire de l'anomalie à l'air libre qui est une fonction de la latitude et de la hauteur par rapport au géoïde.

Avec :

Gf anomalie air libre en milligals,

Ga la valeur de la pesanteur absolue,

Gl correction de latitude,

Hs hauteur de la station en mètres,

ϕ la latitude de la station

L'anomalie à l'air libre calculée à partir d'une mesure en mer ne tient pas compte de l'altitude et est donc simplement :

$Gf = g_{BGM5} + D.\Delta t + ga + dg_{Eötvös} - Gl$

3.3.5 Anomalie de Bouguer

L'anomalie à l'air libre ne tient pas compte de l'influence de la masse du relief à proximité de la mesure. D'une façon générale, l'anomalie de Bouguer corrige l'anomalie à l'air libre des effets de masses des roches situées entre le niveau de la station de mesure et le niveau du sphéroïde de référence. Elle est donc modélisée par la formule (en mer) :

$$G_b = G_f - 0.0419088 * [\rho * H_s + (\rho_w - \rho)H_w + (\rho_i - \rho_w)H_i] + G_c$$

avec,

- G_b l'anomalie de Bouguer,
- G_f anomalie a l'air libre,
- ρ densité du sol en g/cm^3,
- ρ_w densité de l'eau en g/cm^3,
- ρ_i densité de la glace,
- H_s hauteur de la station de mesure en mètres,
- H_w profondeur de l'eau en mètres,
- H_i épaisseur de la glace en mètres,
- G_c correction de courbure (Bullard B. et T.R.LaFehr, 1991).

Dans notre cas, le constructeur du gravimètre donne la valeur de l'anomalie de Bouguer en mer par la formule : $G_b = G_f + 0.7*H_w$(H_s, $H_i$étant égales à zéro).

Les données marines ont été acquises avec un gravimètre LOCKHEED MARTIN BGM-5. Ce gravimètre fournit une mesure de gravité brute toutes les 10s après filtrage. Il calcule aussi

la correction d'Eötvös, l'anomalie à l'air libre et l'anomalie de Bouguer. La précision de la mesure a été évaluée à 1mGal.

3.4 Homogénéisation des données gravimétriques

La distribution de l'ensemble des mesures des différentes campagnes (Figure 3-1) montre une couverture homogène de la partie nord de l'Algérie. La comparaison des valeurs de g des points communs (mêmes points ou points proches) pour les différentes campagnes gravimétriques montre cependant des différences importantes.

C'est pourquoi un travail de compilation des données gravimétriques a été réalisé (essentiellement sur les documents inédits des archives de l'institut de météorologie et de Physique du Globe d'Alger, IMPGA) pour retrouver les paramètres de correction utilisés et appliquer les mêmes normes de correction à toutes les campagnes (densité, ellipsoïde de référence, altitude, correction de relief, bases de rattachement). Ceci m'a permis de faire l'inventaire des différents campagnes réalisées en Algérie et de leur appliquer les mêmes paramètres de corrections. On s'est rendu compte que certaines campagnes étaient mal documentées et en l'absence d'informations, j'ai recalculé leurs paramètres de corrections en calant ces campagnes sur de nouvelles mesures acquises aux mêmes points et rattachées au réseau gravimétrique absolu algérien. Cette homogénéisation a révélé des décalages importants que j'ai corrigés par translation.

Les paramètres retenus ont été :

- Densité = 2.67g/cm^3 (densité moyenne de la croûte).
- Ellipsoïde de référence et gravité de référence = formule de gravité internationale 1967
- Altitude = correction de relief ou correction proche
- Réseau de base = RGAA (passage du réseau Martin et Lagrula à l'IGSN71 (BGI 1978) ensuite passage IGSN71 au RGAA).

Afin de recenser les valeurs ponctuelles erronées, nous avons éliminé toutes les valeurs qui présentent un pic par rapport à la valeur moyenne, par le biais d'une fenêtre glissante centrée sur un carré de 10 x 10 km. Le calage des valeurs des différentes campagnes permet d'avoir des valeurs d'anomalies de Bouguer homogènes et réduites à un même réseau de référence qui est celui des mesures absolues. Le « nettoyage » des valeurs erronées permet d'avoir une base de données exploitable.

Ces données terrestres homogénéisées ont été ensuite ajoutées aux données offshore des campagnes MARADJA et SPIRAL afin d'obtenir une couverture totale de notre zone d'étude suffisante pour obtenir une représentation cartographique « lisse ».

3.5 Etablissement des cartes gravimétriques

3.5.1 Carte de l'anomalie de Bouguer

Une représentation des données gravimétriques repose sur des cartes composites dans lesquelles sont superposées l'image couleur qui reflète la distribution spatiale des anomalies et l'image en relief ombré qui accentue la signature des structures gravimétriques perpendiculaires à la direction de l'ombrage. Cette technique d'imagerie permet ainsi d'obtenir une interprétation qualitative visuelle, à la fois lithologique et structurale.

La carte d'Anomalie de Bouguer (Figure 3-2) a été tracée automatiquement à l'aide du logiciel Geosoft, en utilisant la méthode d'interpolation 'minimum courbure', avec un choix d'une densité moyenne pour la topographie égale à 2.67g/cm^3 (densité moyenne de la croûte).

L'analyse de la répartition et de la géométrie des anomalies gravimétriques permet de distinguer deux provinces gravimétriques différentes au sud et au nord du parallèle 36°N. Dans la partie nord, les anomalies sont positives et globalement allongées dans la direction E-W avec une augmentation de leurs valeurs du sud vers le nord de 0 à +200 mGal et une valeur atteinte au niveau de la côte de l'ordre de +60 mgals. La partie sud est caractérisée par des valeurs négatives culminant à -159 mGals ; elle est marquée par deux importants hauts gravimétriques situés respectivement à l'ouest au niveau de l'Atlas Saharien et à l'est à l'aplomb des Aurès. Ces deux chaînes sont séparées par le bassin du Hodna marqué par un axe négatif de direction NW-SE. Ce dernier semble rejoindre dans sa partie occidentale un chapelet d'anomalies négatives de direction E-W au nord de l'Atlas Saharien marquant les Hauts-Plateaux.

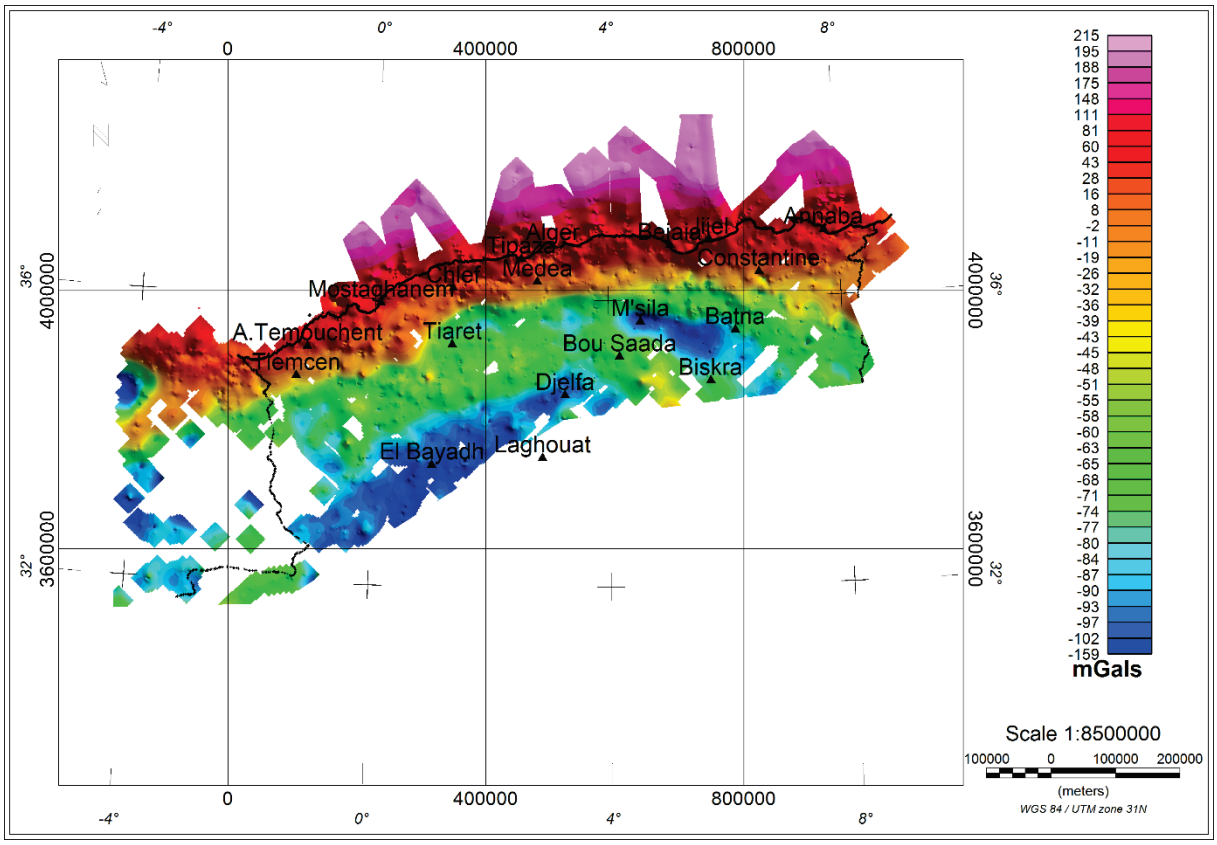


Figure 3-2. Carte de l'anomalie de Bouguer (densité 2,67). Les points en noir : points de mesures gravimétriques.

L'anomalie de Bouguer ainsi calculée est dite "intégrante" car elle englobe tous les effets superficiels, semi-profonds et profonds. Elle résulte donc de la superposition d'un effet régional R dû aux grandes longueurs d'onde et d'un effet résiduel S lié aux courtes longueurs d'onde, d'où la nécessité de traiter les valeurs de l'anomalie de Bouguer afin de tenter de séparer les différentes anomalies. L'idée de séparation des anomalies régionales et locales remonte à Nettleton (1954). Oldham et Sutherland (1955) ont utilisé un ajustement polynomial pour modéliser l'effet régional. Récemment, Jacobsen (1987) a utilisé le prolongement vers le haut, équivalent à un filtre passe-bas, pour séparer les composantes régionales et résiduelles.

Comme nous nous intéressons à l'effet résiduel, nous éliminons l'effet régional en utilisant la méthode polynômiale à différents degrés (Oldham et Sutherland, 1955). Cette technique fait approcher le champ mesuré par un polynôme en (x, y), dont le degré est choisi en fonction de la courbure désirée de la régionale. Les résiduelles à différents ordres caractérisent la distribution de la densité, dans le sous-sol, à différentes profondeurs.

3.5.2 Carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 2

Variant entre -200 et +146 mGals, la carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 2 (Figure 3-3) montre essentiellement deux domaines. D'une part, il s'agit du domaine océanique où l'anomalie positive qui s'étend au pied de marge semble se subdiviser en deux anomalies distinctes au niveau de la Grande Kabylie, l'une à l'Est et l'autre à l'Ouest de plus grande intensité. L'autre domaine, continental, semble dominé par une anomalie négative de direction Est-Ouest qui correspond au domaine des hauts plateaux.

Dans la partie occidentale, au niveau de l'Oranie, on remarque une anomalie positive qui semble se prolonger vers l'intérieur du continent, en continuité avec l'anomalie marine.

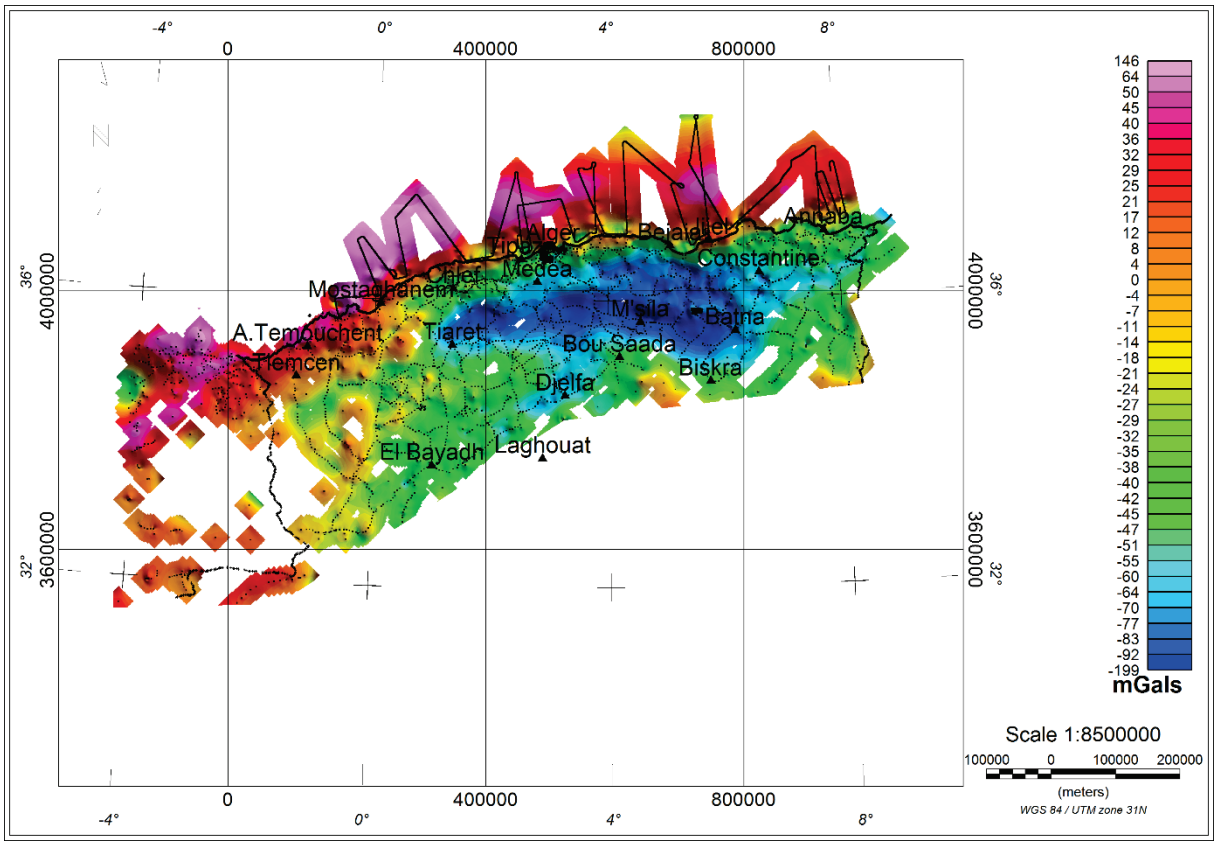


Figure 3-3. Carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 2 (densité 2,67).

3.5.3 Cartes des prolongées

Afin de filtrer les hautes fréquences (courtes longueurs d'onde), nous avons appliqué un prolongement vers le haut dans le but de s'éloigner des sources des anomalies de haute fréquence et d'éliminer le bruit.

Prolonger les cartes à différentes altitudes permet d'estomper les anomalies d'origine locale ou superficielle et de mettre ainsi en évidence les sources profondes. Nous avons

calculé plusieurs prolongées à différentes altitudes. Nous nous contentons de montrer dans cette thèse les prolongées à 5 km et 30 km.

Sur la carte de la prolongée à 5 km (Figure 3-4), nous remarquons la persistance des différentes anomalies déjà discutées sur la carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 2, notamment l'anomalie positive au Nord qui représente le bassin algérien. Ces anomalies semblent se prolonger au niveau de la marge continentale.

L'anomalie négative au centre de la carte au niveau de la croûte continentale semble plus fortement atténuée à l'Ouest qu'à l'Est, ce qui indique que la profondeur de cette anomalie à l'Est est plus importante qu'à l'Ouest.

L'anomalie positive représentant le bassin algérien semble homogène en profondeur (les deux anomalies positives représentant le bassin algérien sur la carte de l'anomalie de Bouguer se rejoignent en profondeur), ce qui révèle que les deux anomalies distinctes du bassin Algérien l'une à l'ouest et l'autre à l'Est ne sont que des anomalies superficielles.

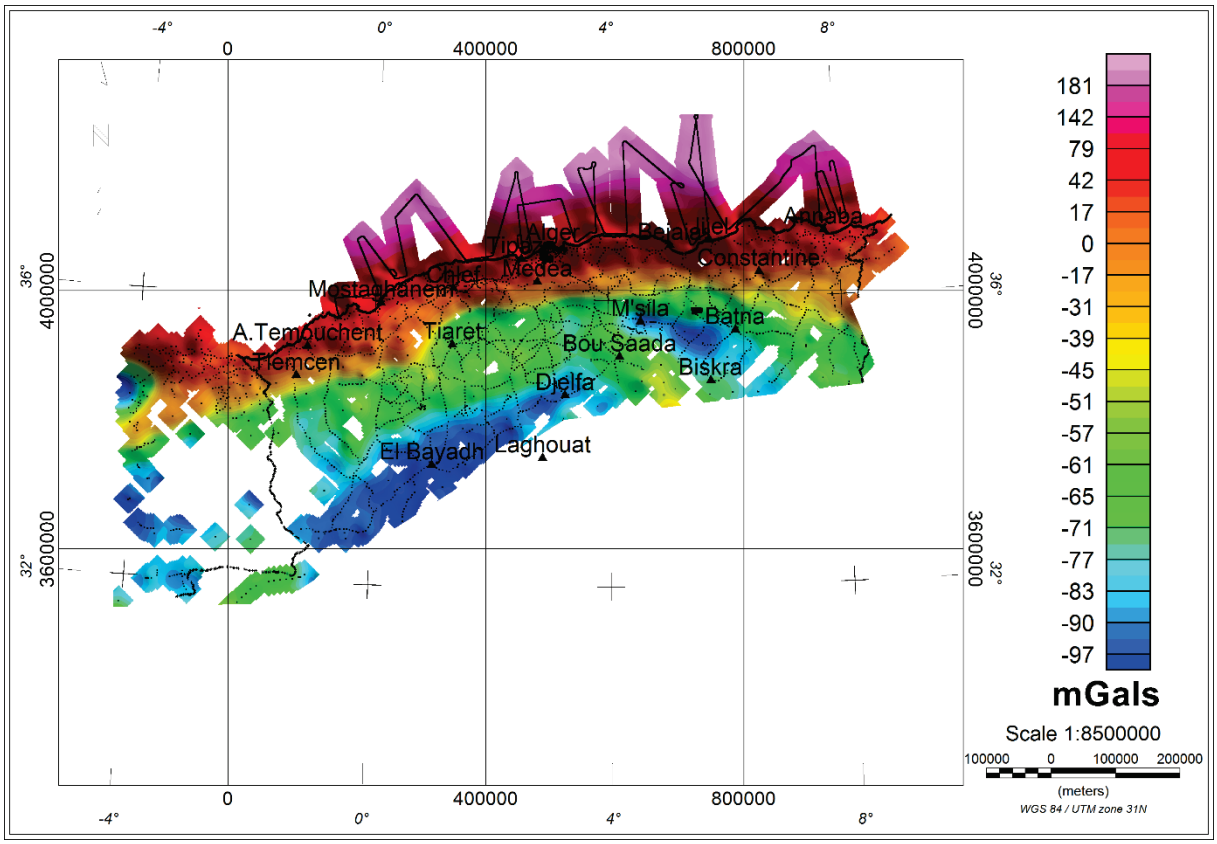


Figure 3-4. Carte de l'anomalie prolongée à 5 km (densité 2,67).

La carte de l'anomalie prolongée à 30 km (Figure 3-5) montre les mêmes anomalies que la carte prolongée à 5 km (Figure 3-4), cependant les différentes anomalies semblent plus lissées et plus atténuées. Ces anomalies sont bien visibles sur la carte ce qui est révélateur de leur grande profondeur et de leur importance structurale, à l'image de l'anomalie négative au Sud de Bejaia. Nous remarquons également que l'anomalie positive au Nord de la carte est plus importante que celle de l'Atlas saharien et couvre une région plus importante sur le continent, jusqu'à environ 50 km de la côte. Cette anomalie reflète probablement un amincissement de la croûte continentale au niveau de la marge algérienne.

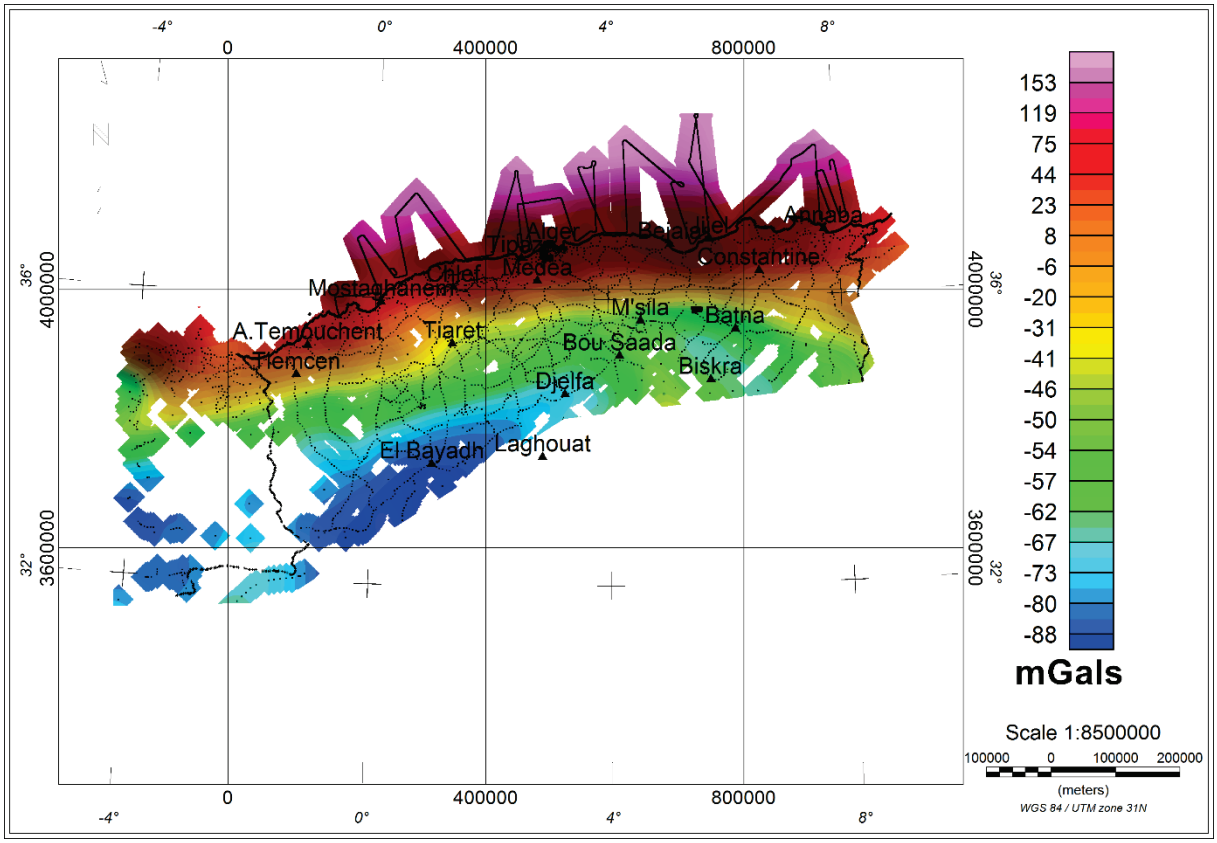


Figure 3-5. Carte de l'anomalie prolongée à 30 km (densité 2,67).

3.5.4 Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer

Afin de mieux délimiter les sources génératrices des anomalies gravimétriques, nous avons appliqué le filtre de la dérivée verticale d'ordre 1 à la carte de l'anomalie de Bouguer. Les courtes longueurs d'onde sur cette carte du gradient vertical (Figure 3-6) sont dues au bruit initial accentué par le filtre de dérivée verticale.

Nous pouvons remarquer sur la carte (Figure 3-6) les différentes anomalies négatives tout le long de la côte au niveau du Tell, qui représentent les différents bassins néogènes formés suite au changement de régime tectonique (reprise en compression) (Meghraoui, 1988 ; Boudiaf, 1996). Nous pouvons citer les bassins du Chélif, la Mitidja, Tizi-ouzou, Soummam, Guelma, et Sybousse à Annaba.

Au sud des anomalies négatives du Tell, une série d'anomalies négatives se prolongent d'Est en Ouest au niveau de l'Atlas. Elles correspondent à la région des hauts plateaux (avant-pays alpin) avec ses différents bassins sédimentaires. On peut citer le Hodna qui est un bassin d'avant-fosse dont la séquence de remplissage débute par des dépôts continentaux d'âge Eocène et Oligocène et se poursuit par un Miocène marin.

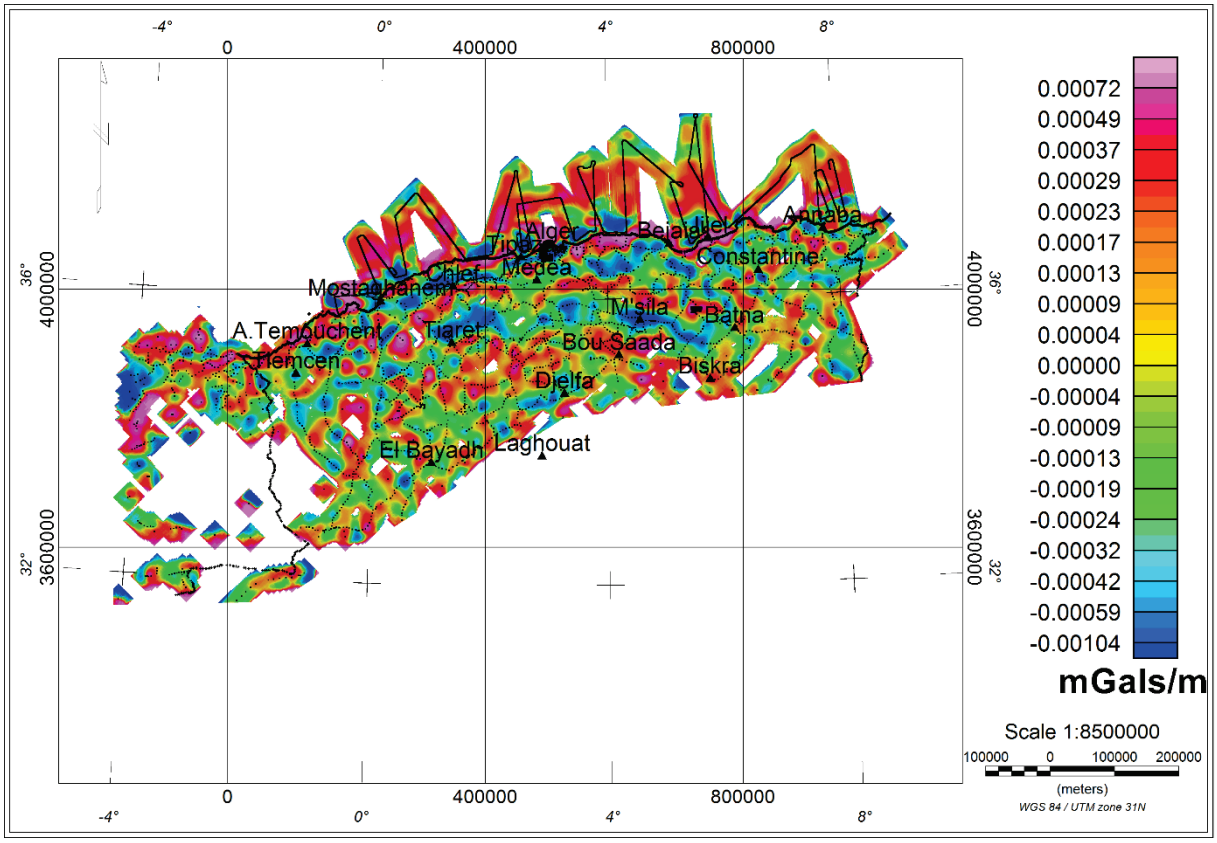


Figure 3-6. Carte du gradient vertical (densité 2,67).

3.5.5 Carte de l'anomalie à l'air libre

L'anomalie à l'air libre ne tient pas compte de l'effet de la densité des roches entre le point de mesure et la surface de référence. Elle dépend donc uniquement de la masse sous le

point de mesure et pas de son altitude. C'est pour cette raison qu'elle est un bon indicateur des différences de masse au niveau des mers et donc à la limite océan-continent.

La carte ainsi obtenue (Figure 3-7) montre plusieurs anomalies positives au sud de la marge algérienne au niveau de la croûte continentale. On retrouve ainsi des anomalies positives au niveau d'Annaba représentant le massif de l'Edough qui correspond à un socle cristallophyllien composé de roches métamorphiques Néo-protérozoïques et Paléozoïques (Laouar et al., 2002), l'anomalie au niveau des blocs kabyles avec la petite et la grande Kabylie principalement formé de gneiss du paléozoïque (Djellit, 1987), l'anomalie au centre représentant le massif métamorphique d'Alger et son prolongement en mer (Banc de Kheir eddin, dit aussi Khayr-Al-Din), et l'anomalie positive tout au long de la marge du massif de Tipaza au massif d'Oran en passant par le massif de Ténès.

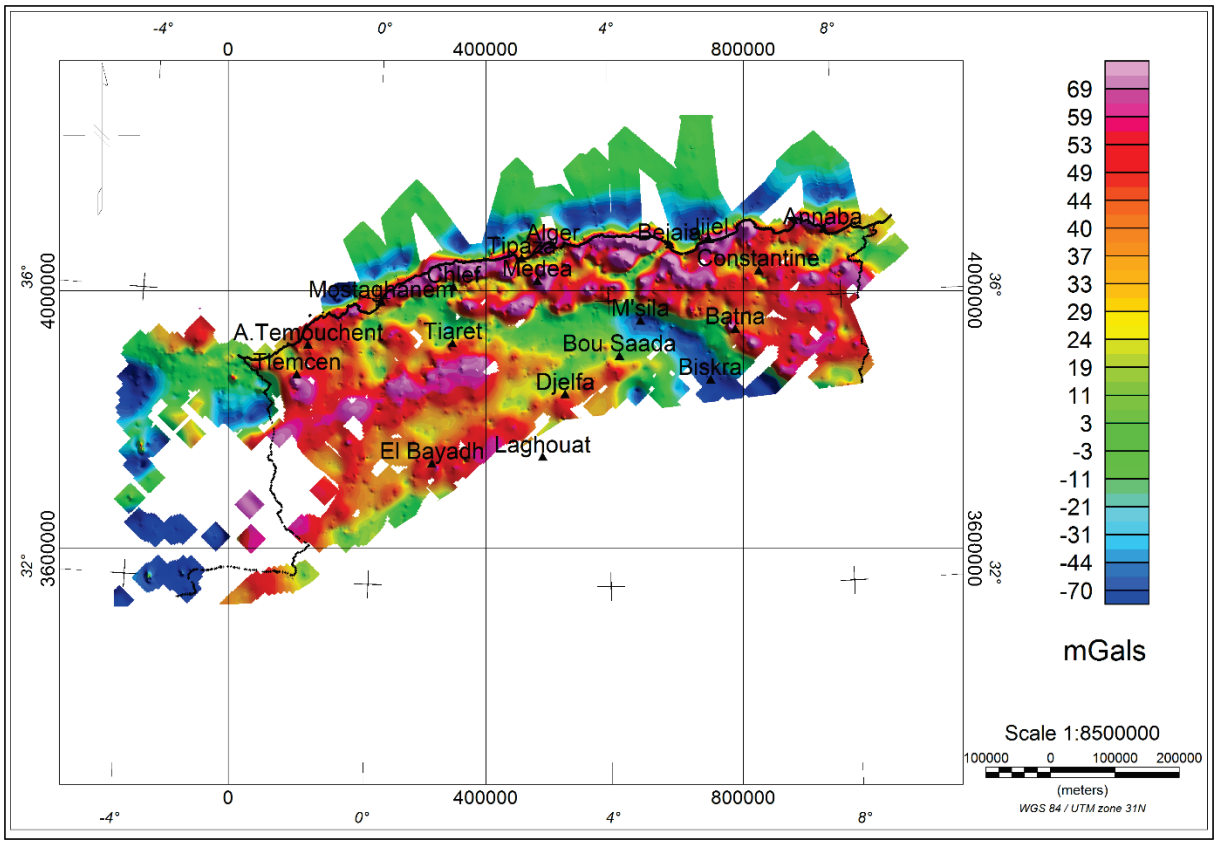


Figure 3-7. Carte de l'anomalie à l'air libre (densité 2,67).

Au sud de ces anomalies positives, on retrouve des anomalies négatives représentant les bassins sédimentaires, à l'image du bassin sédimentaire de Seybousse et de Guelma au niveau Sud d'Annaba, le bassin de Tizi-Ouzou au niveau de la Grande Kabylie, le bassin sédimentaire de la Mitidja près d'Alger, et le bassin du Chélif à l'Ouest de Tipaza.

Au Nord des anomalies positives, on retrouve une anomalie négative qui limite le domaine continental au nord. Elle représente un déficit de masse au niveau du pied de pente de la marge algérienne. Cette anomalie négative se prolonge au nord d'environ 40 km au centre et 20 km à l'extrême Ouest et Est de la marge algérienne.

3.5.6 Carte du gradient vertical de l'anomalie à l'air libre

La carte du gradient vertical de l'anomalie à l'air libre (Figure 3-8) délimite les sources d'anomalies génératrices du déficit et/ou de l'excès de masse observés sur la carte de l'anomalie à l'air libre.

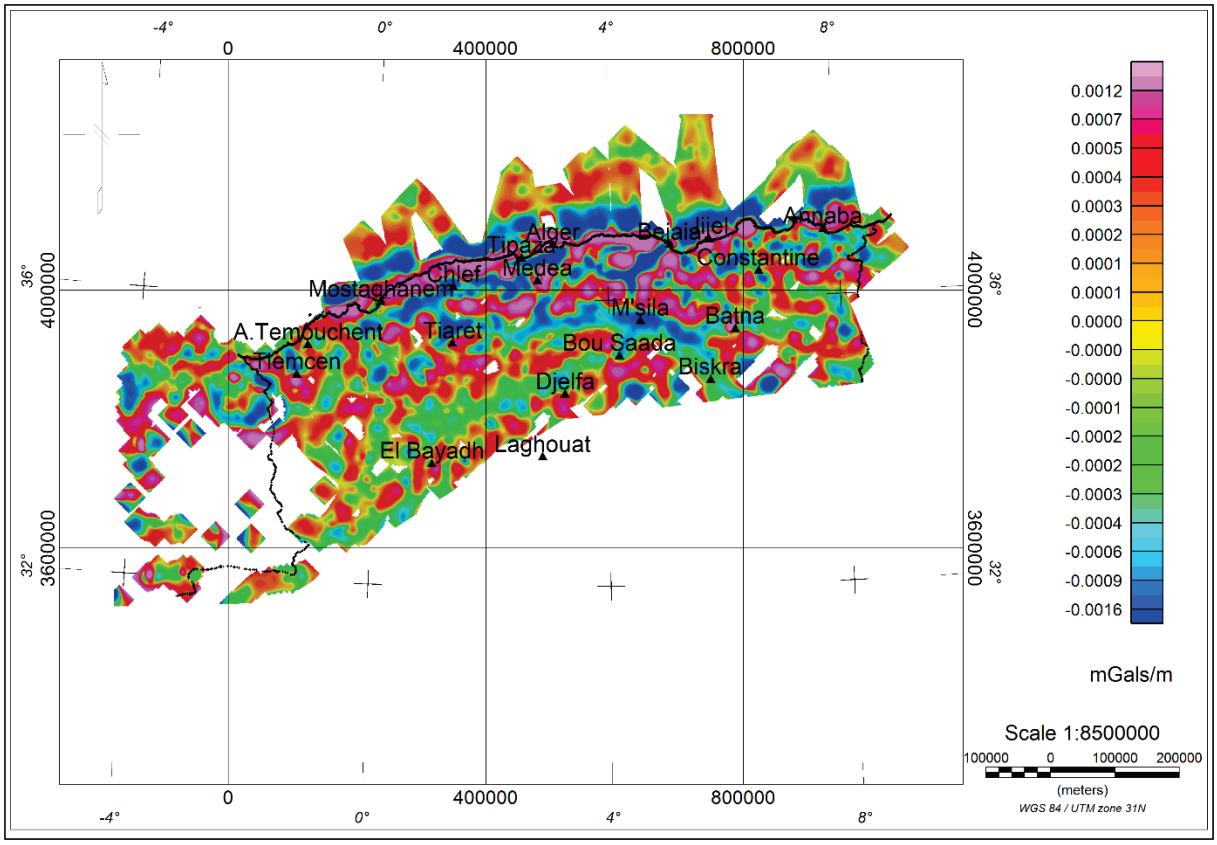


Figure 3-8. Carte du gradient vertical de l'anomalie à l'air libre (densité 2,67).

En effet, les différents bassins sédimentaires onshore représentent, autant qu'on puisse en juger, des bassins d'âge mio-plio-quaternaire (Djellit, 1987 ; Meghraoui, 1988 ; Boudiaf, 1996 ; Déverchère et al. 2005; Domzig et al., 2006 ; Yelles-Chaouche et al. 2006 ; Kherroubi et al. 2009; Yelles et al., 2009) et les anomalies positives sont probablement liées au socle cristallin et représentent la limites des zones externes (Bouillin, 1986 ; Frizon de Lamotte et al., 2000, 2006 et Billi et al., 2011).

3.5.7 Carte schématique des résultats de l'interprétation gravimétrique

Afin de mieux schématiser les résultats obtenus par différents traitements, je résume toutes ces observations par une carte interprétative des corps et linéaments gravimétriques (Figure 3-9). Cette carte montre différentes zones du point de vue gravimétrique.

Les axes gravimétriques en trait plein sur cette carte (Figure 3-9) sont les axes confirmés par plusieurs traitements (résiduelles, prolongées, gradients), les axes en traits tiretés sont des blocs ou alignements de déficit de masse (en bleu) ou excès de masse (en rouge), ils sont représentés avec des (-) ou des (+) sur ce schéma.

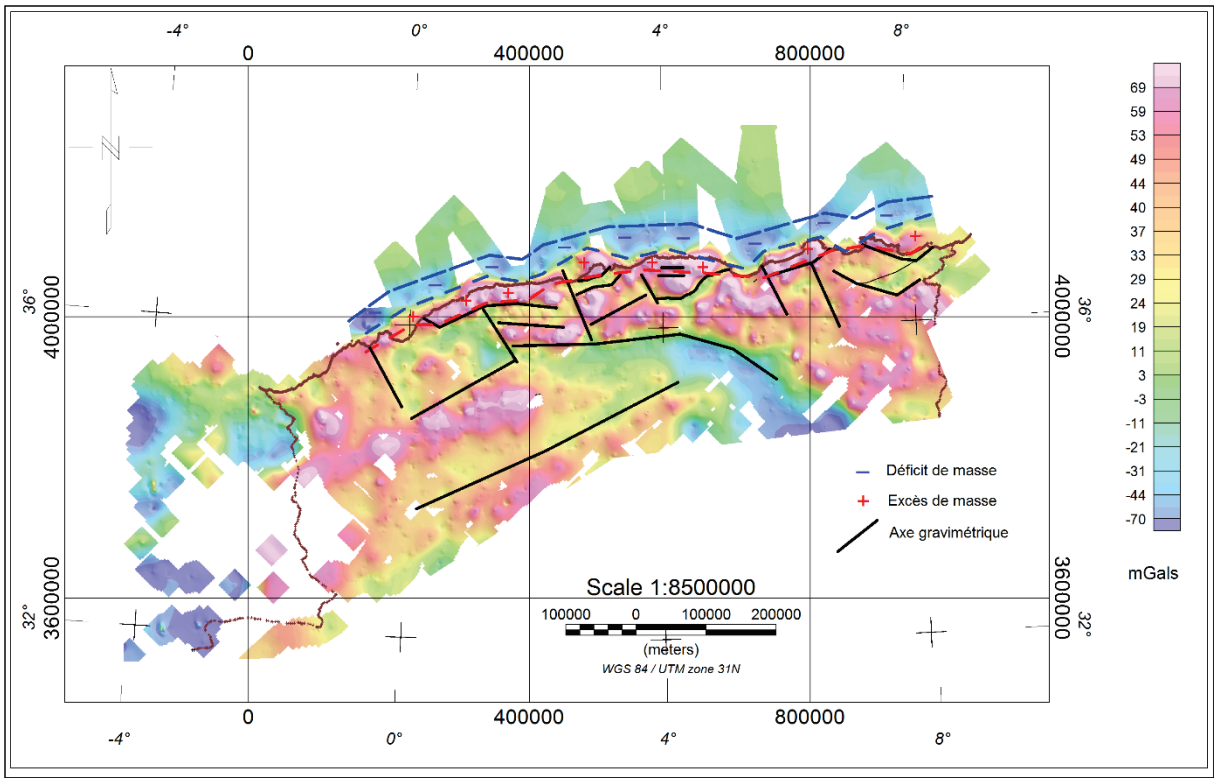


Figure 3-9. Carte schématique des axes gravimétriques (en transparence : carte de l'anomalie à l'air libre, densité 2,67).

Plusieurs linéaments délimitent les grandes structures géologiques du Nord de l'Algérie. Ainsi, on retrouve les axes qui délimitent les anomalies positives au Nord de la partie continentale de direction globalement Est-Ouest : ces axes sont coupés par des axes de directions NO-SE à plusieurs endroits. Parmi ces axes NO-SE, nous pouvons citer l'axe qui délimite le bassin du Chélif, l'axe qui sépare le massif de Chenoua à Tipaza et le massif d'Alger, l'axe qui délimite le massif de Kabylie et l'axe au Sud de cap de Bouagroun à l'Est d'Annaba.

L'anomalie négative au Nord de la partie continentale épouse la bordure de la marge algérienne au niveau du pied de pente : elle indique un déficit de masse à ce niveau, ce qui suggère que la transition océan-continent est en déséquilibre isostatique. Afin de mieux étudier ce déséquilibre, nous allons utiliser les différents profils de sismique grand-angle de SPIRAL qui recoupe cette zone d'anomalies.

Afin de mieux quantifier ces différents linéaments, nous allons utiliser la déconvolution d'Euler (Thompson 1982 ; Reid et al., 1990) pour nous donner une estimation de la profondeur des sources génératrices de ces anomalies gravimétriques.

3.6 Détermination de la profondeur des sources à partir de la méthode d'Euler 3D

Afin de définir la géométrie des sources responsables des anomalies observées, j'ai calculé leurs profondeurs en appliquant la méthode de la déconvolution d'Euler (Thompson 1982 ; Reid et al., 1990) aux données gravimétriques. Cette méthode est basée sur l'équation d'homogénéité d'Euler, en utilisant les gradients horizontaux et verticaux mesurés ou calculés à partir des données de champ de potentiel. En effet, les dérivées X et Y sont calculées dans le domaine spatial en utilisant un filtre de convolution simple en neuf points. Le filtre de la dérivée en z ne possède pas une telle représentation spatiale simple, il sera donc calculé dans le domaine fréquentiel. Pour calculer les grilles (lissées) dX et dY, une prolongée vers le haut est nécessaire car les données contiennent un bruit haute fréquence important. La prolongée vers le haut atténue efficacement le bruit sans modifier la signification physique des données. En plus de la profondeur, la déconvolution d'Euler fournit une indication sur le type de source (géométrie) en la caractérisant par un indice structural (Thomson et al., 1980 ; Reid et al., 1990, Roest et al, 1992).

L'indice structural peut prendre plusieurs valeurs qui varient entre 0 et 3. Plusieurs auteurs (Smellie, 1956 ; Hood, 1965 ; Barongo, 1984 et Reid et al., 1990) ont montré que l'indice structural est entier pour des structures géologiques simples (sphères, cylindres, prismes). Cependant, les structures géologiques rencontrées dans la nature ne correspondent pas exactement à des structures géométriquement simples : ce sont des structures souvent complexes. En pratique donc, les valeurs de l'indice structural utilisées peuvent correspondre à des réels et donnent des solutions acceptables (Slack et al., 1967).

En 3D, on considère le déplacement d'une fenêtre carrée dans la grille des gradients et du champ (La taille de la fenêtre doit être égale au moins à 2 x 2 points de la grille). L'inversion permet de calculer la solution par la méthode des moindres carrés (Lawson and Hanson, 1974). D'après Reid et al. (1990), l'erreur doit être inférieure ou égale à un seuil de tolérance fixé à 10-15%.

Plusieurs tests ont été effectués en fixant le paramètre de l'indice structural, et en faisant varier la taille de la fenêtre et la tolérance. Nous avons remarqué que les meilleurs regroupements de solutions sont obtenus pour une taille de fenêtre égale à 20, une tolérance de 5% pour un indice structural de 0, ce qui correspond à un modèle géologique en contact, dyke ou step (Reid et al., 1990). Ces résultats sont représentés sur la Figure 3-10, où les structures sont identifiées à des profondeurs allant de 3 à 40 km.

Au niveau du bassin algérien, nous pouvons remarquer que les profondeurs d'Euler 3D forment un axe Est-Ouest avec des profondeurs variant entre 4 et 40 km. Ces profondeurs décrivent une structure à pendage Sud le long de la marge algérienne, ce qui est en accord avec les résultats obtenus par prolongements des cartes d'anomalies de Bouguer. Plus au sud, à l'intérieur des terres, nous remarquons aussi une anomalie à pendage Nord qui pourrait s'agir de l'influence gravimétrique de la marge africaine sous les Kabylies (Bracene et Frizon, 2002 ; Roure et al., 2012).

Entre ces deux grands axes, on retrouve plusieurs structures de direction globalement Est-Ouest au niveau des hauts plateaux et qui varient de 10 à 30 km de profondeur.

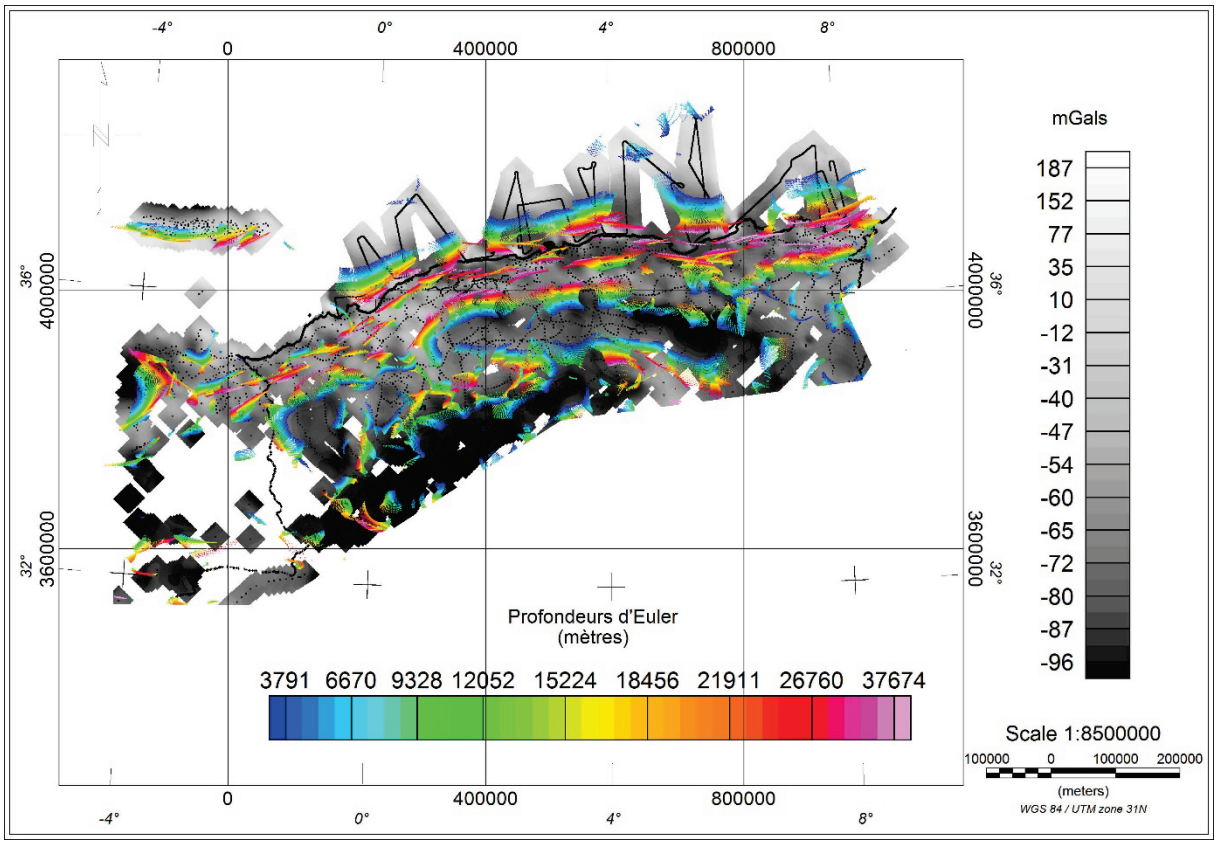


Figure 3-10. Solution d'Euler (fond : carte de la prolongée à 5 km densité 2,67). Structural Index : 0, Windows Size : 10, Tolérance : 5%.

Ces structures définies par les solutions d'Euler coïncident globalement avec les principales structures actives de direction Est-Ouest le long de la côte algérienne (Figure 3-11).

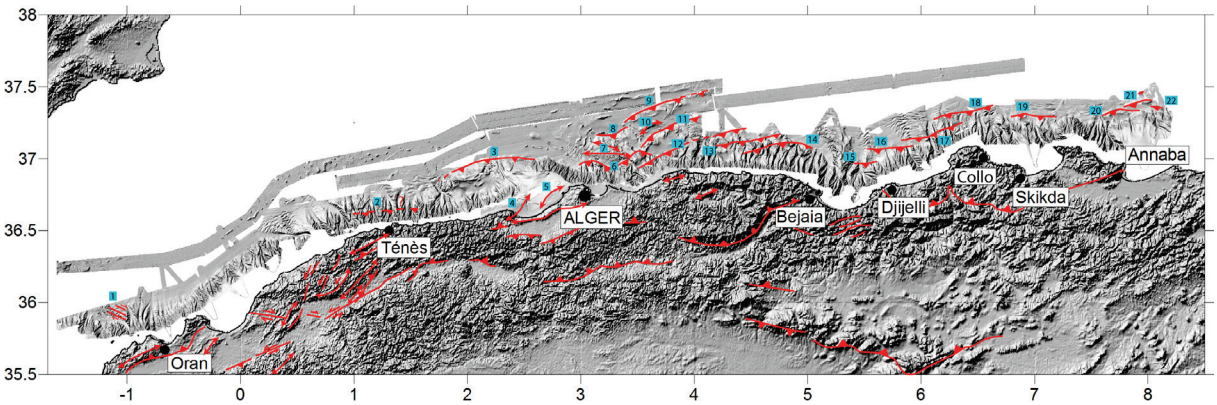


Figure 3-11. Modèle numérique de terrain ombré terre-mer synthétisant les principales structures actives le long de la côte algérienne (d'après Domzig, 2006b).

Ces structures sont beaucoup plus profondes que les segments cartographiés par Domzig (2006b), ce qui indique un enracinement important (> 5 km) de ces accidents.

3.7 Conclusion sur l'étude gravimétrique au niveau de la marge algérienne

La compilation des différentes données gravimétriques, disponibles au niveau de la marge nord-africaine, nous a permis d'identifier différentes structures et axes qui reflètent l'état tectonique actuel de la marge algérienne dont l'histoire géologique cénozoïque est complexe.

Un déséquilibre isostatique a été clairement mis en évidence au niveau du pied de pente le long de la marge algérienne. Ce déséquilibre est marqué par une forte anomalie négative au niveau du pied de pente de la marge représentant un déficit de masse au niveau océanique, avec en parallèle une anomalie positive au Sud de la côte représentant un excès de masse au niveau continental.

Par ailleurs, plusieurs axes gravimétriques représentants des failles et des limites de blocs géologiques ont été compilés sur une carte schématique (Figure 3-9). Ces axes rejoignent globalement les failles et les structures géologiques cartographiées au nord de l'Algérie (Figure 3-12) où nous remarquons des accidents de direction E-O recoupés par des accidents de direction NO-SE.

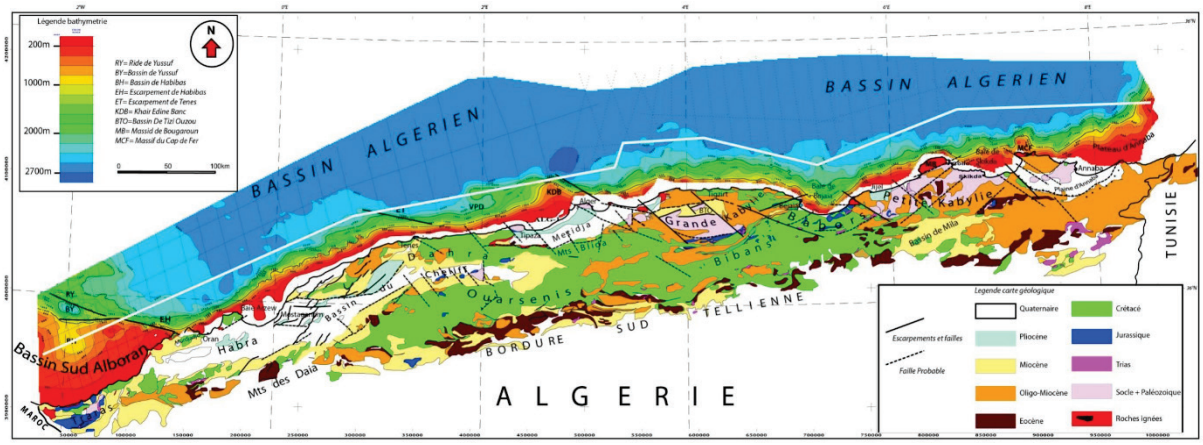


Figure 3-12. Carte bathymétrique du bassin algérien déduite des données de sismique-réflexion, combinée à l'esquisse géologique du Nord de l'Algérie résultant de la compilation des travaux géologiques de Laffite, 1939 et Wildi, 1983 (d'après Medaouri, 2014).

Afin de mieux préciser les structures crustales responsables de ces anomalies et de quantifier l'effet flexural, nous allons utiliser les cinq profils issus du traitement de sismique grand-angle de la campagne SPIRAL. Ces profils fourniront une image 2D recoupant les grands axes Est-Ouest le long de la marge algérienne. Ainsi je pourrai utiliser les résultats de ces

profils pour quantifier l'importance et les variations du déséquilibre isostatique le long de la marge algérienne. Cet état isostatique sera traduit en terme de flexion de la lithosphère afin de mieux quantifier et situer la limite les zones de déficit et d'excès de masse. A la lumière de ces résultats, j'expliciterai les implications mécaniques à l'échelle lithosphérique qu'apportent ces nouvelles informations dans le cadre général du bassin algérien.

CHAPITRE 4

Modélisation flexurale de l'inversion tectonique de la marge Algérienne

4 Modélisation flexurale de l'inversion tectonique de la marge Algérienne

Après avoir vu dans le chapitre précédent le phénomène systématique du déséquilibre isostatique le long de la marge algérienne, je vais utiliser les profils de vitesse 2D afin de les convertir en profil de densité et de là, estimer le déséquilibre isostatique afin de retrouver la géométrie du Moho et quantifier l'état de la flexion au niveau de chaque segment de la marge algérienne.

4.1 Conversion vitesse-densité :

Pour chaque modèle de vitesse calculé à partir de la modélisation directe de profils sismique de grand-angle, nous avons converti le profil en une grille régulière de 5 km × 1 km de vitesse V en utilisant une méthode d'interpolation linéaire. Nous convertissons, ensuite, cette grille en un profil de densité ρ en utilisant deux méthodes différentes de conversion vitesse-densité afin de tester la sensibilité de nos modèles vis-à-vis du facteur de conversion.

La première conversion utilise trois lois de conversions vitesse-densité, représentant les sédiments, la croûte supérieure et inférieure et le manteau en utilisant respectivement les lois de Hamilton (1978), Carlson et Herrick (1990) et Birch (1961) :

$$\rho = 1 + 1.18(V - 1.5)^{0.22}$$

$$\rho = 3.61 - \frac{6.0}{V}$$

$$B = \frac{dV}{d\rho}$$

Pour la loi de Birch, nous choisissons un facteur B de 2.8 et une constante d'intégration de -1.45 pour retrouver les valeurs de densité communément acceptées pour l'eau et le manteau supérieur respectivement de 1030 et 3300 $kg.m^{-3}$ (Birch, 1961). La seconde conversion utilise seulement la loi de Birch pour toutes les roches (croûte et manteau). La conversion vitesse-densité est différente pour la couche de sel messinienne : en effet la densité du sel est de 2200 $kg.m^{-3}$ alors que sa vitesse sismique est comprise entre 3.9 et 4.4 $km.s^{-1}$ (Bourbier, 1987).

Les modèles de densité ainsi obtenus sont utilisés pour calculer une anomalie gravimétrique (anomalie à l'air libre) théorique qui peut être comparée à celle mesurée. Le

calcul de l'anomalie à l'air libre s'est fait par méthode d'intégration directe de Talwani et al. (1959). Cette méthode est appliquée aux corps 2-D supposés uniformes et d'extension latérale infinie dans la direction normale au profil modélisé. Dans cette technique, l'anomalie de gravité d'un corps 2-D est obtenue par l'addition des contributions des faces des polygones définies par les bords du corps en question.

Nous devons signaler ici que tout les profils SPIRAL sont mal contraints au niveau continental de par l'absence d'un tir inverse pour les profils grand-angle et la complexité géologique sous les blocs Kabyles très amincis sous lesquels se trouvent probablement des flyschs et la marge africaine (Frizon de Lamotte et al., 2000). Ces conversions de densité ne permettent donc pas de retrouver (1) la structure crustale précise des zones internes, mal connue ; et (2) les structures crustales liées à la collision des zones internes et de la marge africaine (Téthysienne).

4.1.1 Profil d'Annaba :

Pour le profil d'Annaba (Figure 4-1A), la concordance est très bonne entre les données brutes et l'anomalie à l'air libre des modèles calculés à partir de la transformation du modèle de vitesse en modèle de densité, que ce soit pour le modèle utilisant des lois différentes pour chaque formation (sédiments, croûte et manteau : Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) et Birch (1961)) ou pour celui utilisant la loi plus générale de Birch (1961). Cependant, la première conversion donne des amplitudes inférieures d'environ 20 mGals à celles fournies par la deuxième.

Nous pouvons remarquer sur la Figure 4-1D que la différence entre les deux modèles est minime (0-0.6 mGals) et est surtout localisée au niveau de la couche de sel messinien.

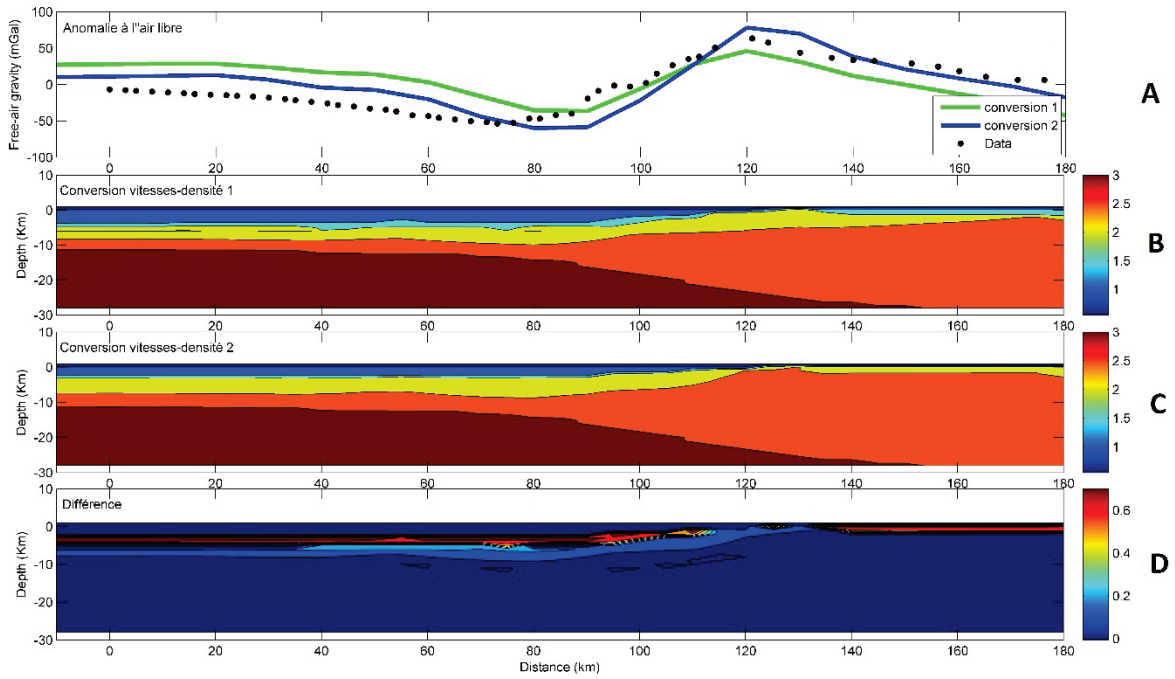


Figure 4-1. Résultats de la conversion vitesse-densité du profil d'Annaba. Modèle 1 : utilisant les lois différentes pour chaque formations (sédiments, croute et manteau) Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) et Birch (1961). Modèle 2 : utilisant la loi de Birch (1961). A : anomalie à l'air libre observée et modélisées. B : modèle de densité issu de la conversion 1; C : modèle de densité issu de la conversion 2; D : différences entre les deux modèles de conversion.

4.1.2 Profil de Jijel :

Les deux conversions (que ce soit le modèle de conversion pour chaque formation Figure 4-2B ou bien le modèle général Figure 4-2C) donnent une assez bonne corrélation de l'anomalie à l'air libre avec les données (Figure 4-2A). Il existe seulement du côté continental une différence d'environ 50 mGals entre données et modèles. Cela est probablement dû au modèle de vitesse qui est mal contraint du côté continental en raison du manque de couverture par les rais sismiques (Mihoubi, 2014 ; Mihoubi et al., 2014). Nous pouvons remarquer sur la Figure 4-2D que la différence entre les deux modèles est là encore minime (0-0.8 mGals) et est surtout localisée au niveau de la couche de sel messinien.

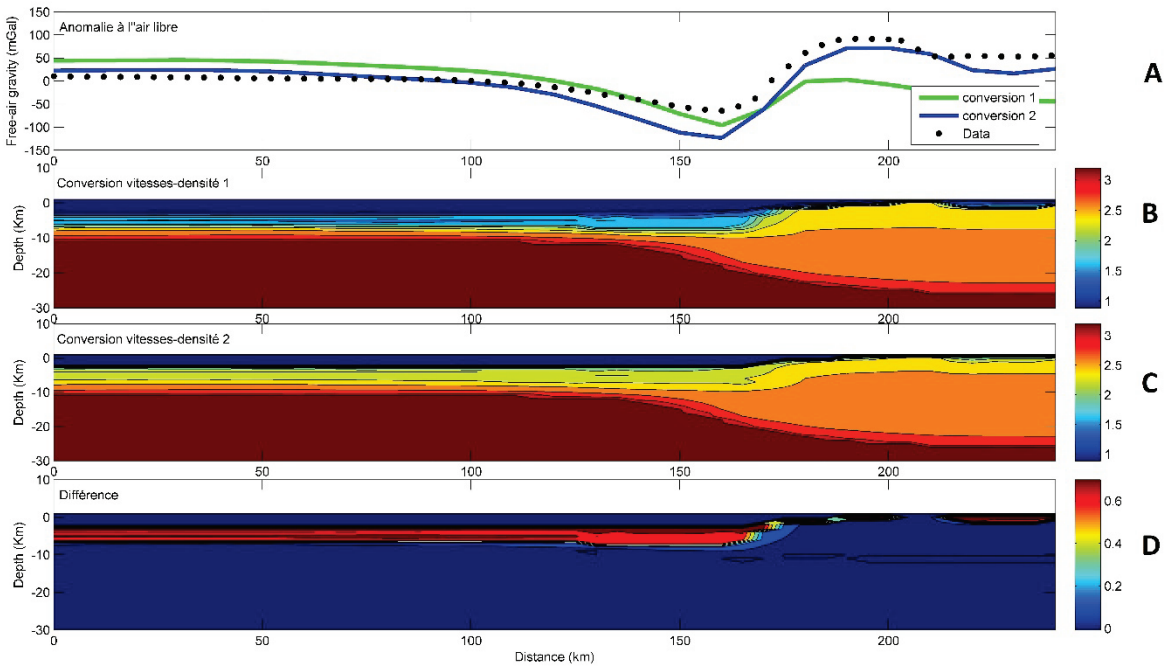


Figure 4-2. Résultats de la conversion vitesse-densité du profil de Jijel. Modèle 1 : utilisant les lois différentes pour chaque formations (sédiments, croute et manteau) Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) et Birch (1961). Modèle 2 : utilisant la loi de Birch (1961). A : anomalie à l'air libre observée et modélisées. B : modèle de densité issu de la conversion 1; C : modèle de densité issu de la conversion 2; D : différences entre les deux modèles de conversion.

4.1.3 Profil de Grande Kabylie :

Les deux conversions (que ce soit le modèle de conversion pour chaque formation Figure 4-3B ou bien le modèle général Figure 4-3C) donnent une assez bonne corrélation de l'anomalie à l'air libre avec les données de terrain au niveau de la croûte océanique (Figure 4-3A). Par contre, une différence notable entre le profil mesuré et les profils de conversion est visible au niveau de la partie continentale qui est de l'ordre de 100 mgals pour la conversion 1 et de 50 mgals pour la conversion 2. J'interprète cette différence comme étant probablement due à un effet latéral de densité dû au massif de kabylie (effet 3D de la densité alors que les profils sont en 2D) et au profil de vitesse qui est mal contraint au niveau continental (Aidi, 2013). Cependant la différence dans les deux conversions se traduit par une différence de densité de l'ordre de 0-0.8 mgals essentiellement distribuée dans la partie messinienne du domaine océanique (Figure 4-3D).

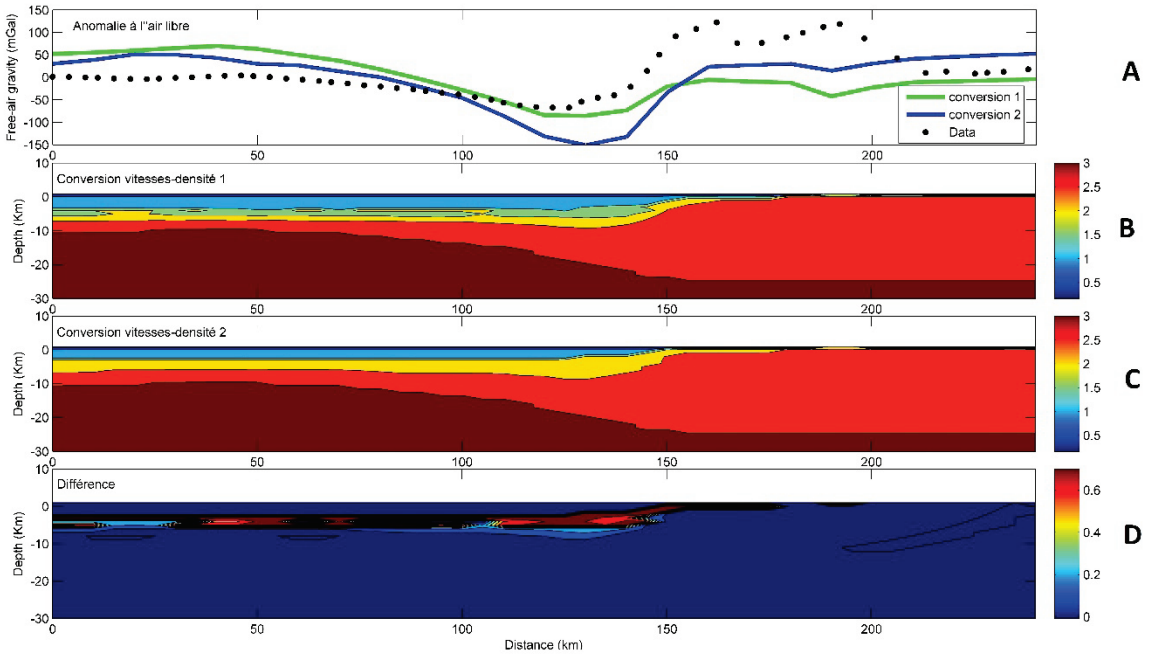


Figure 4-3. Résultats de la conversion vitesse-densité du profil de Kabylie. Modèle 1 : utilisant les lois différentes pour chaque formations (sédiments, croute et manteau) Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) et Birch (1961). Modèle 2 : utilisant la loi de Birch (1961). A : anomalie à l'air libre observée et modélisées. B : modèle de densité issu de la conversion 1; C : modèle de densité issu de la conversion 2; D : différences entre les deux modèles de conversion.

4.1.4 Profil de Tipaza :

Le profil de Tipaza (Figure 4-4) présente une concordance très bonne entre l'anomalie à l'air libre des modèles calculés à partir de la transformation du modèle de vitesse en modèle de densité, et les données brutes, ce qui signifie que la conversion vitesse-densité est correcte pour les deux méthodes de conversion. Comme pour les autres profils, la différence entre des deux conversions se situe au niveau de la couche messinienne (Figure 4-4D). Cette différence varie entre 0 et 0.8 mgals.

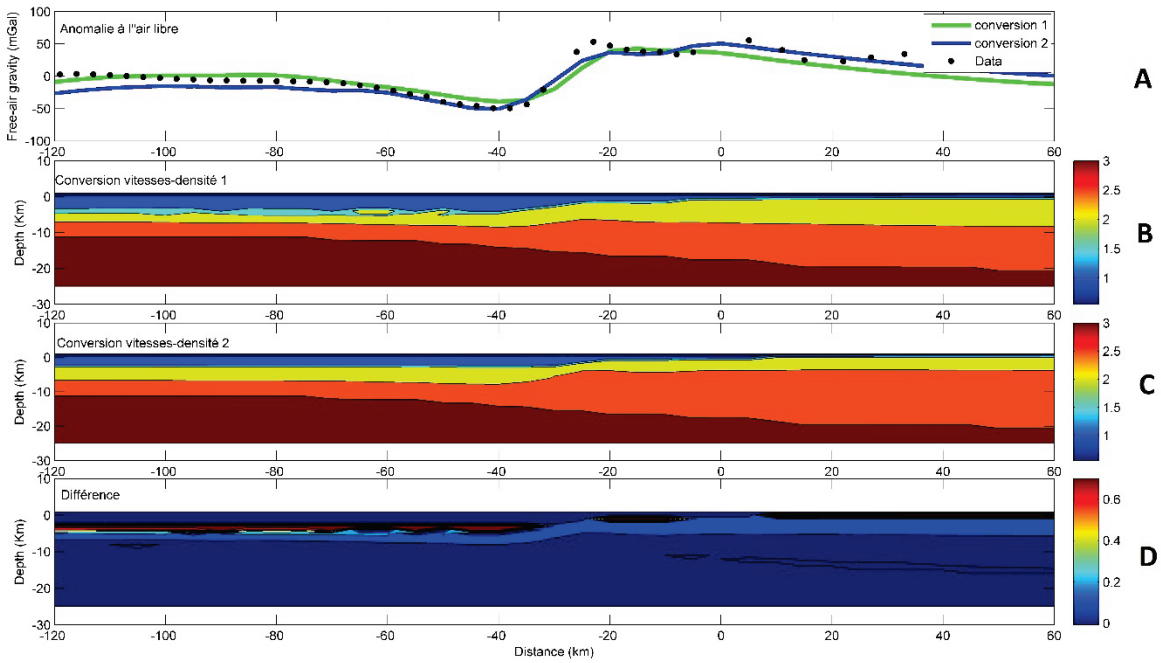


Figure 4-4. Résultats de la conversion vitesse-densité du profil de Tipaza. Modèle 1 : utilisant les lois différentes pour chaque formations (sédiments, croute et manteau) Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) et Birch (1961). Modèle 2 : utilisant la loi de Birch (1961). A : anomalie à l'air libre observée et modélisées. B : modèle de densité issu de la conversion 1; C : modèle de densité issu de la conversion 2; D : différences entre les deux modèles de conversion.

4.1.5 Profil de Mostaganem :

Le profil de Mostaganem (Figure 4-5) présente une très bonne corrélation entre l'anomalie à l'air libre issue des modèles de conversion vitesse-densité et les données gravimétriques. Les deux conversions semblent assez proches sauf pour la partie continentale où le profil de vitesse n'est pas bien contraint (Badji, 2014 ; Badji et al., 2015).

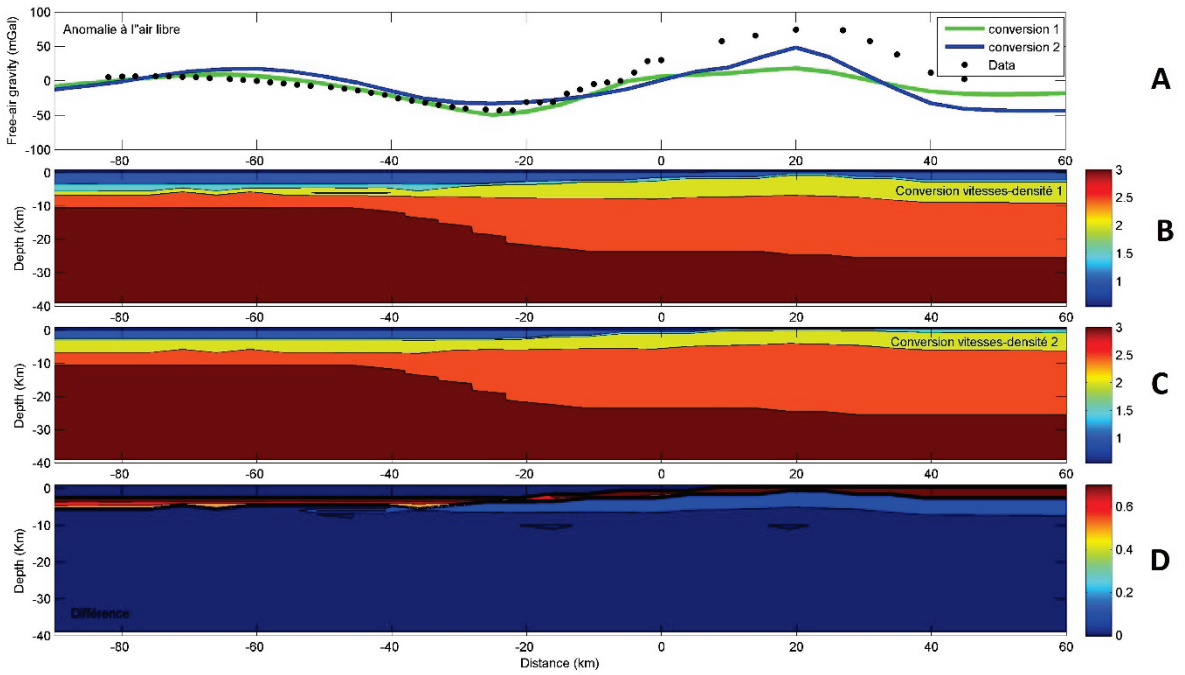


Figure 4-5. Résultats de la conversion vitesse-densité du profil de Mostaganem. Modèle 1 : utilisant les lois différentes pour chaque formations (sédiments, croute et manteau) Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) et Birch (1961). Modèle 2 : utilisant la loi de Birch (1961). A : anomalie à l'air libre observée et modélisées. B : modèle de densité issu de la conversion 1; C : modèle de densité issu de la conversion 2; D : différences entre les deux modèles de conversion.

4.2 Calcul de l'équilibre isostatique et de la flexion équivalente

Afin de calculer une éventuelle anomalie de flexion (topographie résiduelle), il convient tout d'abord de vérifier si les profils sont en équilibre isostatique local au sens d'Airy. Si tel était le cas, alors le poids de chaque colonne verticale au-dessus d'une profondeur de compensation donnée serait le même tout le long du profil. Pour chaque nœud du profil longitudinal à l'abscisse x, le poids P (x) de chaque colonne de lithosphère est calculé comme suit :

$$P(x) = \sum_{z=0}^{z} g\rho(x,z)h$$

Où h est la hauteur de l'élément de grille (constante), g l'accélération gravitationnelle et Z est la profondeur de compensation (pris comme le point le plus profond du profil). Les anomalies de poids relatif ΔP (x) sont calculées le long du profil en soustrayant une moyenne des poids de l'ensemble des colonnes (poids normalisé). Compte tenu du fait que le contraste de densité le plus fort provient de la limite croûte-manteau, c'est au premier ordre un changement de profondeur du Moho qui permet d'expliquer les écarts à l'équilibre isostatique

local. Cette hypothèse de départ peut être validée à posteriori en vérifiant la cohérence spatiale (caractère systématique le long de la marge, longueur d'onde, amplitude) des flexions vers le haut et vers le bas déduites de cette analyse.

Nous convertissons, ensuite, ces «anomalies de poids» en une déflexion équivalente (Figure 4-6) du Moho Δh_{moho} tel que :

$\Delta h_{moho} = -\Delta P\,(\rho_m - \rho_c)$ Où ρm et ρc sont respectivement les densités du manteau et de la croûte supérieure.

Δh_{moho} est donc la quantité de déflexion qui devrait être soustraite du Moho observé pour l'amener à une position isostatique localement compensée ('non fléchi').

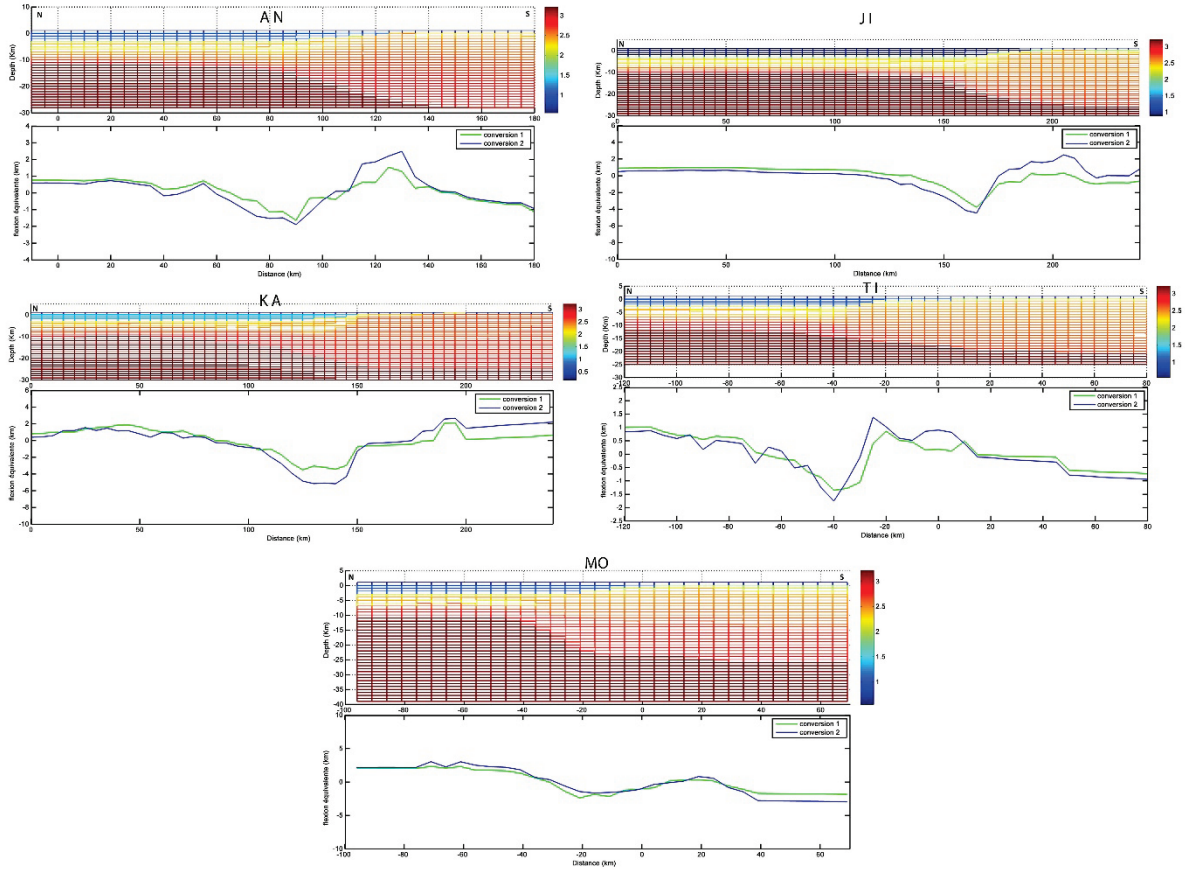


Figure 4-6. Flexure équivalente Δh_{moho} calculée à partir des anomalies de poids P(x). AN : Profil d'Annaba. JI : Profil de Jijel. KA : Profil de Kabylie. TI : Profil de Tipaza. MO : Profil de Mostaganem. Conversion 1 (vert) : utilisant les lois différentes pour chaque formation (sédiments, croute et manteau) Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) et Birch (1961). Conversion 2 (bleu) : utilisant la loi de Birch (1961).

Après calcul sur les cinq profils, il apparaît que dans le domaine océanique, le « poids» de la lithosphère a tendance à diminuer de plus en plus lorsqu'on s'approche du pied de marge. Inversement, dans le domaine continental le « poids » de la lithosphère augmente de plus en plus en s'approchant du pied de marge. En faisant la conversion des « anomalies de

poids » en flexure équivalente du Moho on voit que le Moho est fléchi soit vers le bas (domaine océanique), soit et vers le haut (domaine continental), ceci de manière systématique.

Ces profils ne sont donc pas à l'équilibre au sens local du terme : si l'on interprète cela comme des variations de profondeur du Moho, alors le Moho océanique devient de plus en plus profond, et le Moho continental de plus en plus superficiel, de part et d'autre d'une zone située vers le pied de la marge. Ce type de signal est assez clairement interprétable comme un effet de flexion.

De manière quantitative, j'ai ainsi pu calculer une déflexion océanique (écart vertical de la plaque océanique) d'environ 2 km sur les profils d'Annaba, Tipaza et Mostaganem, alors qu'elle est plus importante sur les profils de Jijel et de Kabylie (respectivement de 6 et 7 km).

4.3 Traitement flexural des profils SPIRAL :

Un modèle largement accepté pour déterminer la déformation de la lithosphère associées aux charges géologiques à long terme (> 1 Ma) (les sédiments, roches volcaniques, …) est celle d'une plaque élastique mince recouvrant un substrat fluide, c'est-à-dire qui agit en tout point le long de la base de la plaque avec une force qui est proportionnelle à la flexion produite par la charge (Watts, 2001b et références incluses).

Le modèle d'approximation de plaque mince suppose que l'épaisseur de la plaque déformée est faible par rapport à sa largeur, et que seules les contraintes dans le plan de la plaque sont significatives (Timochenko & Woinowsky-Krieger, 1959). En outre, on ne considère que des petites déformations, c'est-à-dire qu'on ne prend pas en compte la rotation progressive de la plaque par rapport aux contraintes appliquées (Turcotte & Schubert, 1959).

J'ai donc modélisé la flexion de la marge algérienne par rapport au bassin algérien en utilisant un modèle de plaque élastique mince avec une approche d'essai-erreur. Dans ce modèle, la plaque se plie sous l'effet de charges et / ou des moments verticaux. Dans ce calcul, toutes les charges verticales dues aux changements de densité dans la croûte sont déjà prises en compte par la transformation vitesse-densité et l'analyse isostatique. Nous cherchons donc à modéliser la déflexion «supplémentaire» du Moho en raison des forces externes. La flexion w d'une plaque élastique mince en 2-D sous une charge q appliquée dépend de sa rigidité D tels que:

$$D\frac{d^4w}{dx^4}+(\rho_m-\rho_c)gw=q(x)$$

Où D est la rigidité de la lithosphère liée à l'épaisseur élastique équivalente Te tel que

$D=\frac{E.T_e^{\ 3}}{12.(1-\nu)^2}$ Avec E et ν sont respectivement le module d'Young et le coefficient de Poisson.

Dans une lithosphère couplée mécaniquement, Te est simplement la somme des épaisseurs élastiques de la croûte et du manteau lithosphérique, comme nous l'avons vu précédemment. Si ces deux parties sont découplées mécaniquement, Te s'écrit d'après Burov & Diament (1995):

$Te=(h_{mant}^3+h_{croute}^3)^{1/3}$ Où h_{croute} et h_{mant} sont, respectivement, l'épaisseur élastique de la croûte et du manteau.

Nous avons ensuite utilisé une formulation en éléments finis pour modéliser cette flexion de la lithosphère à la limite de la plaque (Kwon & Bang 2000). Les profils sont discrétisés en deux plaques distinctes pour les parties continentales et océaniques, qui nous permettent d'appliquer des flexions de sens opposés sur les deux domaines. Les deux plaques peuvent être séparées par une zone de transition de largeur variable où aucune flexion n'est calculée. Cette zone de transition est une limite de glissement libre, ou chaque plaque peut se déplacer indépendamment l'une de l'autre. A l'opposé du point de jonction, la déflexion de la plaque est fixée à zéro, et donc la quantité de déflexion calculée à partir de la déflexion équivalente du Moho est appliquée uniquement aux extrémités de chaque plaque (Figure 4-7).

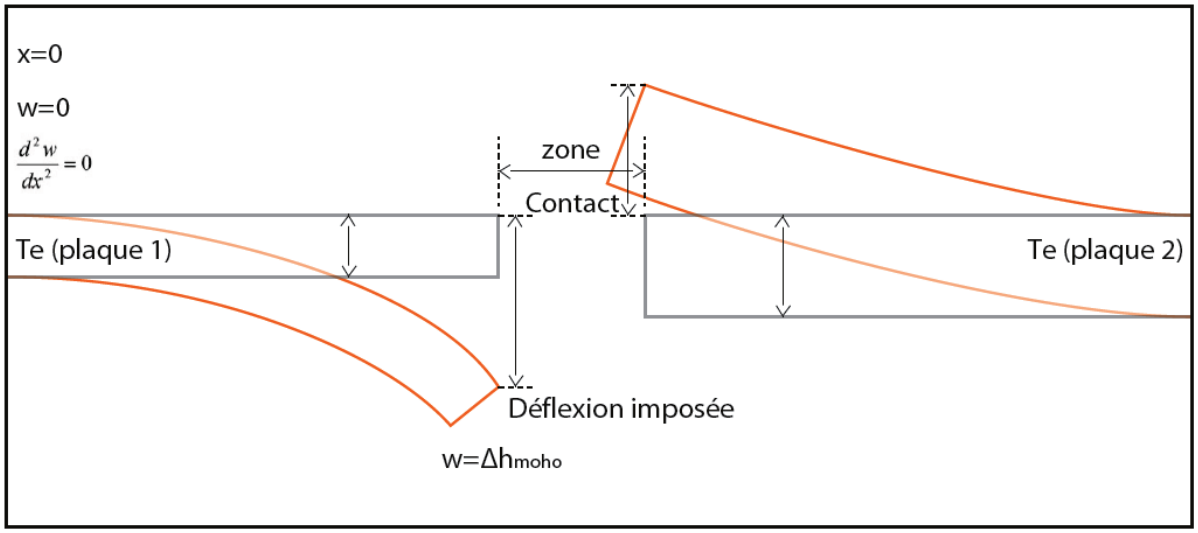


Figure 4-7. Setup des modèles de flexion. Te est l'épaisseur élastique effective en km. La déflexion (w) est mise à zéro aux extrémités des plaques, et imposée à la jonction.

Nous comparons ensuite la flexion calculée avec la flexure équivalente du Moho calculée précédemment en utilisant la formule du RMS suivante :

$RMS = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=0}^{N}(w_i^{obs} - w_i^{calc})^2}$, Où N est le nombre de points, w_{obs} la flexion observée et w_{calc} la flexion calculée en utilisant la méthode des éléments finis.

Nous considérons, aussi, que l'épaisseur élastique effective de la plaque mince modélisée est constante. La raison principale est que les profils sismiques sont courts par rapport à la longueur d'onde caractéristique de la réponse flexurale. Par conséquent, nous ne pouvons déterminer que l'épaisseur élastique Te de la lithosphère à proximité de la limite de plaques, soit une valeur qui est probablement plus faible que la rigidité globale de la plaque (en raison de l'affaiblissement local de la plaque due à la déformation tectonique et les contraintes de flexion).

4.3.1 Résultats de la modélisation flexurale

Un aperçu des résultats de modélisation de la flexion au niveau de chaque profil est donné avec les RMS correspondant à chaque calcul de l'épaisseur élastique équivalente. Il faut noter que la partie continentale a été modélisée avec une épaisseur élastique fixe de 10 km ; ceci est dû à la résolution des profils de sismique grand angle qui sont mal contraints coté continental. Nous n'avons donc pas cherché à contraindre précisément la déflexion et la rigidité flexurale du domaine continental.

4.3.1.1 Profil d'Annaba :

La déflexion calculée le long de ce profil (Figure 4-8) montre une surcompensation claire (flexion vers le bas) sur la partie océanique, et une sous-compensation (flexion vers le haut) sur le domaine continental. Nous définissons les paramètres de la plaque continentale à une épaisseur élastique de 10 km et une déflexion d'environ -2.8 kilomètres, alors que pour la plaque océanique, nous avons fixé la déflexion à 2 km et testé différentes valeurs de Te entre 2 et 7 km (Tableau 4-1).

Te (Km)	RMS (Km) conversion 1	RMS (Km) conversion 2
2	0.68	0.38
3	0.72	0.36
4	0.76	0.39
5	0.80	0.43
6	0.85	0.48
7	0.90	0.53

Tableau 4-1. RMS des différents modèles de flexion calculés en fonction de l'épaisseur élastique effective Te du profil d'Annaba. En gris : Te choisit à partir du minimum RMS.

L'épaisseur élastique qui donne le meilleur ajustement entre les données observées et modélisées est de 3 km. La largeur de la zone de transition dans ce profil est de 25 km.

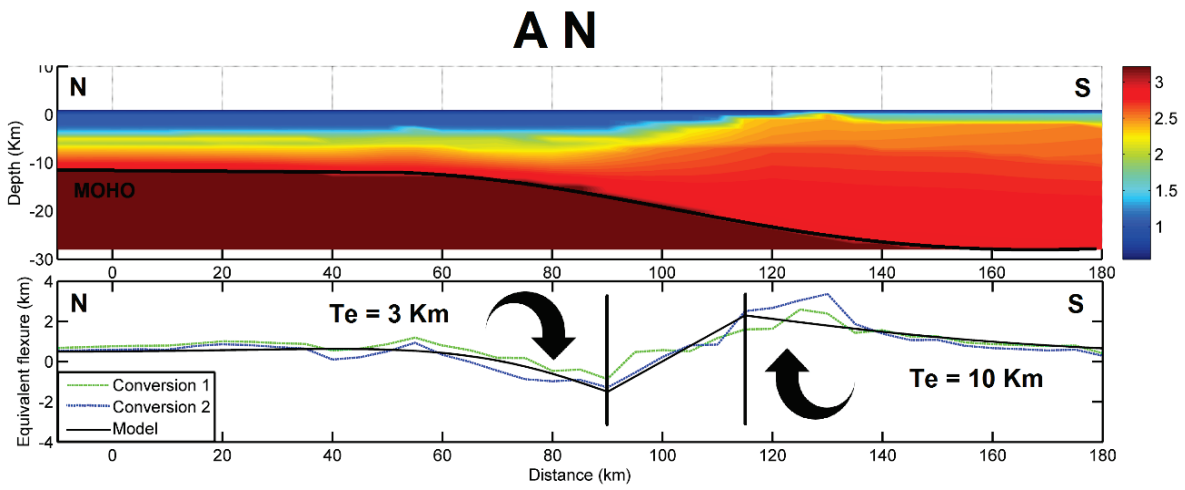


Figure 4-8. Haut : modèle de densité calculé par la conversion des vitesses sismiques en densités avec la loi de Birch (vitesses sismiques après Bouyahiaoui et al. 2014). Bas : modèle de flexion 2-D du profil de Tipaza. Les lignes vertes et bleues sont la flexion équivalente calculée à partir des deux différentes conversions vitesse-densité, et la ligne noire est la déflexion modélisée. Les deux lignes noires verticales délimitent la zone de transition entre les deux plaques (océanique et continentale) en flexion.

4.3.1.2 Profil de Jijel :

La déflexion calculée montre aussi une surcompensation claire (flexion vers le bas) sur la partie océanique, de plus en plus importante vers le pied de marge (Figure 4-9). La partie continentale ne présente aucune anomalie isostatique claire, mais le modèle de vitesse est mal contraint côté continental. Je définis donc les paramètres de la plaque continentale à une épaisseur élastique de 10 km et une déflexion de -1 kilomètres au kilomètre 180, alors que pour la plaque océanique, j'ai évalué la déflexion à 4,5 km au kilomètre 160 et testé différentes valeurs de Te entre 4 et 10 km (Tableau 4-2).

Te (Km)	RMS (Km) conversion 1	RMS (Km) conversion 2
4	0.48	0.45
5	0.44	0.34
6	0.45	0.31
7	0.50	0.34
8	0.56	0.42
9	0.65	0.51
10	0.74	0.60

Tableau 4-2. RMS des différents modèles de flexion calculés en fonction de l'épaisseur élastique effective Te du Profil de Jijel. En gris : Te choisit à partir du minimum RMS.

L'épaisseur élastique qui donne le meilleur ajustement entre les données observées et modélisées est de 6 km. La largeur de la zone de transition dans ce profil est de 15 km et se situe entre 165 et 180 km.

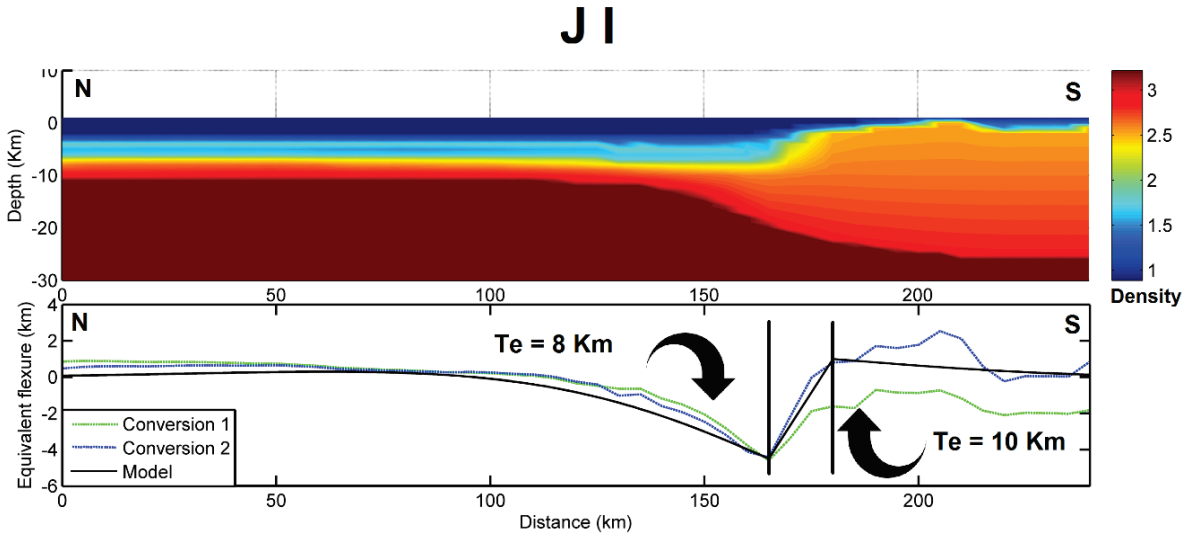


Figure 4-9. Haut : modèle de densité calculé par la conversion des vitesses sismiques en densités avec la loi de Birch (vitesses sismiques d'après Mihoubi et al. 2014). Bas : modèle de flexion 2-D du profil de Jijel. Les lignes vertes et bleues sont la flexion équivalente calculée à partir des deux différentes conversions vitesse-densité, et la ligne noire est la déflexion modélisée. Les deux lignes noires verticales délimitent la zone de transition entre les deux plaques (océanique et continentale) en flexion.

4.3.1.3 Profil de grande Kabylie :

Comme pour le profil Jijel, le modèle de flexion (Figure 4-10) montre une surcompensation sur la croûte océanique ; toutefois, le signal isostatique est beaucoup moins clair sur la partie continentale. Nous définissons alors les paramètres de la plaque continentale à une épaisseur élastique de 10 km et une déflexion de 1,2 km qui est imposée au point situé à 150 km à partir du début du profil. Pour la plaque océanique, nous avons mis la déflexion à 6.1 km au niveau du kilomètre 130 et nous avons calculé les RMS pour plusieurs couches élastiques de différentes épaisseurs entre 4 et 10 km (Tableau 4-3).

Te (Km)	RMS (Km) conversion 1	RMS (Km) conversion 2
4	0.89	0.86
5	0.78	0.66
6	0.76	0.53
7	0.80	0.48
8	0.89	0.52
9	1.01	0.62
10	1.14	0.75

Tableau 4-3. RMS des différents modèles de flexion calculés en fonction de l'épaisseur élastique effective Te du Profil de grande Kabylie. En gris : Te choisit à partir du minimum RMS.

L'épaisseur élastique qui donne le meilleur ajustement entre les données observées et modélisées est à 7 km avec un RMS de 0.48. La largeur de la zone de transition dans ce profil est de 20 km (130-150 km).

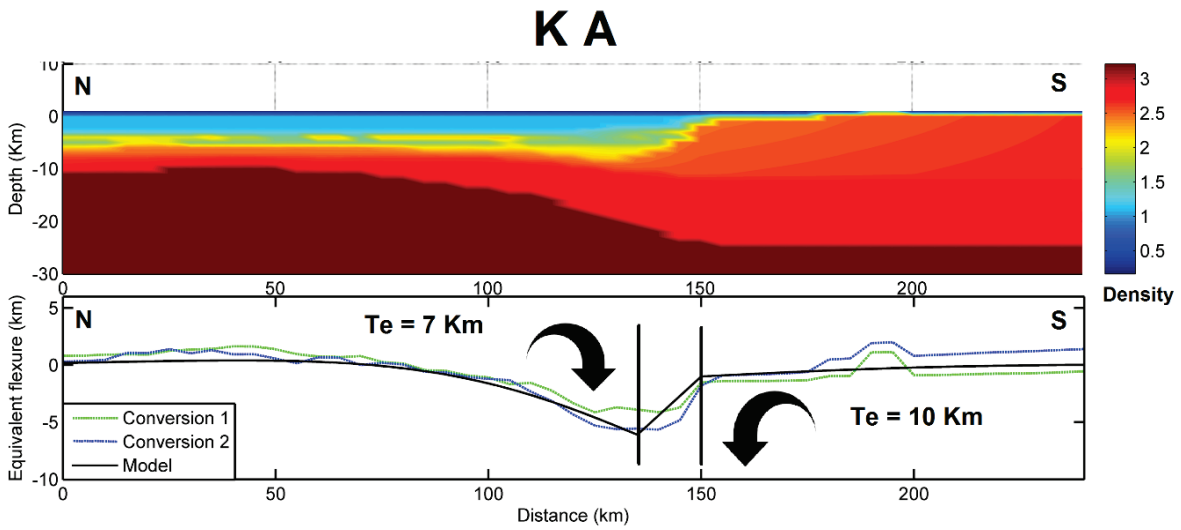


Figure 4-10. Haut : modèle de densité calculé par la conversion des vitesses sismiques en densités avec la loi de Birch (vitesses sismiques d'après Aidi et al. 2014). Bas : modèle de flexion 2-D du profil de Jijel. Les lignes vertes et bleues sont la flexion équivalente calculée à partir des deux différentes conversions vitesse-densité, et la ligne noire est la déflexion modélisée. Les deux lignes noires verticales délimitent la zone de transition entre les deux plaques (océanique et continentale) en flexion.

4.3.1.4 Profil de Tipaza :

Le déséquilibre isostatique local augmente de façon exponentielle à l'approche de la transition océan-continent, à la fois sur les parties continentales et océaniques. La signature isostatique le long de ce profil est donc typique d'une plaque « cassée » avec des courbures de sens opposés : flexion (vers le haut) sur la partie continentale et déflexion (vers le bas) sous le domaine océanique (Figure 4-11). Pour le modèle de flexion, nous avons fixé les paramètres de la plaque continentale à une épaisseur élastique de 10 km et une déflexion imposée de -1,2 km à l'extrémité de la plaque au kilomètre 25. Pour la plaque océanique, nous avons mis la déflexion à 2.2 km au kilomètre 40 et nous avons calculé les RMS pour plusieurs épaisseurs élastiques entre 3 et 8 km (Tableau 4-4).

Te (Km)	RMS (Km) conversion 1	RMS (Km) conversion 2
3	0.32	0.34
4	0.25	0.27
5	0.28	0.24
6	0.33	0.24
7	0.39	0.27
8	0.45	0.32

Tableau 4-4. RMS des différents modèles de flexion calculés en fonction de l'épaisseur élastique effective Te du Profil de Tipaza. En gris : Te choisit à partir du minimum RMS.

L'épaisseur élastique qui donne le meilleur ajustement entre les données observées et modélisées est à 6 km. La largeur de la zone de transition entre les plaques continentale et océanique dans ce profil est de 20 km (entre les km 40 et km-20).

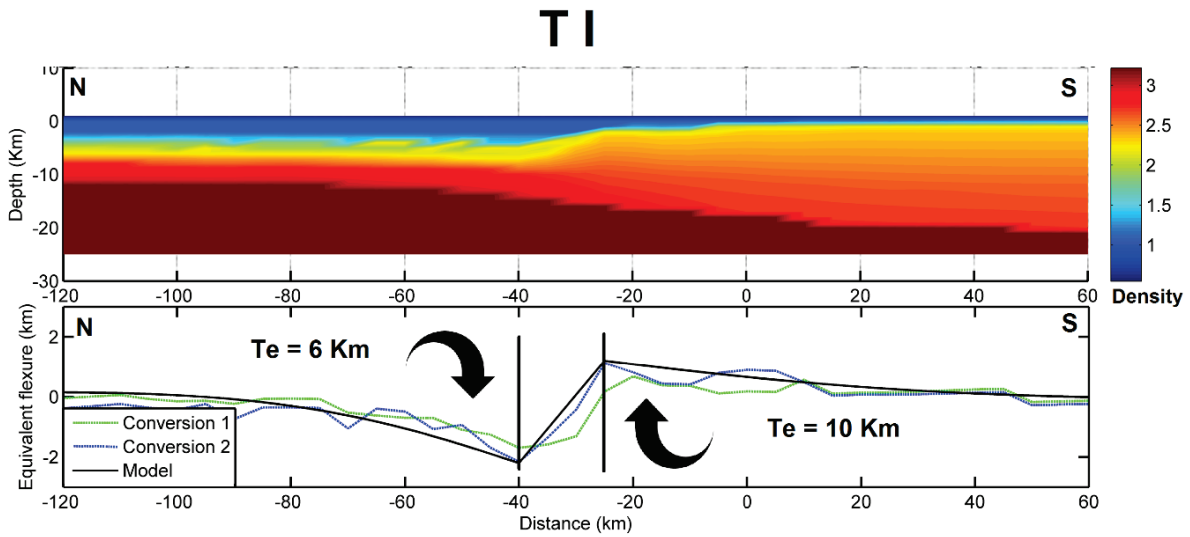


Figure 4-11. Haut : modèle de densité calculé par la conversion des vitesses sismiques en densités avec la loi de Birch (vitesses sismiques d'après Leprêtre et al. 2014). Bas : modèle de flexion 2-D du profil de Jijel. Les lignes vertes et bleues sont la flexion équivalente calculée à partir des deux différentes conversions vitesse-densité, et la ligne noire est la déflexion modélisée. Les deux lignes noires verticales délimitent la zone de transition entre les deux plaques (océanique et continentale) en flexion.

4.3.1.5 Profil de Mostaganem :

Comme pour les autres profils, le modèle de flexion (Figure 4-12) montre une surcompensation au niveau de la croûte océanique, avec un signal isostatique beaucoup moins clair sur la partie continentale. J'ai défini alors les paramètres de la plaque continentale à une épaisseur élastique de 10 km et une déflexion de 3 km qui est imposée au point situé à 20 km sur le profil de densité. Pour la plaque océanique, j'ai évalué la déflexion à 3 km au niveau du kilomètre -20 et tout comme les autres profils, j'ai calculé les RMS pour plusieurs couches élastiques de différentes épaisseurs entre 2 et 6 km (Tableau 4-3).

Te (Km)	RMS (Km) conversion 1	RMS (Km) conversion 2
2	0.38	0.36
3	0.29	0.58
4	0.43	0.83
5	0.60	1.03
6	0.76	1.20

Tableau 4-5. RMS des différents modèles de flexion calculés en fonction de l'épaisseur élastique effective Te du Profil de Mostaganem. En gris : Te choisit à partir du minimum RMS.

L'épaisseur élastique qui donne le meilleur ajustement entre les données observées et modélisées est à 3 km avec un RMS de 0.29. La largeur de la zone de transition dans ce profil est de 40 km (-20 et 20 km).

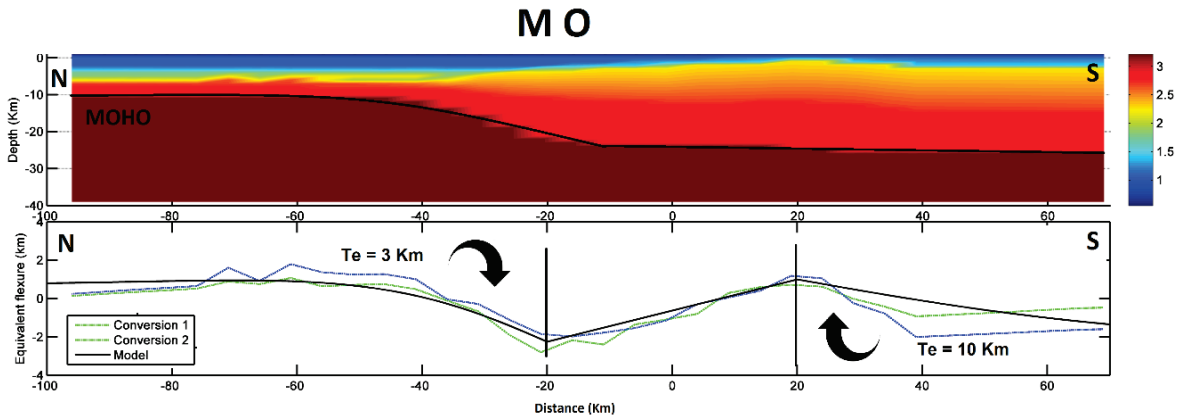


Figure 4-12. Haut : modèle de densité calculé par la conversion des vitesses sismiques en densités avec la loi de Birch (vitesses sismiques d'après Rabia et al. 2014). Bas : modèle de flexion 2-D du profil de Jijel. Les lignes vertes et bleues sont la flexion équivalente calculée à partir des deux différentes conversions vitesse-densité, et la ligne noire est la déflexion modélisée. Les deux lignes noires verticales délimitent la zone de transition entre les deux plaques (océanique et continentale) en flexion.

4.4 Interprétation des modèles de flexion

Une vue d'ensemble (par simple interpolation) des cinq profils SPIRAL, après conversion vitesse-densité, nous montre un Moho océanique moins profond au niveau central de la marge (grande Kabylie et Jijel) qu'au niveau continental (Figure 4-13). Cette vue d'ensemble schématise une flexion localisée au pied de pente de la marge algérienne, elle-même localisée d'après l'anomalie à l'air libre négative (anomalie en bleu sur la Figure 4-13) au niveau du bassin algérien. En effet, l'emplacement de la TOC (transition océan-continent) est souvent marqué par une anomalie gravimétrique à l'air libre négative, au passage entre des croûtes de densités différentes ("edge effect", Worzel, 1968; Watts et Stewart, 1998).

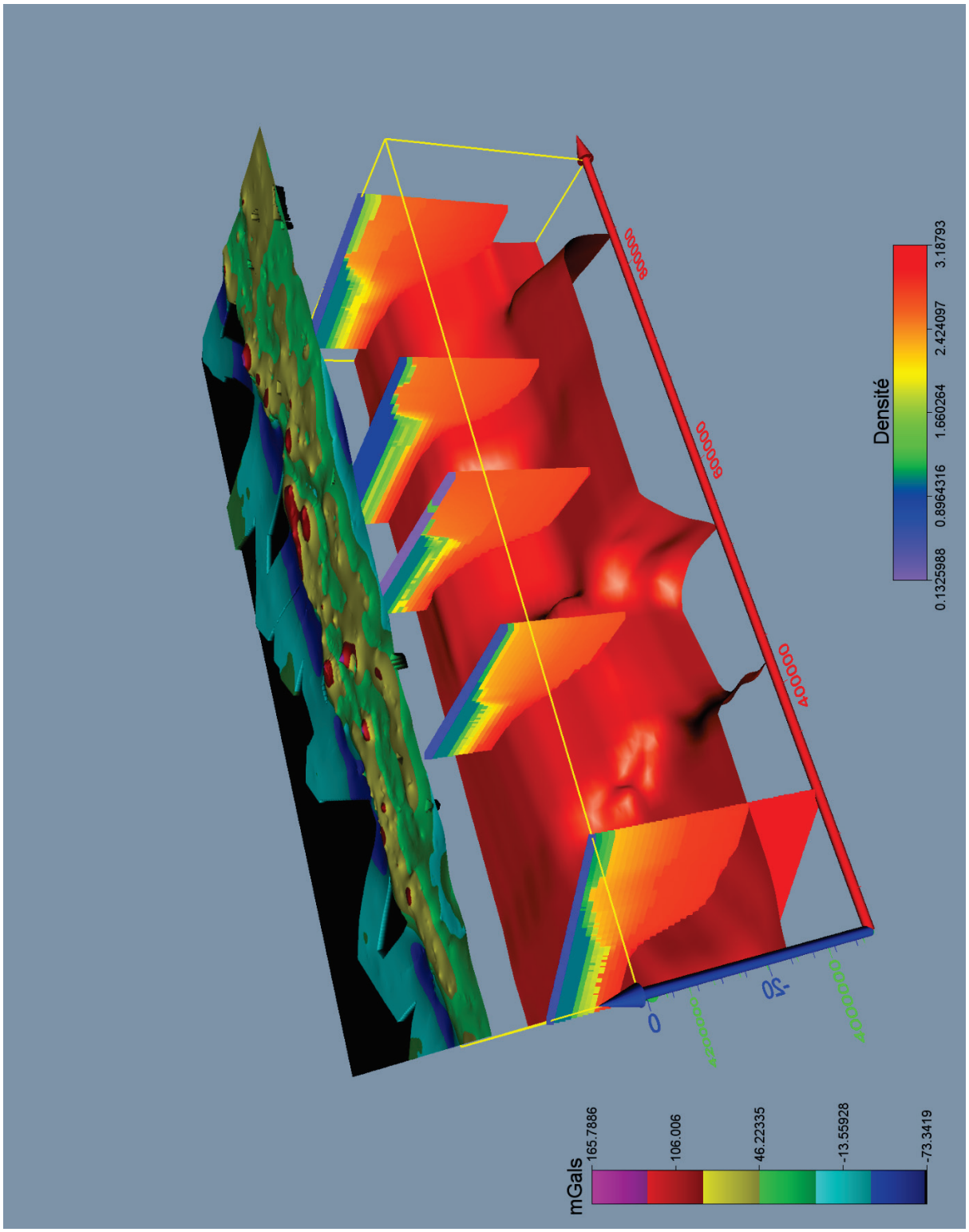


Figure 4-13. Vue d'ensemble des cinq profils SPIRAL après conversion vitesse-densité. Haut : carte d'anomalie à l'air libre. Bas : profil de densité avec la surface du Moho calculé issue de l'interpolation entre les profils SPIRAL et montrant la déflexion systématique du socle océanique en pied de marge.

4.4.1 Interprétation des modèles de flexion des profils d'Annaba, Jijel, Grande Kabylie et Tipaza

L'interprétation des résultats de la modélisation flexurale des profils d'Annaba, Jijel, Grande Kabylie et Tipaza ainsi que leurs différentes implications dans le contexte géodynamique de la convergence Afrique-Europe ont fait l'objet d'un article publié dans « Geophysical Journal International » en 2015. Ces résultats ont été comparés à des profils issus d'une marge passive (la marge atlantique marocaine, Contrucci et al. 2004) et à une marge active (marge de Sumatra, Klingelhoefer et al. 2009, 2010).

Geophysical Journal International

Geophys. J. Int. (2015) **201,** 1426–1436 doi: 10.1093/gji/ggv098

GJI Geodynamics and tectonics

Flexural behaviour of the north Algerian margin and tectonic implications

Lamine Hamai,[1,2] Carole Petit,[1] Abdeslem Abtout,[2] Abdelkarim Yelles-Chaouche[2] and Jacques Déverchère[3]

[1]*Geoazur, CNRS-UNS-IRD,* 250 *rue Albert Einstein, F*-06560 *Valbonne-Sophia Antipolis, France. E-mail: lamine.hamai@yahoo.fr*

[2]*Centre de Recherches en Astronomie Astrophysique et Géophysique, Route de l'Observatoire, BP* 63*, Algiers, Algeria*

[3]*Domaines Oceaniques, Institut Européen de la Mer, CNRS-UBO, Technopôle Brest-Iroise, Place Nicolas Copernic, F*-29280 *Plouzané, France*

Accepted 2015 February 24. Received 2015 February 23; in original form 2014 October 15

SUMMARY

The Algerian margin formed through back-arc opening of the Algerian basin (Mediterranean Sea) resulting from the roll-back of the Tethyan slab. Recent geophysical data acquired along the Algerian margin showed evidence of active or recent compressive deformation in the basin due to the ongoing Africa–Eurasia convergence. Published data from four wide-angle seismic profiles have allowed imaging the deep structure of the Algerian margin and its adjacent basins. In this study, we converted these velocity models into density models, then into isostatic anomalies. This allowed us to image an isostatic disequilibrium (relative to a local isostasy model) reaching a maximum amplitude at the margin toe. Converting isostatic anomalies into Moho depth variations shows that the Moho extracted from wide-angle seismic data is deeper than the one predicted by a local isostasy model in the oceanic domain, and shallower than it in the continental domain. These anomalies can be interpreted by opposite flexures of two plates separated by a plate boundary located close to the margin toe. We use a finite element model to simulate the lithospheric flexure. The amplitude of the equivalent vertical Moho deflection is larger in the central part of the study area (6–7 km) than on the easternmost and westernmost profiles (3 km). The effective elastic thickness used to best match the computed deflection is always extremely low (always less than 10 km) and probably reflects the relatively low strength of the lithosphere close to the plate boundary. Comparison with other wide-angle seismic profiles across an active and a passive margin show that the North Algerian margin displays isostatic anomalies close to that of an active margin. Finally, plate flexure is highest at the southern tip of the ocean-continent transition, possibly indicating that a former passive margin detachment is reactivated as a crustal scale reverse fault pre-dating a future subduction.

Key words: Gravity anomalies and Earth structure; Continental margins: convergent; Dynamics of lithosphere and mantle; Lithospheric flexure; Crustal structure.

1. INTRODUCTION

Whereas oceanic subduction is one of the most important processes of plate tectonics, understanding how and where it begins is still a matter of debate, mostly because examples of incipient oceanic subduction worldwide are scarce (e.g. Gerya 2011, and references therein). The transition from passive to active margin can result from various phenomena, including buoyancy contrasts, thermal instability of the oceanic lithosphere, differential surface loading due to erosion and deposition, body forces or other parameters (e.g. Gurnis 1992; Faccenna *et al.* 1999; Regenauer-Lieb *et al.* 2001; Niu *et al.* 2003; Zhu *et al.* 2009). Commonly, subduction initiation mechanisms are assumed to fall into two categories (Stern 2004, and references therein): induced or spontaneous, depending on whether they are driven by the far-field tectonic plate motions or by local gravitational instabilities. In all cases, most numerical models of subduction initiation require a pre-existing weakness zone in which deformation is located (Gerya 2011, and references therein). However, the actual structures of this weak zone, its origin, and its relationship with the early stages of compressional deformation are still unclear. Deciphering the structure of a recently inverted passive or transform margin can thus help understanding how induced subduction initiates and localizes.

The Algerian basin is a young oceanic basin (~20 Ma or less, Schettino & Turco 2006, 2011; van Hinsbergen *et al.* 2014) undergoing compressive boundary conditions due to Africa–Eurasia

© The Authors 2015. Published by Oxford University Press on behalf of The Royal Astronomical Society.

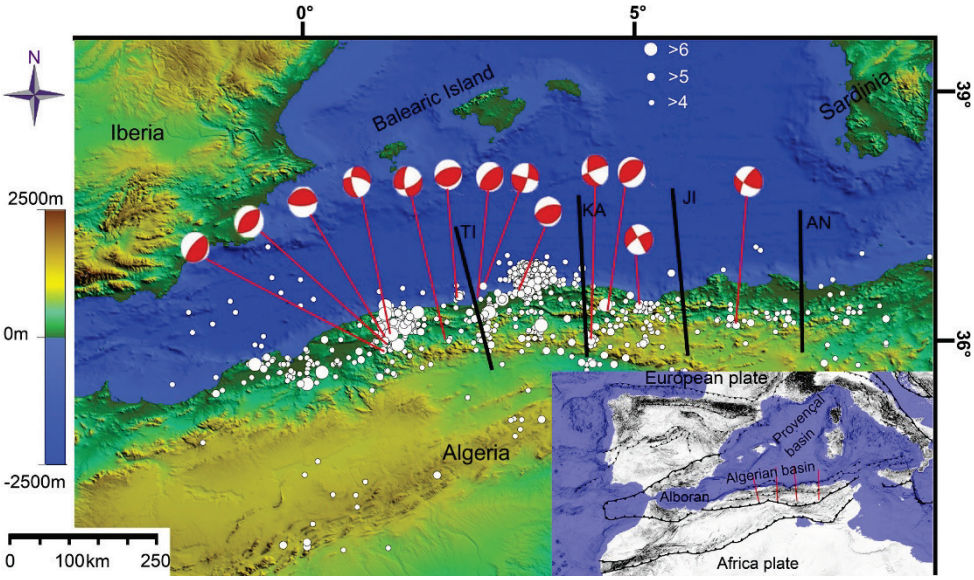


Figure 1. Topography, bathymetry by ETOPO1 1-min global relief (www.ngdc.noaa.gov) and seismicity of the Algerian margin (epicentres and focal mechanisms). Solid lines indicate the location of the SPIRAL wide-angle profiles. Inset shows a more regional tectonic sketch of the Mediterranean Region (modified after Barrier *et al.* 2004).

convergence at a rate of less than ~1 cm yr^{-1} (Dewey *et al.* 1989; Serpelloni *et al.* 2007; Carminati *et al.* 2012). These kinematic boundary conditions favor subduction inception along the North African margin (Cloetingh *et al.* 1982, 1989). Northern Algeria, located at the Africa–Eurasia Plate boundary south of the Algerian basin, currently undergoes a slow compressional deformation on its continental margin (Auzende *et al.* 1972; Frizon de Lamotte *et al.* 2011), as evidenced by active seismicity recorded both on land and at sea (Domzig *et al.* 2006 ; Yelles-Chaouche *et al.* 2006; Kherroubi *et al.* 2009; Kherroubi 2011). This recent compression (of which the onset is dated between 10 and 2 Ma) between Eurasia and Africa has been proposed earlier (e.g. Le Pichon 1968; Talwani *et al.* 1969; Caputo *et al.* 1970 ; McKenzie *et al.* 1970), however from Gibraltar to Sicily, the precise geometry of the plate boundary is still poorly defined, because the deformation is still diffuse and not yet localized on a well-defined plate interface. The North African margin in Algeria may therefore represent a transitional stage between ac- tive and passive margin settings (Lonergan & White 1997; Gueguen *et al.* 1998; Rosenbaum *et al.* 2002a; Faccenna *et al.* 2004; Mauffret *et al.* 2004; Jolivet *et al.* 2006, 2009; Yelles *et al.* 2009; Carminati *et al.* 2012). If this was the case, then the lithosphere should display an isostatic signal close to that of mature subduction zones, that is, a progressive downward bending of the oceanic plate towards the continental margin that is not due to a 'normal' plate deflection under its own load.

In this study, we use recently published 2-D velocity models computed from wide-angle seismic data of the SPIRAL 2009 survey on the North Algerian margin (Aidi *et al.* 2013; Leprêtre *et al.* 2013; Mihoubi *et al.* 2014; Bouyahiaoui *et al.* 2015). The velocity structure is converted into a density structure and an isostatic analysis is performed by comparing measured (from merged data sets) and computed gravity anomalies. Isostatic anomalies are modelled using a broken elastic plate model. From these results, we aim (1) to test whether a flexural effect is indeed detectable along the Algerian margin, (2) if so, to evidence the along-strike changes of flexure and of mechanical properties of the oceanic lithosphere and (3) to discuss their origin by comparison with other types of margins worldwide.

2. SUMMARY OF GEODYNAMICAL HISTORY

The Western Mediterranean Sea belongs to the Alpine orogenic system and is located near the boundary of Africa and Eurasia plates. The western Mediterranean basin depicts a unique, complex structure, with its steep mountain ranges and large continental island blocks which separate several sub-basins (Fig. 1).

During the Liassic, the opening of the central Atlantic caused a sinistral strike-slip motion between Africa and Iberia, creating a transform zone passing through the Gibraltar strait (Roca *et al.* 2004). Approximately at the same time, the dislocation of Pangea led to the opening of the Alpine Tethys (Irving 1977, 2004; Muttoni *et al.* 1996; Frizon de Lamotte *et al.* 1991, 2011). The northern Tethyan passive margin is born at the southern edge of the AlKaPeCa (Alboran Kabylia Peloritan and Calabria, Bouillin 1986) continental block system, itself attached to the Sardinia and Balearic proto-islands. In the Late Cretaceous (84 Ma, e.g. Gelabert *et al.* 2002), the motion of the African plate changed due to the opening of the South Atlantic, causing the onset of convergence between Eu- rope and Africa (Olivet *et al.* 1982; Dewey *et al.* 1989; Ricou 1996; Rosenbaum *et al.* 2002a; Cavazza *et al.* 2004; Schettino & Turco 2011). This new stress regime initiated the closure of the Tethys Ocean, which was accommodated in the Maghreb by northward subduction and opening of the Algerian backarc basin between stable Eurasia and AlKaPeCa microcontinents. This stage ended with the collision between the continental AlKaPeCa blocks and Africa (Lonergan & White 1997; Gueguen *et al.* 1998; Roca *et al.* 1999; Verges & Sabat 1999; Frizon de Lamotte *et al.* 2000; Faccenna *et al.* 2001; Roca 2001; Rosenbaum *et al.* 2002a; Mauffret *et al.* 2004). These continental blocks, initially belonging to the European margin (Bouillin 1986), broke up into several sub-blocks that migrated southward and formed the internal zones of the Alpine south-Mediterranean belt after their collision with North Africa. A two-stage kinematic model of opening of the Algerian basin has been proposed, with a first N–S opening due to the southward migra- tion of the AlKaPeCa blocks at 35 Myr, followed by an EW opening with the formation of oceanic crust along NS trending accretionary

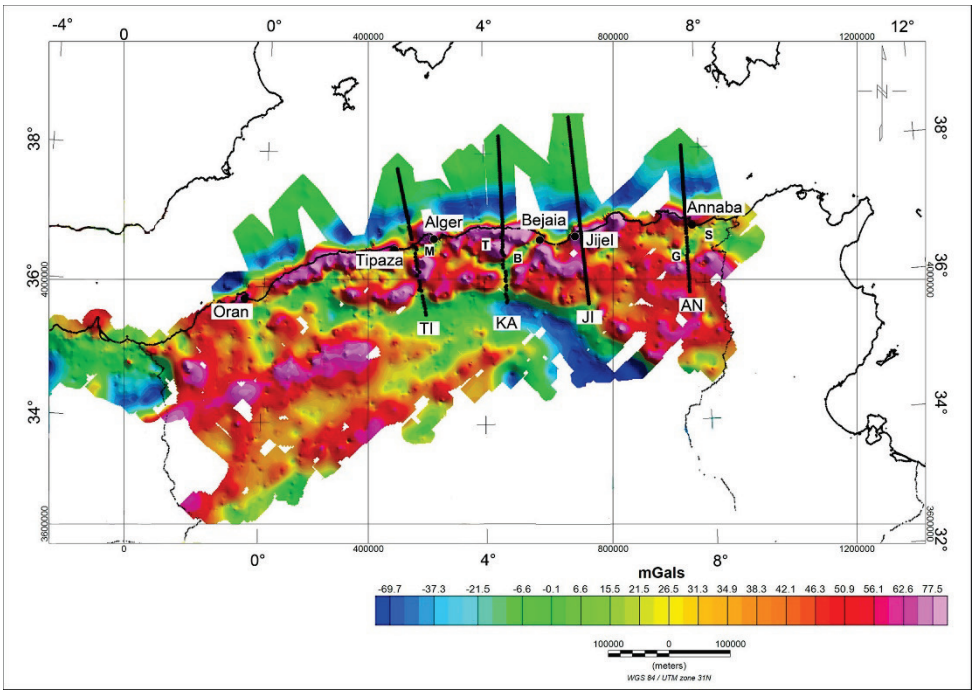


Figure 2. Free air anomaly map of northern Algeria. Solid lines mark the SPIRAL wide-angle seismic profiles (TI = Tipaza, KA = Greater Kabylia, JI = Jijel, AN = Annaba).

centres between 16 and 8 Myr (Mauffret *et al.* 2004; Mauffret 2007; van Hinsbergen *et al.* 2014). According to this hypothesis, the late stage of opening of the basin is associated with the westward migration of the Gibraltar Arc and eastward migration of the Calabrian arc, and occurred after the collision of the Kabylian massifs with North Africa. Magmatism attributed to slab detachment occurred first in the Langhien (~15 Ma) at the central Algerian coast and then spread to the west and east, supporting the hypothesis of opposite migration of the Calabrian and Gibraltar slab tears (Carminati *et al.* 1998; Maury *et al.* 2000; Savelli 2002; Spakman & Wortel 2004). Nowadays, the still ongoing Africa–Europe convergence is recorded in Algeria, both in the coastal basins on land (e.g. the Chelif and Mitidja basins) and in the offshore, with characteristic fold-thrust structures (Boudiaf 1996; Déverchère *et al.* 2005; Domzig *et al.* 2006; Yelles-Chaouche *et al.* 2006; Kherroubi *et al.* 2009; Yelles *et al.* 2009).

3. AVAILABLE DATA SETS

In order to quantitatively assess the mechanical properties at the plate boundary, several terrestrial and marine gravity data sets from the 'Bureau Gravimétrique International (BGI, International Gravimetric Bureau 2012), http://bgi.obs-mip.fr' database were used. This database consists of irregularly spaced points issue from some of survey, attached to different gravity bases (Bouyahiaoui *et al.* 2011). Its accuracy is estimated at 1 mGal and the measurements are attached to the 1930 Potsdam network (Idres & Aifa 1995).

In order to use the BGI data, it was essential to bring all data sur- vey to the same level of reference (for the data to be homogeneous). For this purpose, we used the new gravity measurements acquired in the framework of missions CRAAG at places where BGI data existed (Abtout *et al.* 2014). Comparison of old data to new mea- surements allowed us to compute a systematic offset due to different attachments. This difference was added to the old values to bring them to the same reference ellipsoid as the absolute measurements. In a second step, outliers were eliminated by a systematic search of peaks outside the mean distribution, centred on a square of 100 km × 100 km. These treatments provided a self-consistent free-air anomaly map attached to the absolute gravity reference bases.

The resulting free air anomaly map shows several positive anoma- lies on the northern of continental margin, and negative anomalies representing the sedimentary basins (Fig. 2). The latter are namely, the backarc Mitidja basins near Algiers, the Tizi Ouzou basin and the small basins of Guelma and Seybouse in the East near Annaba. Positive anomalies on the continental domain are limited to the north by negative anomalies representing the limit of the margin. Some positive anomalies however extend offshore, in the Kheir Eddine bank in Algiers, and the Edough massif near Annaba.

Free air anomaly profiles were then drawn along four wide-angle seismic profiles of the SPIRAL survey (Tipaza, Greater Kabylia, Jijel and Annaba profiles from west to east, Fig. 2), in order to provide a first-order check on the velocity model determined by forward inversion of wide-angle data (Aidi *et al.* 2013; Leprêtre *et al.* 2013; Mihoubi *et al.* 2014; Bouyahiaoui *et al.* 2015).

4. METHODS

For each of the four profiles, the final velocity model computed from wide-angle seismic forward modelling was converted into a regular 5 km × 1 km velocity V grid using a linear interpolation method. We convert it into a density ρ profile using two different velocity–density conversion rules in order to test the sensitivity of our models to the velocity–density conversion factor.

We first use three different velocity–density conversions for the sediments, upper crust and deep crust and mantle, using Hamilton

(1978), Carlson & Herrick (1990) an d Bi ch (1961) laws, such as, respectively:

$$\rho = 1 + 1.18(V - 1.5)^{0.22}$$

$$\rho = 3.61 - \frac{6.0}{V}$$

$$B = \frac{dV}{d\rho} \quad (1)$$

For the Birch law, we choose a B factor of 2.8 and an integration constant of –1.45 in order to retrieve commonly accepted density values of 1030 and 3300 kg m^{-3} for the water and uppermost mantle, respectively. The second conversion model uses the Birch law for all crust and mantle rocks. The velocity–density conversion is different for the salt layer, for which the density is of 2200 kg m^{-3} for seismic velocities ranging between 3.9 and 4.1 km s^{-1}. The density models are then used to calculate a theoretical gravimetric anomaly that can be compared to the measured one.

We then test if the profiles are in local isostatic equilibrium in an Airy sense. If this was the case, then the weight of each vertical col- umn should be the same all along the profile. For each longitudinal profile node, the weight $P(x)$ of the column of crust and mantle are computed such as:

$$P(x) = \sum_{z=0}^{Z} g\rho(x,z)h \quad (2)$$

Where h is the height of the grid element (constant), g the gravitational acceleration and Z is the compensation depth (taken as the deepest point of the profile). Relative weight anomalies $\Delta P(x)$ are computed along the profile by subtracting an average to the computed column weights. These anomalies can be interpreted as deviations from the local isostatic equilibrium in the Airy sense. Positive deflection means that the lithosphere is heavier than predicted by an Airy-type model, which can be interpreted for instance as an upward flexure resulting in a Moho uplift and mantle emplacement at crustal levels.

We convert these 'weight anomalies' in an equivalent deflection of the Moho Δh_{moho} with:

$$\Delta h_{moho} = -\Delta P(\rho_m - \rho_c) \quad (3)$$

where ρ_m and ρ_c are the upper mantle and crust densities, respectively. Δh_{moho} is therefore the amount of deflection that should be substracted from the observed Moho to bring it to an isostatically compensated ('unflexed') position. We then model this calculated deflection using a thin elastic plate model and a trial and error approach. In this model, the plate bends under the effect of vertical loads and/or moments, which cause the observed plate deflection. Here, all vertical loads due to density changes within the crust are already taken into account by the isostatic analysis, and we seek modelling an 'additional' Moho deflection due to external plate bending forces. The flexure w of a thin elastic plate in 1-D under an applied load q depends on its rigidity D such as:

$$D\frac{d^4\omega}{dx^4} + (\rho_m - \rho_c)g\omega = q(x) \quad (4)$$

where D is the lithosphere rigidity connected to the effective elastic thickness Te:

$$D = \frac{E.Te^3}{12.(1-\nu^2)} \quad (5)$$

With E and ν the Young's modulus and the Poisson coefficient, respectively. In a mechanically couple lithosphere, Te is simply the sum of the elastic thicknesses of the crust and mantle. If they are mechanically decoupled, Te writes (Burov & Diament 1995):

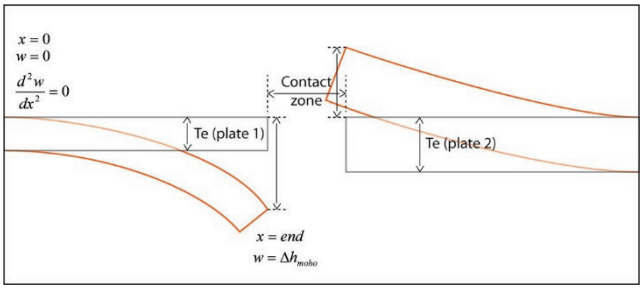


Figure 3. Setup of the flexural models. Te is the effective elastic thickness in km. The deflection (w) is set to zero at the extremities of the plates, and imposed at the plate junction.

$$Te = (h_{mant}^3 + h_{crust}^3)^{1/3} \quad (6)$$

where h_{crust} and h_{mant} are the crust and mantle elastic thicknesses, respectively.

A finite element formulation is used to model the lithospheric flexure at the plate boundary (Kwon & Bang 2000). The profiles are discretized into two distinct plates for the continental and oceanic parts, which allow us to apply opposite flexures on both domains. The two plates can be separated by a transition zone of variable width where no flexure is computed. This transition zone is a free slip boundary, that is, each plate can move independently from the other one. We have focused our study on the oceanic part because the continental domain is less well constrained due to the lack of seismic shots on land. The deflection and the plate curvature oppositely to their point of junction ($x = 0$) are set to zero, and the amount of deflection computed from the equivalent Moho deflection is applied at both ends of each plate (x = end), such as (Fig. 3):

$$w_{(0)} = 0$$

$$\frac{d^2w}{dx^2(0)} = 0$$

$$w_{(end)} = \Delta h_{moho(end)} \quad (7)$$

The misfit (in km) between the computed flexure and the modelled one is calculated given by the rms value:

$$rms = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=0}^{N}(\omega_i^{obs} - \omega_i^{calc})^2} \quad (8)$$

where N is the number of points, w^{obs} is the observed flexure and w^{calc} is the flexure calculated using the finite element method. In all our models, the effective elastic thickness is assumed constant. The main reason is that the seismic profiles are short compared to the characteristic wavelength of flexural response. As a consequence, we are able to determine only the effective elastic thickness of the lithosphere close to the plate boundaries, which is probably much lower than the overall plate rigidity (because of local plate weakening due to tectonic deformation and bending stresses). Introducing a plate variable rigidity on such short profiles would rather help us fitting a noise than a true signal in the plate flexure.

5. MODELLING RESULTS

We present in this section the results of gravity, isostasy and flexure modelling of each profile from west to east (Figs 4–7, and

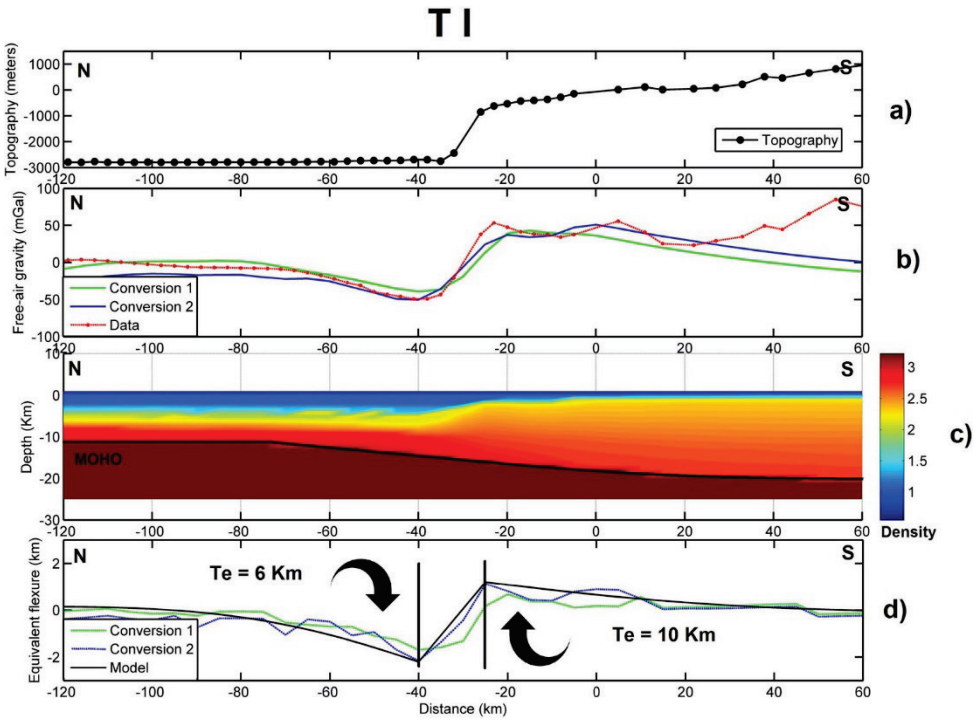


Figure 4. (a) Topography and bathymetry for the Tipaza profile. (b) Free-air anomaly. Dotted red line corresponds to measured gravity. Solid green and blue lines are predicted free-air anomalies using different parameters for the sediments, the upper crust, and the lower crust and mantle (Conversion 1) or using only Birch's law (conversion 2), respectively. (c) Density model calculated by converting the seismic velocities into densities with Birch's law (seismic velocities after Leprêtre *et al.* 2013). (d) 2-D flexural model of the Tipaza profile. Green and blue lines are the computed deflection corresponding to the two different velocity–density conversions, and black line is the modelled deflection. Thick vertical lines delimitate the transition zone between the two flexed plates.

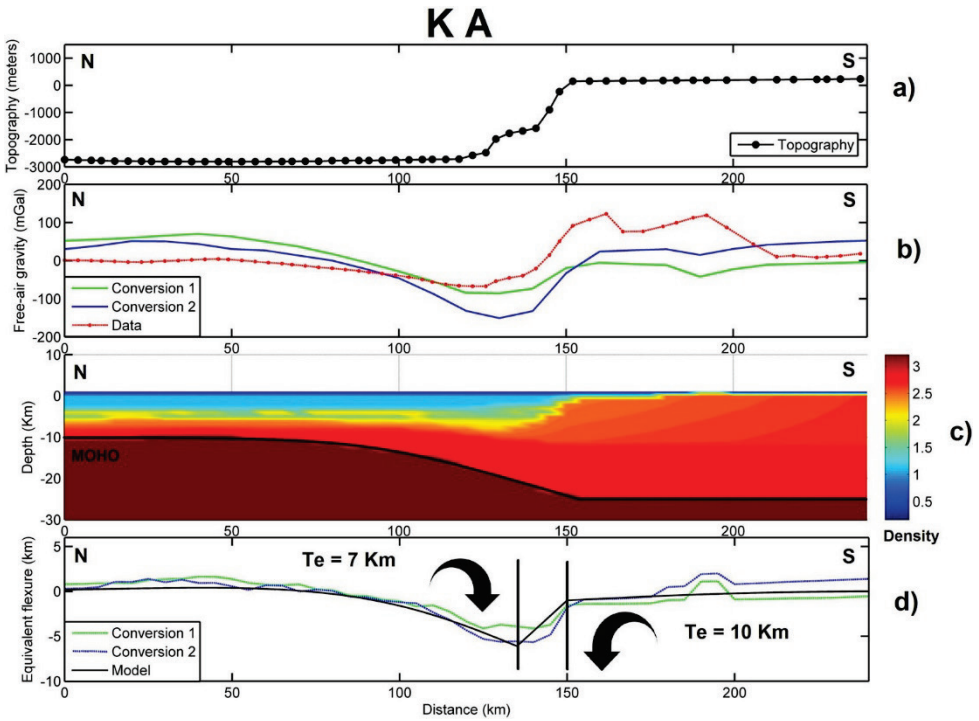


Figure 5. Same legend as Fig. 4 for the Greater Kabylia profile. Seismic velocities after Aidi *et al.* (2013).

Supporting Information 1–4). For each profile, the velocity/density conversion provides slightly different results depending on the conversion method: the first method which uses Hamilton (1978), Carlson & Herrick (1990) and Birch (1961) laws for the sediments, upper crust, and lower crust and mantle, respectively, gives a lower gravity anomaly (by about 10–50 mGal) and a lower amplitude of equivalent deflection (0.5–1 km) than the second method which uses the Birch law only. Despite some discrepancies, the second conversion

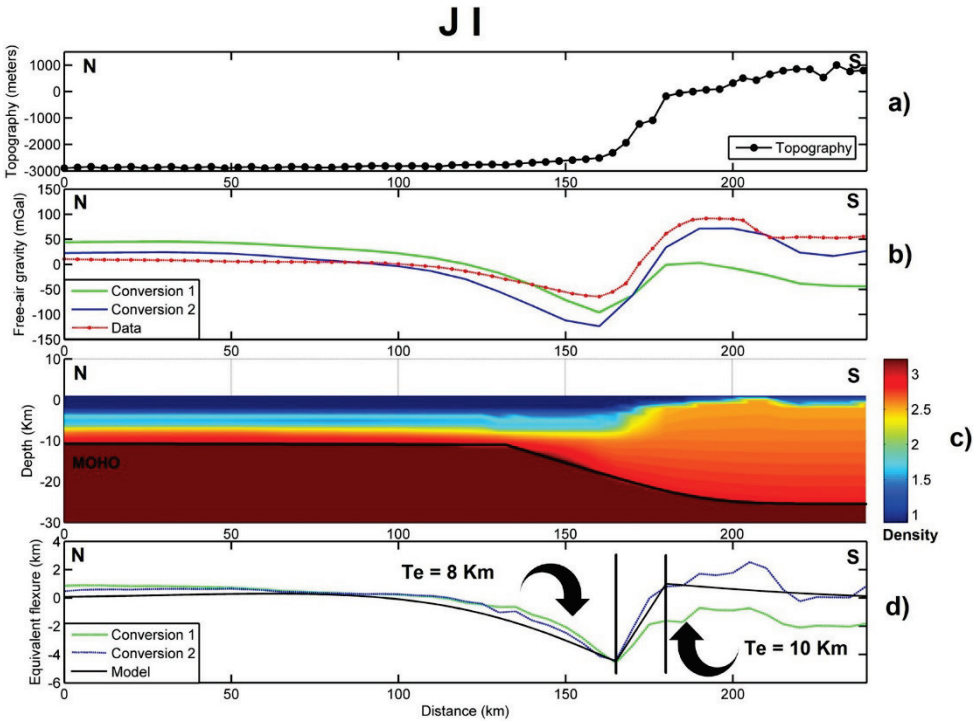


Figure 6. Same legend as Fig. 4 for the Jijel profile. Seismic velocities after Mihoubi *et al.* (2014).

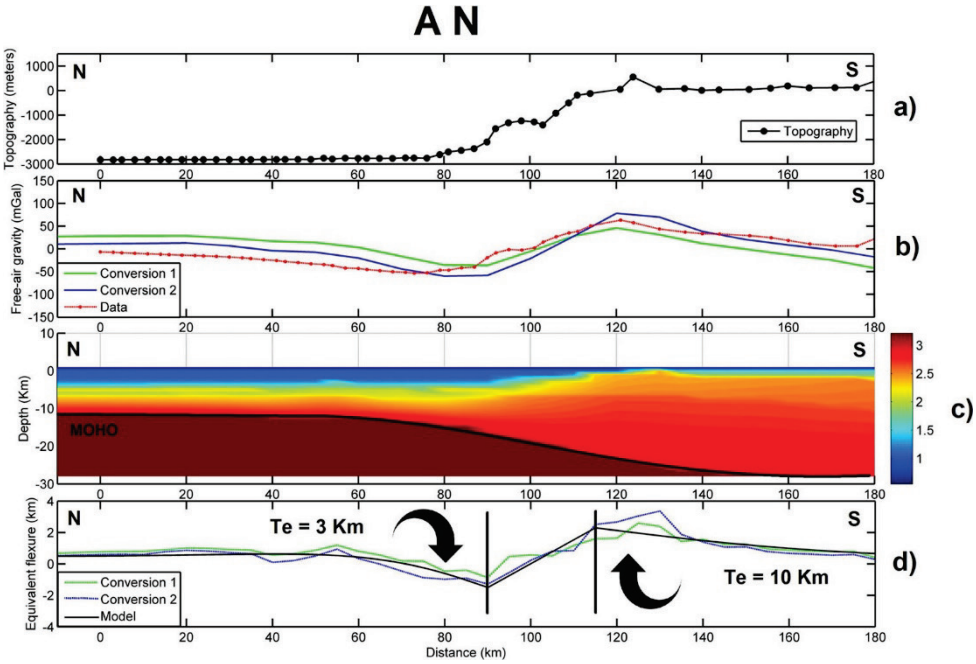


Figure 7. Same legend as Fig. 4 for the Annaba profile. Seismic velocities after Bouyahiaoui *et al.* (2015). Discrepancies between both methods can be used as an estimate of the mean error on the resulting equivalent deflection (i.e. 0.1–1 km). Sensitivity tests allowed us to estimate an uncertainty in the mean effective elastic thickness of about 1 km (Table 1).

method gives generally a best fit to observed gravity data (especially a better fit to the amplitude of the observed gravity anomaly) than the first one, suggesting that the Birch law provides a satisfying velocity–density conversion in our case study (Figs 4b, 5b, 6b and 7b). Whereas the fit to gravity data is satisfying for Tipaza and Annaba profiles, it is not very good for the two central profiles (Greater Kabylia and Jijel). This is probably due to side effects of the Greater Kabylia massif located close to this profile, which affects the gravity signal but not the seismic velocity model on the 2-D profile, or to deeper mantle anomalies sometimes suggested (Cavazza *et al.* 2004; Spakman & Wortel 2004). On both profiles indeed, the observed free-air anomaly signal is tilted counter-clockwise with respect to the modelled ones, suggesting the presence of a long-wavelength 3-D trend in the gravity signal. As a matter of fact, the Birch law predicts a free-air anomaly that is of the same amplitude as the observed one (i.e. about 150 mGal), whereas the free-air

Table 1. Flexural parameters for the 4 modelled profiles, with the amplitude of the imposed deflection at the oceanic plate boundary and the best-fitting effective elastic thickness determined from rms analysis.

Profile	Tipaza	Greater Kabylia	Jijel	Annaba
Amplitude of downward oceanic flexure (km)	2 ± 1	6.1 ± 0.5	4.5 ± 0.5	2 ± 1
Best-fitting *Te* (km)	6 ± 1	7 ± 1	6 ± 1	3 ± 1
Rms conversion 1 (km)	0.33	0.80	0.45	0.72
Rms conversion 2 (km)	0.23	0.48	0.31	0.36

anomaly predicted by the first conversion method is of much lower amplitude (less than 100 mGal). For this reason, we chose to keep the second conversion method (Birch's law only) for all profiles.

5.1. Tipaza profile

The computed deflection shows a clear undercompensation (mass excess) on the continental part and overcompensation (mass deficit) beneath the oceanic domain (Fig. 4c). Moreover, departure from local equilibrium increases exponentially when approaching the ocean–continent transition, both on the continental and oceanic parts. For the flexural model, the parameters of the continental plate are set to an elastic thickness of 10 km, because of the lack of constraints on the crustal structure, and a deflection of –1.2 km is imposed at the plate end. For the oceanic plate, the deflection is set at 2.2 km at the plate end and we calculated the rms for several elastic layers of different thicknesses between 3 and 7 km (Table 1). The elastic thickness which gives the best fit between observed and modelled data is 6 ± 1 km. The width of the transition zone (i.e. between the continental and oceanic plates) in this profile is 20 km (between km-40 and km-20).

5.2. Greater Kabylia profile

Like for the Tipaza profile, the deflection model (Fig. 5c) shows overcompensation on the oceanic crust; however, the isostatic signal is much less clear on the continental part. We set the parameters of the continental plate to an elastic thickness of 10 km and a deflection at 1.2 km is imposed at the point located at 150 km from the beginning of the profile, but this remains unconstrained. For the oceanic plate, we set the deflection at 6 km and we calculated the rms for several elastic layers of different thicknesses between 4 and 10 km (Table 1). The elastic thickness which gives the best fit between observed and modelled data is 7 ± 1 km. The width of the transition zone in this profile is 20 km (between km-130 and km-150).

5.3 Jijel profile

The computed deflection also shows a clear overcompensation (downward flexure) on the oceanic part, increasing towards the foot of the margin, like for the two former profiles (Fig. 6c). The continental part does not display any clear isostatic anomaly but, like for the previous profiles, the velocity model is poorly constrained. We set the parameters of the continental plate to an elastic thickness of 10 km and a deflection of –1 km (km 160), whereas for the oceanic plate, we set the deflection at 4.5 km and tested different *Te* values between 4 and 10 km (Table 1). The elastic thickness which gives the best fit between observed and modelled data is 8 ± 1 km. The width of the transition zone in this profile is 15 km (between 165 and 180 km).

5.4. Annaba profile

The computed deflection along this profile shows a slight overcompensation (downward flexure) on the oceanic part, increasing towards the foot of the margin, and an undercompensation on the continental domain (Fig. 7c). We set the parameters of the continental plate to an elastic thickness of 10 km and a deflection of –2.8 km, whereas for the oceanic plate, we set the deflection at 2 km and tested different *Te* values between 2 and 7 km (Table 1). The elastic thickness which gives the best fit between observed and modelled data is 3 km. The width of the transition zone in this profile is 25 km (between km-90 and km-115).

5.5. Comparison with active and passive margin settings

By comparing Figs 4–7, it appears that the wavelength and amplitude of the downward bending of the oceanic lithosphere in the Algerian basin are larger for the two central profiles (4–6 km) than for the eastern and western ones (1–2 km). In order to assess whether the observed lithosphere deflection is more representative of an active or passive margin setting, we compare our results on the Greater Kabylia profile (considered here as depicting a characteristic flexural profile) to two other wide-angle seismic profile acquired on a typical passive margin, in the Atlantic offshore central Morocco, and across the Sumatra passive margin (Fig. 8, Contrucci *et al.* 2004; Klingelhoefer *et al.* 2009, 2010).

Exactly the same processing as for Algerian profiles was applied in order to obtain 'weight' anomalies which are then converted into an equivalent Moho deflection. The passive margin profile across central Morocco displays an irregular pattern of positive and negative isostatic anomalies, no clear deflection is visible. On the opposite, the plate deflection is well depicted on the Sumatra profile

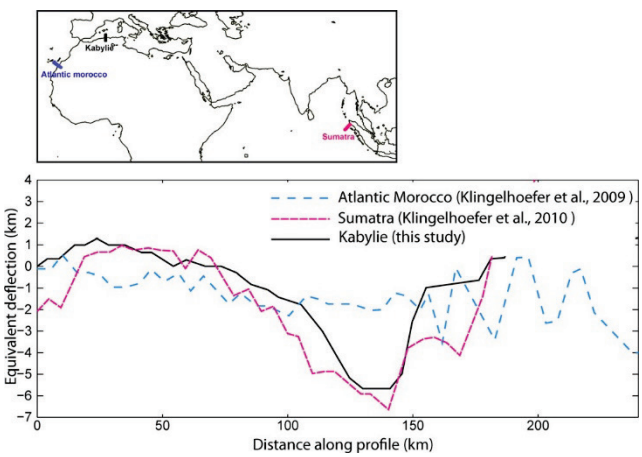


Figure 8. Comparison between the deflection profiles for a typical passive margin offshore central Morocco, an active margin offshore Sumatra, and the Greater Kabylia profiles. Morocco and Sumatra profiles were computed after Klingelhoefer *et al.* (2009, 2010).

where it reaches more than 6 km at the trench. This comparison shows that the Greater Kabylia profile in Algeria, where plate deflection is the largest, has an isostatic signature very similar to that of a typical subduction margin, although no oceanic slab is presently accommodating the Africa–Europe convergence off Algeria.

6. DISCUSSION

By converting isostatic anomalies into Moho depth variations across four segments of the present-day Algerian margin, we show that the Moho extracted from wide-angle seismic data is deeper than the one predicted by a local isostasy model in the oceanic domain, and shallower than it in the continental domain. These anomalies can be interpreted at first order by opposite flexures of two converging plates characterized by effective elastic thicknesses (*Te*) ranging between 3 and 7 km for the oceanic lithosphere. We find no systematic trend in *Te* variations is observed along the margin, although it is worth noting that for the westernmost profile, *Te* is twice lower than for the other ones (3 km instead of 6–7 km). These *Te* values are unexpectedly low for an oceanic lithosphere (Watts & Burov 2003), even only 20 Myr old. However, our profiles are rather short (~200 km), so we can only reproduce the short wavelength component of the plate flexure, close to the plate boundary. Therefore, these low *Te* values are most likely underestimated. Furthermore, these low values may also reflect a local weakening of the oceanic crust, either by flexural stresses or by tectonic or thermal processes: indeed, the collision of the Inner Zones (AlKaPeCa blocks) with the African margin at *ca*. 19 Ma has been followed by a lateral slab detachment of opposite directions (see Part 1), a process which has induced a migrating volcanic activity near the margin (Maury *et al.* 2000) and has likely weakened the overlying lithosphere.

The amplitude of downward flexure is slightly different from one profile to another, depending on their position along the coast. These changes could be (at least partly) related to the difference in geometry of the margin segments and their regional geodynamic and kinematic evolution that is likely polyphased and strikingly different from east to west (e.g. Medaouri *et al.* 2014; van Hinsbergen *et al.* 2014).

The different models display a transition zone between continental-upward and oceanic-downward flexed plates. This zone is approximately 20 km wide and is shifted to the south (of *ca.* 20 km) with respect to the location of the ocean–continent transi- tion as depicted by velocity models (Fig. 9).

Hence, the plate discontinuity where plate flexure localises at depth (i.e. close to the Moho) locates slightly south of the ocean–

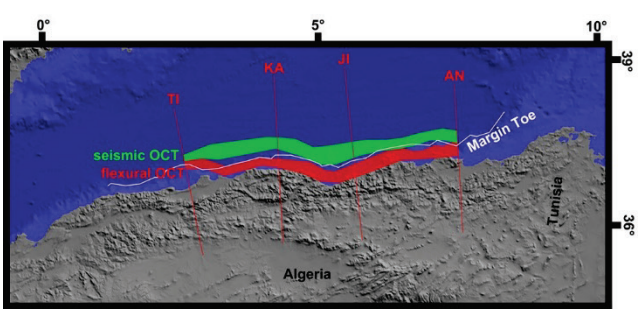


Figure 9. Map location of the transition zone (in red) between the two flexed plates compared with the position of the OCT (ocean-continent transition) (in green) as defined by seismic velocities identified on each profile (thin red lines). The shape of the transition zone is interpolated between the different profiles following the general margin geometry.

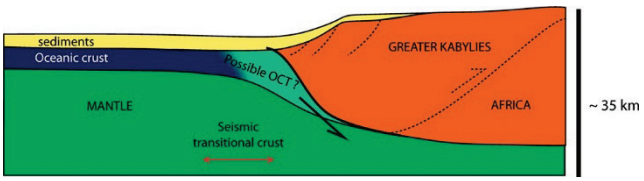


Figure 10. Interpretative cross-section of the present-day deformation on the north Algerian margin, involving a possible detachment reactivation on top of the former OCT, schematically drawn based on structure and seismic interpretation of the Jijel profile (Mihoubi *et al.* 2014).

continent transition (OCT) as identified on the velocity models. If the OCT, like on classical magma-poor passive margins, results from mantle exhumation along a detachment fault (e.g. Brun & Beslier 1996), then this observation suggests that the margin in- version localises on a south-dipping structure that might well be the former detachment along which the mantle was exhumed dur- ing the passive margin formation (Fig. 10). Whether this formation was accompanied or not by the development of a margin-parallel STEP fault (Leprêtre *et al.* 2013; Medaouri *et al.* 2014) is diffi- cult to assess from this study, as this kind of fault could also play the role of a major lithospheric weakness during margin inversion. Although in a quite different context, detachment reactivation as a major thrust during rift basin inversion has also been documented in the Pyrenees (Lagabrielle *et al.* 2010; Jammes & Huismans 2012). The north Algerian margin could thus be one of the rare examples of passive margin inversion where extensional detachment is reac- tivated in compression as a proto-subduction interface, favouring the ongoing underthrusting of the Neogene oceanic domain below the Algerian continental margin (Auzende *et al.* 1975; Déverchère *et al.* 2005).

7. CONCLUSION

Based on accurate velocity models and a new grid of gravity data, the flexure and the mechanical properties of the oceanic lithosphere across the Algerian margin, located at the boundary between Africa and Eurasia plates, were modeleld. Our results show that in the oceanic domain of the Algerian basin, the 'weight' of a given column of lithosphere tends systematically to decrease exponentially when approaching the foot of the North African continental margin. Conversely, in the continental area, this 'weight' increases when approaching the margin, although this is not strongly constrained. These weight changes show that the profiles (and hence, the foot of the margin) are not in equilibrium in a local sense: if we con- vert these weight anomalies into variations of Moho depth, then the oceanic Moho becomes increasingly deeper, and the continen- tal Moho increasingly shallower, on either side of a discontinuity located at the margin toe. The isostatic signature of these profiles is thus typical of broken plates with opposite flexures (e.g. Watts 1981, 1992, 2001). The conversion of the'weight anomaly' into an equivalent flexure of the Moho shows that the Moho is flexed downward in the oceanic domain for all the four modelled profiles, and probably upward in the continental area at least for two of them. The amplitude of the equivalent deflection is larger in the central part of the study area (4–6 km) than on the easternmost and westernmost profiles (2 km). The effective elastic thickness used to best match the computed deflection is always extremely low (always less than 10 km) and probably reflects the relatively low strength of the lithosphere close to the plate boundary. Finally, plate flexure localises at the southern tip of the OCT, suggesting that the former passive

margin detachment is reactivated as a crustal-scale reverse fault pre-dating a future subduction of the Neogene oceanic lithosphere.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the teams of the SPIRAL Project, on land and at sea, for their huge work that allowed us to collect the seismic data set used in this study. We benefited from the input by Frauke Klingelhoefer for the use of seismic data and comparison with other margins. Editor Stéphane Labrosse, Laurent Jolivet and an anonymous reviewer are thanked for their constructive and positive reviews.

REFERENCES

Abtout, A., Boukerbout, H., Bouyahiaoui, B. & Gibert, D., 2014. Gravimetric evidences of active faults and underground structure of the Cheliff seismogenic basin (Algeria), *J. Afr. Earth Sci.,* doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.02.011.

Aidi, C. *et al.*, 2013. Deep structures of the Algerian continental margin in the Great kabylies- Insights from wide-angle seismic modeling, AGU2013. T21A-2522. Continental Rifts and Rifted Margins, Posters. CONTROL ID: 1794050.

Auzende, J.M., Olivet, J.L. & Bonnin, J., 1972. Une structure compressive au nord de l'Algérie, *Deep Sea Res.,* **19,** 149–155.

Auzende, J.M., Bonnin, J. & Olivet, J.L. 1975. La marge nord-africaine considérée comme marge active, *Bull. Soc. Géol. Fr.,* **17,** 486–495.

Barrier, E., Chamot-Rooke, N. & Giordano, G., 2004. Geodynamic maps of the Mediterranean: tectonics and kinematics (1:3.000.000 scale), Commission for the Geological Map of the World (CGMW).

Birch, F., 1961. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2, *J. geophys. Res.*, **66,** 2199–2224.

Boudiaf, A., 1996. Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie): Utilisation des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives: contribution à l'évaluation de l'aléa sismique, *PhD thesis*, Université Montpellier II, 274 pp.

Bouillin, J.P., 1986. Le bassin Maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, *Bull. Soc. Géol. Fr.,* **8,** 547–558.

Bouyahiaoui, B., Djeddi, M., Abtout, A., Boukerbout, H. & Akacem, N., 2011. Etude de la croûte archéenne du môle In Ouzzal (Hoggar Occidentale) par la méthode gravimétrique: identification des sources par la transformée en ondelettes continues, *Bull. Serv. Geog. Nat.,* **22,** 259–274.

Bouyahiaoui, B. *et al.*, 2015. Crustal structure of the eastern Algerian margin and adjacent deep basin (western Mediterranean) and implications for kinematic reconstructions, *Geophys. J. Int.,* in press.

Brun, J.-P. & Beslier, M.-O., 1996. Mantle exhumation at passive margins, *Earth planet. Sci. Lett.,* **142,** 161–173.

Burov, E.B. & Diament, M., 1995. The effective elastic thickness (Te) of continental lithosphere: what does it really mean? *J. geophys. Res.*, **100**(B3), 3905–3928.

Carlson, R.L. & Herrick, C.N., 1990. Densities and porosities in the oceanic crust and their variations with depth and age, *J. geophys. Res.*, **95,** 9153–9170.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W. & Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence, *Earth planet. Sci. Lett.,* **160,** 651–665.

Carminati, E., Lustrino, M. & Dogliono, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs. igneous petrology constraints, *Tectonophysics,* doi:10.1016/j.tecto.2012.01.026.

Caputo, M., Panza, G.F. & Postpischl, D., 1970. Deep structure of the Mediterranean basin, *J. geophys. Res.,* **75,** 4919–4923.

Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. & Grp, T.P.W., 2004. The transmed Atlas: geological-geophysical fabric of the Mediterranean region—final report of the project, *Episodes,* **27,** 244–254.

Cloetingh, S.A.P.L., Wortel, M.J.R. & Vlaar, N.J., 1982. Evolution of passive continental margins and initiation of subduction zones, *Nature,* **297,** 139–142.

Cloetingh, S., Wortel, R. & Vlaar, N.J., 1989. On the initiation of subduction zones, *Pure appl. Geophys.,* **129,** 7–25.

Contrucci, I., Klingelhöfer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M.A., Sahabi, M., Malod, J.A. & Réhault, J.P., 2004. The crustal structure of the NW-Moroccan continental margin from wide-angle and reflection seismic data, *Geophys. J. Int.,* **159,** 117–128.

Déverchère, J. *et al.*, 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdès, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.,* **32,** doi:10.1029/2004GL021646.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutron, D.H.W. & Knott, S.D., 1989. Kinematics of Western Mediterranean, in *Alpine Tectonics,* Vol. 45, pp. 265–283, ed. Coward, M.P., Detrich, D. & Park, R.G., Geol. Soc. London, Spec. Publ.

Domzig, A. *et al.*, 2006. Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary onshore Western Algeria (Maradja'03 cruise), *C. R. Geosci.,* **338,** 80–91. Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P. & Argentieri, A., 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margins: insights from laboratory experiments, *J. geophys. Res.,* **104,** 2749–2766.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L. & Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean, *Geophys. J. Int.*, **145,** 809–820.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. & Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs, *Tectonics,* **23,** TC1012, doi:10.1029/2002TC001488.

Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J. & Guezou, J.C., 1991. Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques, *Bull. Soc. Géol. Fr.,* **162,** 611–626.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B.A., Bracene, R. & Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics,* **19,** 740–761.

Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.C., Blanpied, C. & Ringenbach, J.C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: initial geom- etry and timing of the inversion processes, *Tectonics,* **30,** TC3002, doi:10.1029/2010TC002691.

Gelabert, B., Sabat, F. & Rodriguez-Perea, A., 2002. A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Terra Nova,* **14,** 93–100.

Gerya, T., 2011. Future directions in subduction modeling, *J. Geodyn.,* **52,** 344–378.

Gueguen, E., Doglioni, C. & Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Tectonophysics,* **298,** 259–269.

Gurnis, M., 1992. Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction, *Science,* **255,** 1556–1558.

Hamilton, E.L., 1978. Sound velocity-density relations in sea-floor sediments and rocks, *J. acoust. Soc. Am.*, **63,** 366–377.

Idres, M. & Aifa, T., 1995. Some parameters to improve a gravity network accuracy: application to the new reference base stations network of the North of Algeria, *Bull. Serv. Geol. Algerie,* **6,** 79–94.

International Gravimetric Bureau, 2012. IAG Geodesist's Handbook, 2012, *J. Geod.,* **86**(10), Springer, doi:10.1007/s00190-012-0584-1.

Irving, E., 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian, *Nature,* **270,** 304–309.

Irving, E., 2004. The case for Pangea B, and Intra-Pangean Megashear, in *Timescales of the Paleomagnetic Field,* Geophysical Monograph Series 145, pp. 13–27, American Geophysical Union.

Jammes, S. & Huismans, R., 2012. Structural styles of mountain building: controls of lithospheric rheologic stratification and extensional inheritance, *J. geophys. Res.,* **117,** doi:10.1029/2012JB009376.

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.P. & Rouchy, J.M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis, *Sediment. Geol.,* **188–189,** 9–33.

Jolivet, L., Faccenna, C. & Piromallo, C., 2009. From mantle to crust: stretching the Mediterranean, *Earth planet. Sci. Lett.*, **285,** 198–209.

Kherroubi, A., 2011. Etude de la sismicité de l'offshore algérien, *PhD thesis*, Univ. Tlemcen, Algeria, 158 pp.

Kherroubi, A. *et al.*, 2009. Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin, Western Mediterranean Sea: new evidence for contractional tectonic reactivation, *Mar. Geol.,* **261**(1), 17–32.

Klingelhoefer, F. *et al.*, 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,** 63–82.

Klingelhoefer, F. *et al.*, 2010. Limits of the seismogenic zone in the epicentral region of the 26 December 2004 great Sumatra-Andaman earthquake: results from seismic refraction and wide-angle reflec- tion surveys and thermal modeling, *J. geophys. Res.,* **115,** B01304, doi:10.1029/2009JB006569.

Kwon, Y.W. & Bang, H., 2000. *The Finite Element Method Using Matlab,* CRC Press, 624 pp.

Lagabrielle, Y., Labaume, P. & De Saint-Blanquat, M., 2010. Mantle ex-humation, crustal denudation and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenees: new messages from the lherzolite bodies, *Tectonics,* **29,** TC4012, doi:10.1029/2009tC002588.

Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift, *J. geophys. Res.,* **73,** 3661–3697.

Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M.O., Yelles, K., Déverchère, J. & Bracene, R., 2013. Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria, *J. geophys. Res.,* **118,** 3899–3916.

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

Mauffret, A., 2007. The Northwestrn (Maghreb) Boundary of the Nubia (Africa) Plate, *Tectonophysics,* **429,** 21–44.

Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemant, S., Gorini, C. & Maillard, A., 2004. E-W opening of the Algerian basin (Western Mediterranean), *Terra Nova*, **16,** 257–264.

Maury, R.C. *et al.*, 2000. Post-collision neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff, *C.R. Acad. Sci. Paris,* **331,** 159–173.

McKenzie, D., Molnar, P. & Davies, D., 1970. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa, *Nature,* **226,** 243–248.

Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles-Chaouche, K. & Bendiab, F., 2014. The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback, *J. Geodyn.,* **77,** 186–205.

Mihoubi, A. *et al.*, 2014. Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle seismic modeling and multichannel seismic pre-stack depth migration, *Geophys. J. Int.,* **198,** 1486–1503.

Muttoni, G., Kent, D.V. & Channell, J.E.T., 1996. The evolution of Pangea: palaeomagnetic constraints from the Southern Alps, Italy, *Earth planet. Sci. Lett.,* **146,** 107–120.

Niu, Y., O'Hara, M.J.O. & Pearce, J.A., 2003. Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: a petrological perspective, *J. Petrol.,* **44,** 851–866.

Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. & Auzende, J.M., 1982. Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue, *Bull. Soc. Géol. Fr.,* **7,** 875–892.

Regenauer-Lieb, K., Yuen, D. & Branlund, J., 2001. The initiation of subduction: criticality by addition of water? *Science,* **294,** 578–580.

Ricou, L.E., 1996. The plate tectonic history of the past Tethys Ocean, in *The Oceans Basins and Margin. The Tethys Ocean,* Vol. **8**, pp. 3–70, eds Nairn, A.E.M., Ricou, L.-E., Vrielynck, B. & Dercourt, J., Plenum Press. Roca, E., Sans, M., Cabrera, L. & Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean), *Tectonophysics,* **315,** 209–233.

Roca, E., 2001. The Northwest-Mediterranean basin (Valencia trough, Gulf of Lions and Liguro-Provencal basins): structure and geodynamic evolution, in *Peri-Tethyan rift/Wrench Basins and Passive Margins,* Vol. **186**, pp. 671–706, eds Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.F.H. & Crasquin-Soleau, S., Mem. Mus. Nat. Hist. Nat.

Roca, E. *et al.*, 2004. Transmed Transect II, in *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle,* eds Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M. & Ziegler, P.A., Springer-Verlag.

Rosenbaum, G., Lister, G.S. & Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene, in Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Oro- gen, edited by G. Rosenbaum, and G.S. Lister, *J. Virtual Explor.,* **8,** 107–126.

Savelli, C., 2002. Time–space distribution of magmatic activity in the west- ern Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stim- ulus to geodynamic considerations), *J. Geodyn.,* **34,** 99–126.

Schettino, A. & Turco, E., 2006. Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene, *Geophys. J. Int.,* **166**(3), 1398–1423.

Schettino, A. & Turco, E., 2011. Tectonic history of the western tethys since the late Triassic, *Geol. Soc. Am. Bull.,* **123,** 89–105.

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. & Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa- Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.,* **169,** 1180–1200.

Spakman, W. & Wortel, M.J.R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean Geodynamics, in *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle,* pp. 31–52, eds Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M. & Ziegler, P., Springer-Verlag.

Stern, R.J., 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced, *Earth planet. Sci. Lett.,* **226,** 275–292.

Talwani, M., Fitman, W.C. & Heirtzler, J.R., 1969. Magnetic anomalies in the North Atlantic (abs 406), *Trans. Am. Geophys. Un.,* **50,** 189.

van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M. & Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation, *Tectonics,* **33,** 393–419.

Verges, J. & Sabat, F., 1999. Constraints on the Western Mediterranean kinematics evolution along a 1000-km transect from Iberia to Africa, in *The Mediterranean Basin: Tertiary Extensions within the Alpine Orogen,* Vol. 156, pp. 63–80, eds Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. & Séranne, M., Geol. Soc. Spec. Publ.

Watts, A.B., 1981. The U.S. Atlantic continental margin: subsidence history, crustal structure and thermal evolution, American Assoc. Petrol. Geol. Education Course #19, 75 pp.

Watts, A.B., 1992. The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins, *Basin Res.,* **4,** 169–178.

Watts, A.B., 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere,* 458 pp., Cambridge Univ. Press.

Watts, A.B. & Burov, E.B., 2003. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic thickness, *Earth planet. Sci. Lett.,* **213,** 113–131.

Yelles, A. *et al.*, 2009. Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: the Khayr al Din bank, *Tectonophysics,* **475,** 98–116.

Yelles-Chaouche, A.K., Boudiaf, A., Djellit, H. & Bracène, R., 2006. La tectonique active de la région nord-algérienne, *C.R. Geosci.,* **338,** 126– 139.

Zhu, G., Gerya, T.V., Yuen, D.A., Honda, S., Yoshida, T. & Connolly, J.A.D., 2009. 3-D dynamics of hydrous thermalchemical plumes in oceanic subduction zones, *Geochem. Geophys. Geosyst.,* **10,** Q11006, doi:10.1029/2009GC002625.

SUPPORTING INFORMATION

Additional Supporting Information may be found in the online version of this paper:

Figure 1. Topography, bathymetry by ETOPO1 1-min global relief (www.ngdc.noaa.gov) and seismicity of the Algerian margin (epicentres and focal mechanisms). Solid lines indicate the location of the SPIRAL wide-angle profiles. Inset shows a more regional

tectonic sketch of the Mediterranean Region (modified after Barrier *et al.* 2004).

Figure 2. Free air anomaly map of northern Algeria. Solid lines mark the SPIRAL wide-angle seismic profiles (TI = Tipaza, KA = Greater Kabylia, JI = Jijel, AN = Annaba).

Figure 3. Setup of the flexural models. *Te* is the effective elastic thickness in km. The deflection (*w*) is set to zero at the extremities of the plates, and imposed at the plate junction.

Figure 4. (a) Topography and bathymetry for the Tipaza profile. (b) Free-air anomaly. Dotted red line corresponds to measured gravity. Solid green and blue lines are predicted free-air anomalies using different parameters for the sediments, the upper crust, and the lower crust and mantle (Conversion 1) or using only Birch's law (conversion 2), respectively. (c) Density model calculated by converting the seismic velocities into densities with Birch's law (seismic velocities after Leprêtre *et al.* 2013). (d) 2-D flexural model of the Tipaza profile. Green and blue lines are the computed deflection corresponding to the two different velocity–density conversions, and black line is the modelled deflection. Thick vertical lines delimitate the transition zone between the two flexed plates.
(http://gji.oxfordjournals.org/lookup/suppl/doi:10.1093/gji/ggv098/-/DC1)

Please note: Oxford University Press is not responsible for the content or functionality of any supporting materials sup- plied by the authors. Any queries (other than missing mate- rial) should be directed to the corresponding author for the paper.

4.4.2 Interprétation du modèle de flexion au niveau de la mer d'Alboran (profil de Mostaganem)

La déflexion calculée le long de ce profil montre une légère surcompensation (de flexion vers le bas) sur la partie océanique, en s'approchant du pied de marge et une sous-compensation au niveau du domaine continental (Figure 4-14).

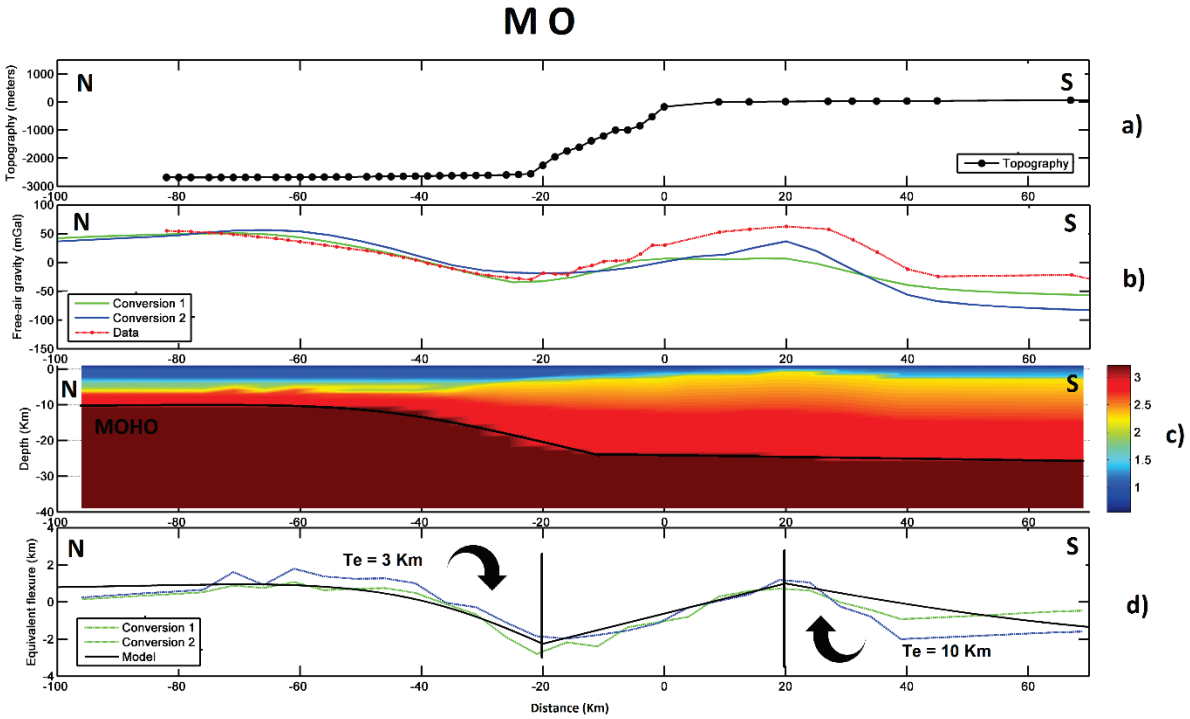


Figure 4-14. a) Topographie et bathymétrie du profil de Mostaganem ; b) anomalie à l'air libre, les points rouges correspondent aux mesures, les lignes verte et bleue correspondent respectivement à l'anomalie à l'air libre prédite en utilisant la conversion 1 et la conversion 2 ; c) modèle de densité calculé en convertissant le modèle de vitesse en modèle de densité en utilisant la loi de Birch, d) modèle de flexion 2-D du profil de Mostaganem. Les lignes verte et bleue corrrespondent à la deflexion calculée à partir des deux conversions 1 et 2, la ligne noire correspond à la deflexion modélisée, les lignes noires verticales délimitent la zone de transition entre les plaques lithosphériques modélisées.

L'épaisseur élastique effective utilisée pour modéliser au mieux la déflexion calculée est toujours extrêmement faible (3 km) et reflète probablement la résistance relativement faible de la lithosphère à proximité de la frontière de plaque. En outre, cette valeur très faible peut également refléter un affaiblissement local de la croûte océanique, soit par des contraintes de flexion ou par des processus thermiques ou tectoniques. En effet, la collision des zones internes (blocs AlKaPeCa) avec la marge algérienne à 19 Ma a été suivie par un détachement latérale du slab, un processus qui a induit une migration de l'activité volcanique près de la marge (Maury et al., 2000 ; Savelli, 2002) et a probablement affaibli thermiquement

la lithosphère sus-jacente (phase du rifting d'âge Langhien à Tortonien (16.4 à 8 Ma), de direction E-O (Medaouri et al., 2014)).

La zone de transition entre la déflexion vers le bas de la plaque océanique et la déflexion vers le haut de la plaque continentale est très large par rapport aux autres profils (environ 40 km) et est décalée vers le sud (comme pour les autres profils SPIRAL d'environ 20 km) par rapport à l'emplacement de la zone de transition océan-continent tel que décrite par les modèles de vitesse. Ces changements pourraient être (au moins partiellement) liés à la différence de géométrie de ce segment de marge en bordure de la mer d'Alboran, caractérisé par une évolution cinématique différente des autres segments de la marge algérienne, ce qui aurait formé une marge raide de type transformant en une seule étape (Medaouri et al., 2014 ; Van Hinsbergen et al., 2014 ; Driussi et al., 2015 ; Badji et al., 2015). Une des conséquences importantes de ces différences géométriques est que la remobilisation en inversion de ce segment de marge au niveau de Mostaganem est probablement plus faible que les autres segments (Domzig et al., 2006 ; Badji et al., 2014), amenant à transférer une bonne part de la déformation compressive à terre en Algérie et sur la marge Bétique en Espagne (Grácia et al., 2006 ; Giaconia et al., 2015 ; Palano et al., 2015).

4.5 Conclusion sur la flexion de la lithosphère océanique le long de la marge algérienne

En convertissant les anomalies isostatiques en des variations de profondeur du Moho dans les cinq segments de la marge algérienne, nous avons montré que cette marge est en déséquilibre isostatique. En effet, le Moho est plus profond dans le domaine océanique et moins profond dans le domaine continental que ce qu'il devrait être dans une marge passive classique et à l'équilibre isostatique local (Watts, 2001). Ainsi, la flexion vers le bas de la lithosphère océanique dans le bassin algérien est plus importante pour les deux profils centraux (4-6 km) que pour ceux en positions orientale et occidentale (1-2 km).

Les valeurs de l'épaisseur élastique Te sont étonnamment faibles pour une lithosphère océanique (Watts & Burov 2003). Ces faibles valeurs peuvent refléter un affaiblissement local de la croûte océanique, soit par des contraintes de flexion ou par des processus thermiques ou tectoniques, dues probablement à la collision des blocs AlKaPeCa avec la marge africaine y a 19 Ma et qui a été suivie par un détachement latéral du slab dans des directions opposées

(Lonergan & White, 1997 ; Gueguen et al., 1998 ; Roca et al., 1999 ; Verges & Sabat, 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Faccenna et al., 2001). Ce processus qui a induit une activité volcanique importante près de la marge (Maury et al., 2000 ; Savelli, 2002 ; Abbassene et al., sous presse) a probablement affaibli la lithosphère sus-jacente.

Les différents modèles affichent une zone de transition entre les plaques continentale (fléchies vers le haut) et océanique (fléchies vers le bas). Cette zone d'environ 20 km de large est décalée vers le sud (d'environ 20 km aussi) par rapport à l'emplacement de la transition océan-continent comme représenté sur les modèles de vitesse.

La signature flexurale des profils centraux est caractéristique d'une marge active : en effet, la comparaison de la signature isostatique est similaire à celle d'une marge de subduction typique (Klingelhoefer et al., 2010). La marge nord algérienne pourrait donc être l'un des rares exemples d'inversion de marge passive où l'ancien détachement de la marge passive est réactivé comme une faille inverse à l'échelle de la croûte. Cette configuration peut être interprétée comme la préfiguration d'une nouvelle interface de « proto-subduction », amenant le charriage progressif du domaine océanique néogène sous la marge continentale algérienne (Auzende et al., 1975 ; Déverchère et al. 2005 ; Strzerzynski et al., 2010).

Dans le prochain chapitre, nous allons donc nous interroger sur les paramètres qui contrôlent ce processus d'inversion tectonique, entre autre les paramètres rhéologiques de la lithosphère et le gradient géothermique au niveau de la marge algérienne. Je vais m'appuyer sur une modélisation thermomécanique qui reproduira l'état géodynamique au niveau du bassin algérien, et je pourrai alors étudier les paramètres qui contrôlent la déformation actuelle au niveau du pied de marge et qui provoquent cet état flexural particulier, et entrevoir ainsi l'évolution future de la marge.

CHAPITRE 5

Modélisation thermomécanique de la marge Algérienne

5 Modélisation thermomécanique d'un profil Nord-Sud au niveau de la limite océan-contient de la marge algérienne

Nous avons vu dans le chapitre introductif que les mouvements horizontaux résultant de la convergence Afrique-Europe sont aujourd'hui absorbés en grande partie par la déformation de la marge Nord-Algérienne, en mer et à terre. Une partie de cette déformation (estimation à 1/3 ou à 1/2 au maximum de la déformation totale, soit 1 à 2 mm/an d'après Serpellonni et al. (2007) et Palano et al. (2015)), qui se situe au niveau du pied de marge, se traduit par la flexion de la plaque océanique vers le bas sous la plaque continentale. Le reste du raccourcissement se traduit par des déformations à terre (Morel et Meghraoui, 1996 et Frizon de Lamotte et al., 2000).

Les questions principales qui se posent sont : quels sont les mécanismes et les paramètres qui ont provoqué cette flexion suite à cette convergence des plaques africaine et eurasiatique ? Est-ce que cette flexion peut évoluer en une subduction à long terme ?

Le rôle important joué par la transition océan-continent (TOC) dans l'initiation des zones de subduction (voir par exemple : Mart et al., 2005 ; Goren et al., 2008) nous conduit à tester plusieurs géométries et rhéologies de TOC afin d'expliquer pourquoi la déformation se concentre en pied de pente de la marge Algérienne. Contrairement aux marges passives « classiques » de type Atlantique dites hyper-amincies (e.g. Lundin et Doré, 2011 ; Sutra et Manatschal, 2012), les différents modèles sismiques SPIRAL se caractérisent par une TOC étroite (< 20 km) et des vitesses intermédiaires entre une nature océanique et continentale. Ces vitesses intermédiaires au niveau de la TOC pourraient être dues à la faible résolution latérale des modèles de vitesse et ne pas représenter réellement une zone de transition (Bouyahiaoui, 2014). Tenant compte de cette indétermination possible, je choisirai de représenter en pied de marge dans chaque modèle une TOC de nature océanique ou une TOC de nature continentale.

La reprise en compression peut en effet réactiver des structures héritées de la marge passive (Domzig et al., 2006 ; Mauffret et al., 2007 ; Kherroubi et al., 2009 ; Medaouri et al., 2014 ; Bouyahiaoui et al., 2015) et sa localisation pourrait être influencée par la possible présence d'une anomalie thermique au niveau de la marge algérienne. Cette hypothèse s'appuie sur le fait qu'une perturbation thermique du manteau au niveau de la marge pourrait avoir été engendrée par (1) le détachement du slab Téthysien (Carminati et al., 1998 ;

Spakman et al., 2004 ; Faccenna et al., 2004 ; 2014), provoquant un important magmatisme côtier, et (2) le passage vers l'ouest d'une déchirure latérale du slab en profondeur, formant deux segments de marge dite STEP (Subduction Transform Edge Propagator) à l'ouest et l'est du bassin Algérien (Govers et Wortel, 2005 ; Leprêtre et al., 2013 ; Badji et al., 2014 et Medaouri et al., 2014). En effet, Spakman et Wortel (2004) et Fichtner et Villaseñor (2015) montrent des conditions profondes assez chaudes représentées par des vitesses négatives imagées par tomographie régionale. Nous retrouvons ces anomalies sur la carte globale des anomalies de vitesse à 100 km de profondeur sur la Figure 5-1, qui montre aussi un alignement E-W d'anomalies à fortes vitesses autour de 200-300 km de profondeur sous la côte algérienne (coupe BB' sur Figure 5-1). Cette anomalie est interprétée comme étant le slab qui a provoqué l'ouverture du bassin liguro-provençal via des roll-back successifs entre 35 et 15 Ma. La mise en place du plutonisme et du magmatisme calco-alcalin et potassique en bordure de marge algérienne se situe pour l'essentiel vers 17 Ma et affecte surtout les marges centrales et orientales (Maury et al., 2000 ; Savelli, 2002). La mise en place de la STEP-fault à l'ouest se passe, d'après Medaouri et al. (2014), du Burdigalien jusqu'à la fin du Langhien (19 à 13 Ma) alors que l'ouverture du bassin Algérien a commencé y a 24-16 Ma (Bouillin, 1986).

Koulakov et al. (2009) montrent (Figure 5-2) que cette anomalie thermique est relativement importante que ce soit en profondeur (> à 200 km) ou bien en largeur (~ 100 km). Fichtner et Villaseñor (2015) montrent plus en détails la forme de cette anomalie thermique qui semble beaucoup plus importante à l'Ouest au niveau du bloc d'Alboran qu'au centre au niveau de Tipaza avec une profondeur qui varie entre 60 et 200 km (Figure 5-3).

J'ai donc utilisé, pour chaque configuration rhéologique et géométrique, un gradient géothermique transitionnel normal entre la croûte océanique et continentale, et un gradient en marche d'escalier abrupt, et donc plus chaud au niveau de la limite océan-continent afin de tester les effets d'une anomalie thermique au niveau de la marge.

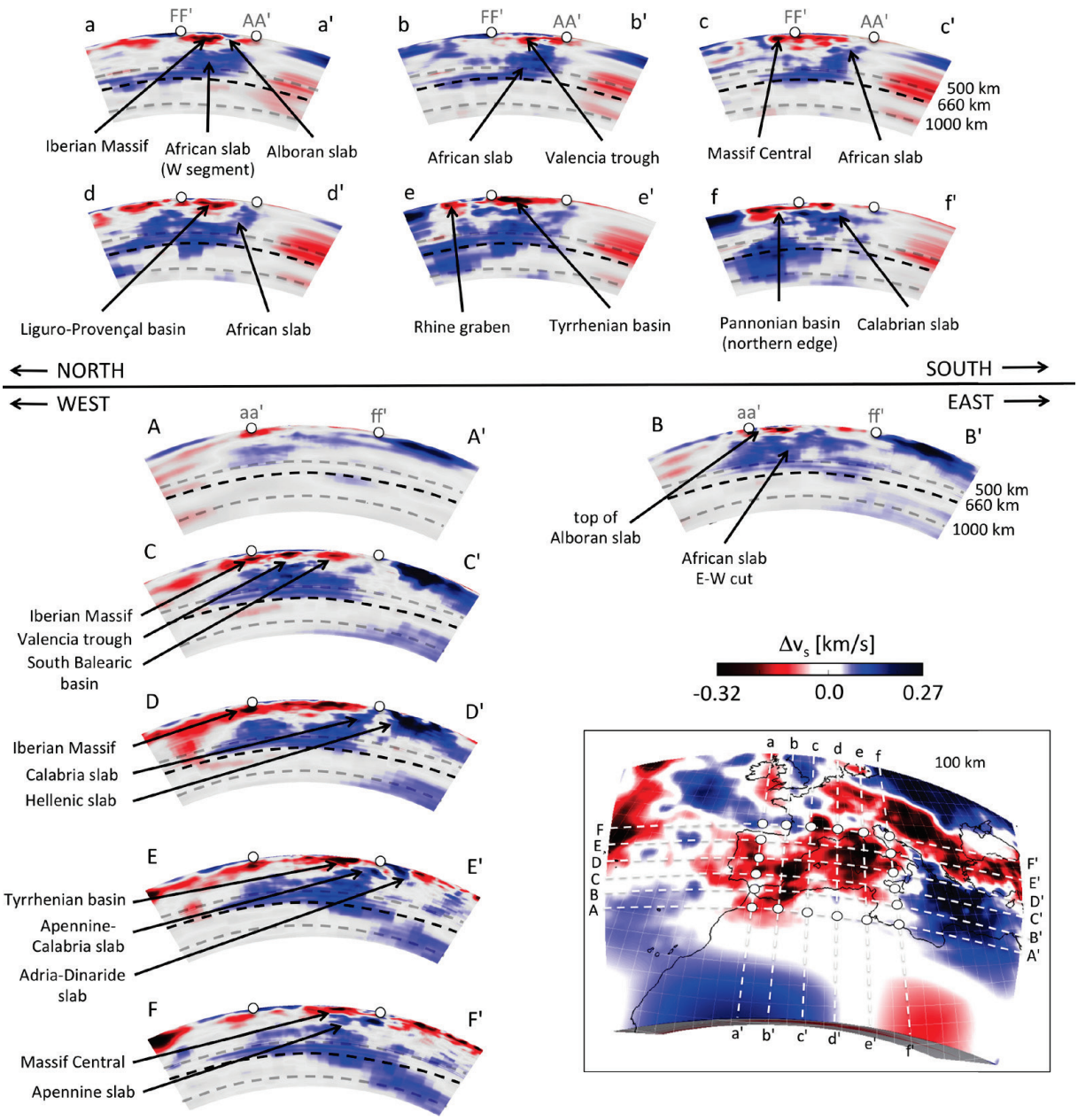


Figure 5-1. Coupes tomographiques verticales à travers les variations absolues de vitesse S entre 50-1200 km de profondeur au niveau du détroit de Gibraltar, la mer d'Alboran et le bassin algérien. Coupes orientées N-S sont présentés dans les rangées supérieures, et les coupes orientées E-W sont présentés en dessous. Les lignes pointillées sont tracées pour des profondeurs à 500, 660 et 1000 km de profondeur. L'emplacement des profils est indiqué dans l'encart qui montre les variations de la vitesse à 100 km S profondeur. Points blancs dans l'encart correspondent aux points blancs dans les coupes verticales. Les variations de vitesses absolues sont visuellement légèrement améliorées plus en profondeur par rapport à des anomalies dues à des vitesses relatives de fond de plus en plus avec la profondeur (d'après Fichtner et Villaseñor, 2015).

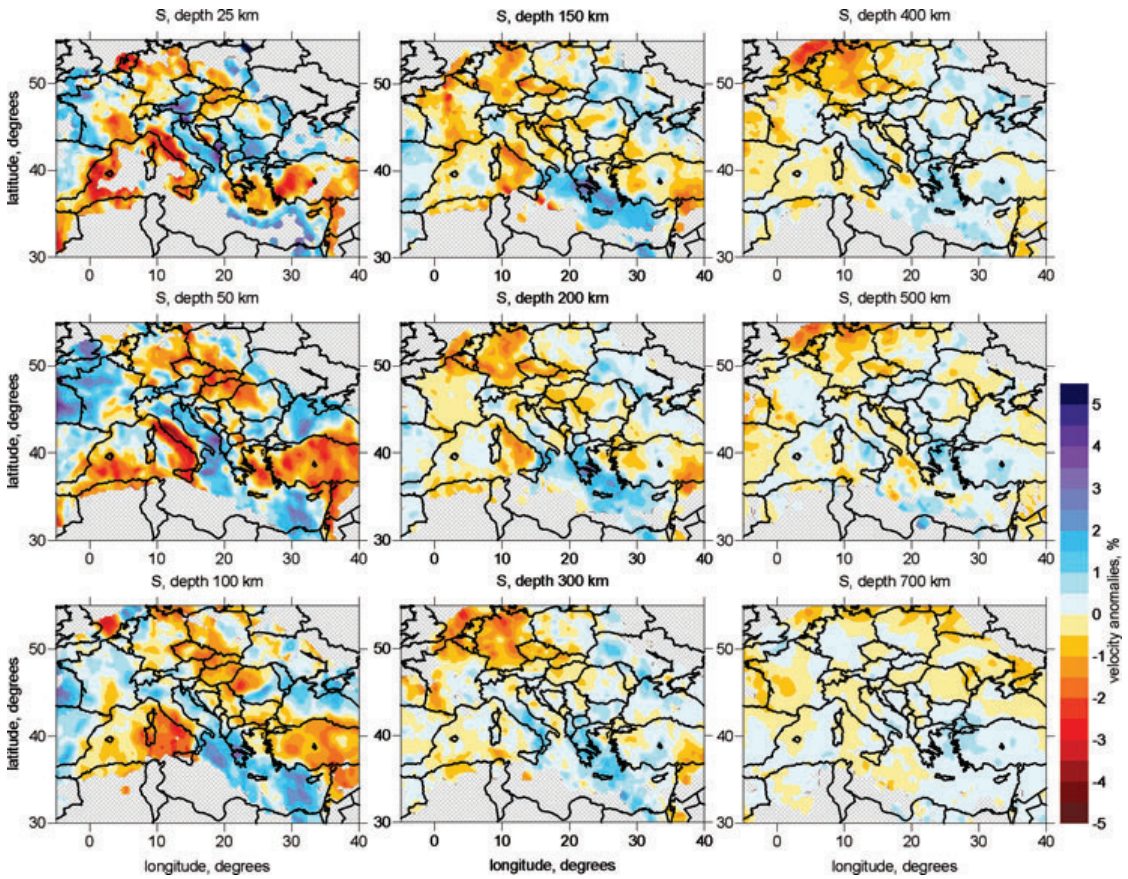


Figure 5-2. Résultats de la tomographie des anomalies de vitesse S dans des sections horizontales (d'après Koulakov et al., 2009).

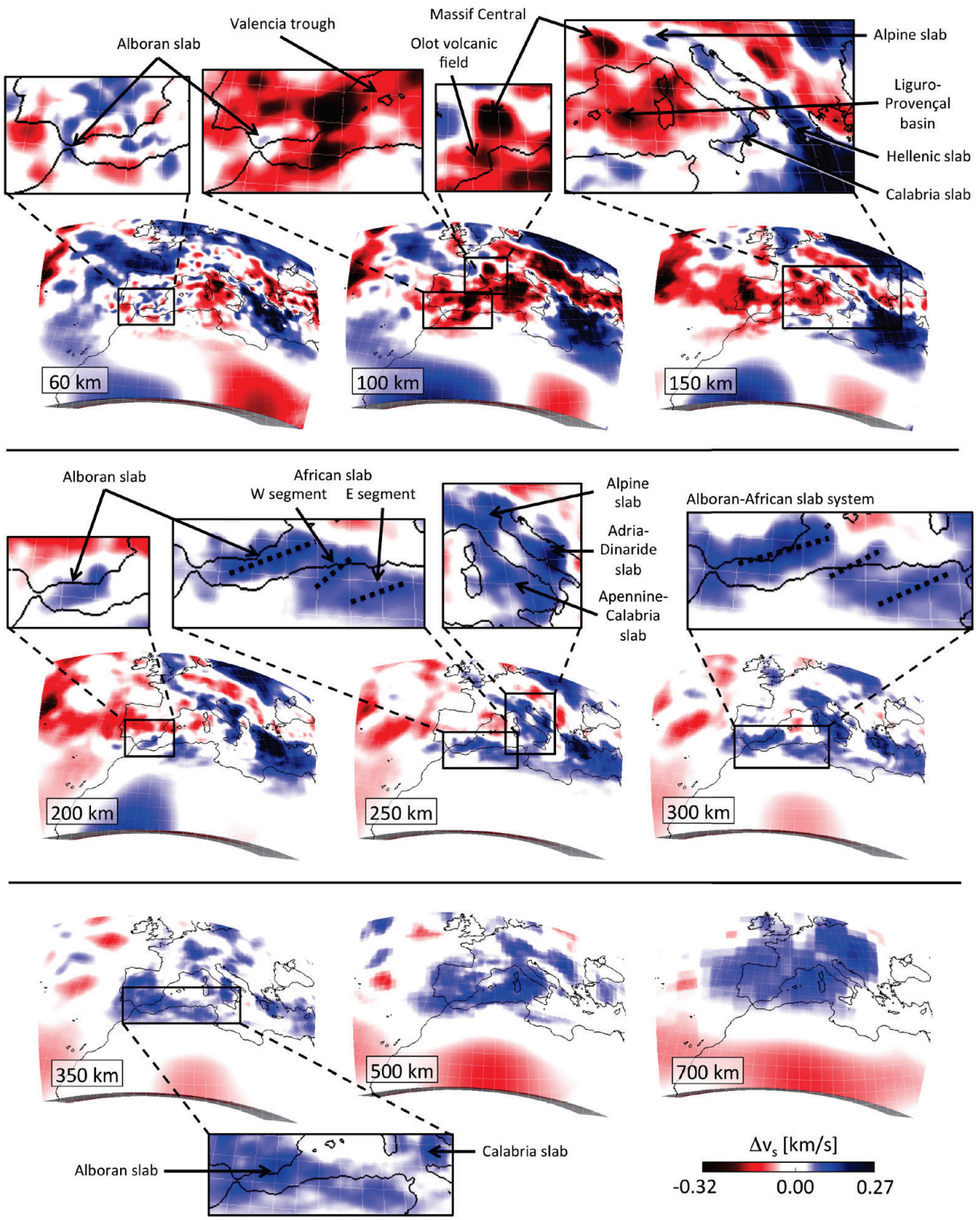


Figure 5-3. Sections horizontales à travers les variations absolues de vitesse S entre 60 et 700 km de profondeur. Les lignes en pointillé dans les panneaux agrandies des 250 km et 300 km marquent les segments possibles du slab du système Alboran-afrique (d'après Fichtner et Villaseñor, 2015).

5.1 Paramètres du modèle

Le code de calcul pTatin (May et al., 2015) est un code numérique de modélisation géodynamique thermo-mécanique utilisant diverses rhéologies visco-plastiques. Il est associé à une interface utilisateur Matlab qui permet de tester facilement divers scénarios tectoniques. Nous pouvons par exemple introduire directement les structures lithologiques et rhéologiques profondes issues de profils sismiques et gravimétriques, les caractéristiques mécaniques et thermiques des roches, et utiliser les taux de convergence horizontale connus comme conditions aux limites. Ce modèle numérique utilise une approche thermomécaniquement couplée où les paramètres physiques tels que le gradient géothermique initial, la structure initiale et les rhéologies visqueuse et fragile sont prédéfinis (May et al., 2015). Les plaques lithosphériques sont définies par leur structure thermique et leurs différentes couches (manteau, croûte, sédiments,…). J'utilise ensuite des vitesses de convergence réalistes (adaptées à notre cas d'étude) afin de simuler les déplacements tectoniques des deux plaques (océanique et continentale). Le code résout itérativement les équations classiques de conservation de masse, de mouvement et d'énergie de manière optimisée afin de prendre en compte de manière précise et relativement peu coûteuse en temps de calcul les viscosités fortement non-linéaires de la croûte et du manteau.

La géométrie initiale et la composition de la lithosphère sont basées respectivement sur les modèles de vitesses issus de la campagne SPIRAL et sur les rhéologies standards des différents matériaux géologiques de la croûte et du manteau. Les principaux paramètres variables dans les modèles sont (1) la géométrie de la TOC (pendage 45° ou vertical) (2) La rhéologie de la TOC (océanique ou continentale), et (3) l'anomalie thermique au niveau de la zone de limite océan-continent, dont l'origine peut être soit le détachement de slab, soit la déchirure latérale par propagation de STEP-fault.

5.1.1 Géométrie et hypothèses du modèle initial

Pour la construction de la géométrie du modèle initial, je me suis appuyé sur un modèle « déplié » du profil issu de la conversion vitesse-densité, c'est-à-dire un modèle où la lithosphère est remise à l'équilibre isostatique. Les conditions initiales et aux limites sont représentées schématiquement sur la Figure 5-4. Nous avons construit notre modèle afin d'aborder de manière générale l'étude de la marge algérienne, et non pas spécifiquement un

profil ou un autre. Pour cette raison, nous avons négligé, dans un premier temps, certains détails spécifiques d'importance secondaire à l'échelle crustale comme la couche de sel, et retenu ceux qui sont communs à de nombreux systèmes de convergence entre une lithosphère océanique et une lithosphère continentale.

Nous modélisons donc un modèle avec des dimensions de 500 km x 200 km (Figure 5-4) constitué de plaques océanique et continentale avec leurs structures thermiques et mécaniques respectives, avec une maille d'une taille de 2 km. La plaque supérieure sur la droite (Sud) est supposée être continentale, avec une épaisseur de croûte de 35 km, et la plaque sur la gauche (Nord) se compose d'une lithosphère océanique (croûte océanique de 7 km + couche sédimentaire) et un segment de transition entre les deux qui représente la TOC d'une largeur de 20 km (limite supérieure de la TOC sismique d'après Mihoubi, 2014 et Bouyahiaoui, 2014).

A la limite inférieure, nous imposons un glissement libre horizontalement et fixe verticalement. Aux frontières horizontales, des vitesses horizontales constantes sont appliquées en combinaison avec une condition de glissement vertical libre.

Les conditions aux limites thermiques sont imposées par le maintien des températures fixes aux bordures horizontales du modèle et d'échange thermique nul aux frontières verticales.

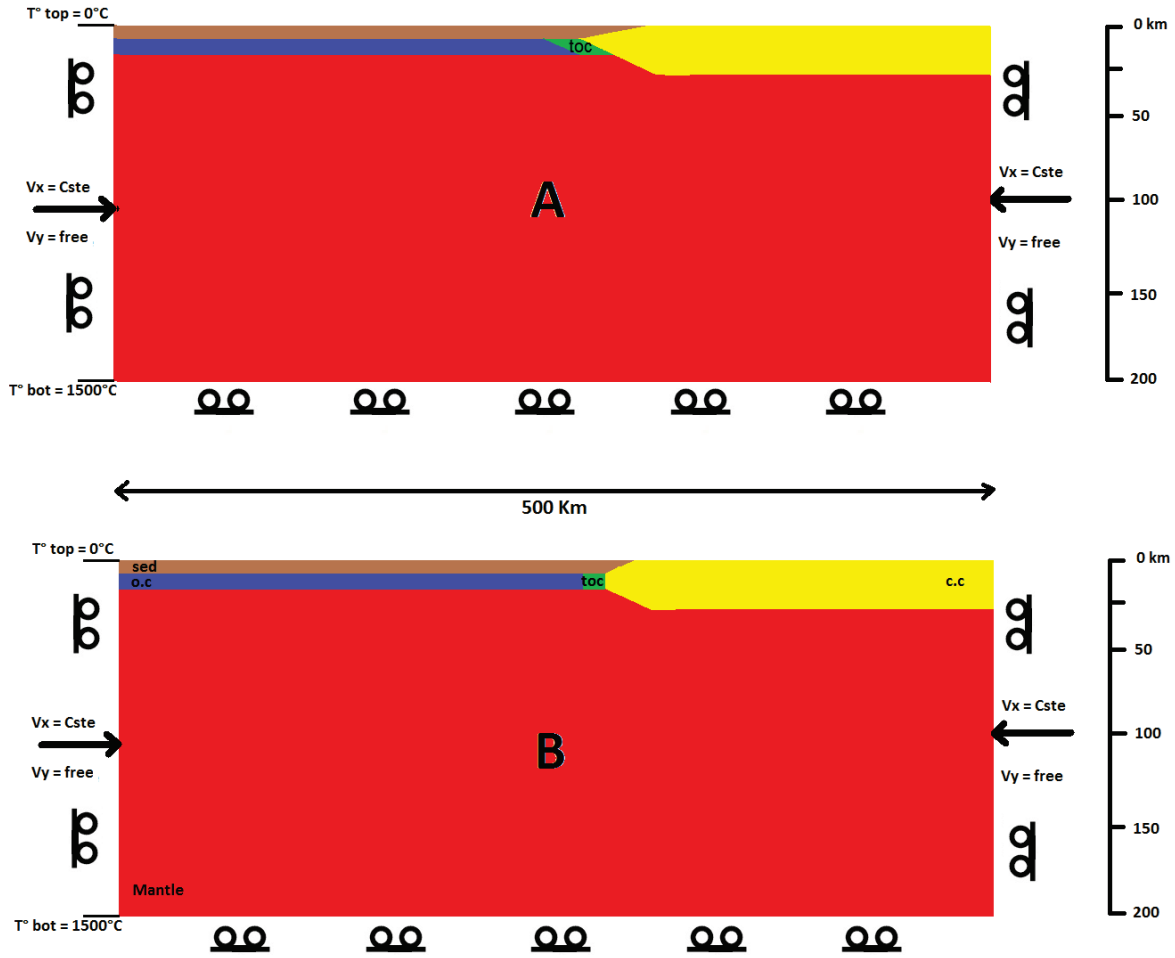


Figure 5-4. Géométrie et conditions initiales et aux limites. Les conditions aux limites correspondent à un glissement vertical libre sur les frontières gauche et droite, avec une surface libre au sommet. Les températures sont maintenues constantes en haut et en bas (0° C et 1400° C, respectivement), tandis que la vitesse de convergence des deux plaques est constante. (A) la géométrie initiale correspond à un contact incliné. (B) la géométrie initiale correspond à un contact vertical entre les parties continentale et océanique.

Nous avons réalisé deux modèles avec des géométries différentes entre croûtes de nature différente :

- Le premier modèle avec un contact incliné vers le Sud entre la croûte océanique et continentale (Figure 5-4-A), qui représente la partie centrale de la marge (supposée passive), ou l'exhumation du manteau se fait généralement par le jeu de grands cisaillements inclinés vers le continent (Brun et Beslier, 1996, et Sutra et al., 2013).
- Le second modèle avec un contact vertical entre les parties continentale et océanique (Figure 5-4-B). Cette géométrie pourrait correspondre aux types de contact que l'on trouve dans une marge transformante ou STEP-fault margin (Badji et al., 2015 et références incluses), donc adapté au cas de la marge ouest-algérienne.

Pour chaque géométrie, nous avons changé les paramètres rhéologiques de la TOC et son état thermique, alors que les paramètres rhéologiques de la croûte océanique, la croûte continentale, la couche sédimentaire et le manteau lithosphérique restent fixes.

En cohérence avec les études cinématiques et de chronologie de l'inversion de la marge (voir chapitre 2), la vitesse de convergence de chaque modèle est choisie comme étant constante et de 2 mm/an avec un pas de temps de 10^4 ans et une durée totale de 5 à 10 Ma (la durée totale a été choisie en fonction du nombre d'itérations/temps de calcul). Les résultats seront présentés sous forme de captures d'image au début (0 Ma) au milieu (2,5 Ma) et à la fin (5 Ma) de la séquence d'inversion tectonique.

5.1.2 Rhéologie du modèle

Pour nos modèles, quatre couches principales ont été définies : la croûte océanique, la croûte continentale, la couche sédimentaire et le manteau. Chaque couche a des propriétés rhéologiques spécifiques (densité, propriétés mécaniques et thermiques) qui sont données dans le Tableau 5-1 (d'après Brace & Kohlstedt, 1980). Rappelons qu'il n'existe pas de certitude sur la nature précise de la croûte océanique du bassin algérien ainsi que de la transition continent-océan (Leprêtre et al., 2013 ; Mihoubi et al., 2014 ; Medaouri et al., 2014 ; Badji et al., 2015 ; Bouyahiaoui et al., 2015). Nous nous basons ici sur les modèles de vitesse des profils SPIRAL qui donnent une indication sur la nature possible de ces domaines.

La croûte continentale est à dominance dioritique, et la croûte océanique à dominance basaltique. La TOC quant à elle a été définie comme étant soit une croûte océanique soit continentale, et par conséquent les paramètres de la TOC sont, selon les modèles, identiques aux paramètres rhéologiques des croûtes océanique ou continentale. On suppose qu'il n'y a aucun changement dans la composition minéralogique en raison de la déformation, de la pression ou de la température. Par contre, les paramètres rhéologiques de la lithosphère océanique font que l'angle de friction interne diminue avec la déformation (voir Tableau 5-1).

Pour certains modèles, nous pourrons séparer la croûte continentale en croûte inférieure diabasique et croûte supérieure dioritique. Une couche de sel sera aussi introduite afin de modéliser la couche messinienne. Les différents paramètres rhéologiques sont indiqués dans le Tableau 5-1.

Phase	ρ (kg m^{-3})	n	*A* ($MPa^{-n}s^{-1}$)	*Q* ($Jmol^{-1}$)	λ (Pa)	μ (Pa)	C_0 (Pa)	*k* (m^2s^{-1})	*Angle de friction initial*	*Angle de friction après affaiblissement*	*Age thermique (Ma)*
Croûte Continentale dioritique	2850	3.05	$6.3x10^{-2}$	$2.75x10^5$	$3X10^{10}$	$3x10^{10}$	$2x10^7$	10^{-6}	30	30	150
Croûte Continentale diabasique	2900	3.05	$6.3x10^{-2}$	$2.76x10^5$	$3X10^{10}$	$3x10^{10}$	$2x10^7$	10^{-6}	30	10	150
Croûte océanique	2900	3	$7x10^3$	$5.1x10^5$	$3x10^{10}$	$3x10^{10}$	$2x10^7$	10^{-6}	30	5	20
Manteau	3300	3	$7x10^3$	$5.1X10^5$	$9x10^{10}$	$3x10^{10}$	$2x10^7$	10^{-6}	30	10	
sédiments	2400	3	$6.8x10^{-6}$	$1.56x10^5$	$3x10^{10}$	$3x10^{10}$	$1x10^6$	10^{-6}	30	10	

Tableau 5-1. Paramètres rhéologiques des phases lithosphériques. λ et μ sont les coefficients élastiques de Lamé ; C0 représente la cohésion, k et ρ sont la diffusivité thermique et la densité, respectivement ; A et Q sont les paramètres visqueux de la loi de fluage.

5.1.3 Modèle thermique

Le gradient géothermique initial utilisé pour chaque modèle est calculé selon un modèle de refroidissement d'un demi-espace pour le domaine océanique et d'une plaque mince pour le domaine continental (pour plus de détails voir Parsons et Sclater 1977, Turcotte & Schubert, 2002). Les équations de transfert de chaleur sont résolues avec des conditions de conservation de la température et de continuité du flux de chaleur à travers les interfaces.

Nous avons utilisé un gradient géothermique initial équivalent à un âge thermique de 150 millions d'années pour la plaque continentale, avec production de chaleur dans la croûte et un modèle de refroidissement d'une plaque d'épaisseur finie (100 km d'épaisseur sur 150 Ma), alors qu'un gradient géothermique équivalent à un âge de 20 millions d'années (refroidissement d'un demi-espace) est utilisé pour la partie océanique (ouverture probable du bassin Algérien pour sa partie centrale et orientale).

Pour chaque modèle, deux conditions thermiques au niveau de la zone de transition sont testées (Figure 5-5 : transition abrupte du gradient géothermique ou une transition douce entre le gradient géothermique océanique et le gradient géothermique continental). La première condition avec un gradient géothermique en marche d'escaliers permet d'avoir une TOC plus chaude. Cela revient à avoir une lithosphère continentale dont l'âge thermique varie en pied de marge entre 20 Ma (celui de la lithosphère océanique) et 150 Ma (celui de la partie épaisse et stable de la lithosphère continentale, donc c'est une hypothèse compatible avec un réchauffement récent (20 Ma environ) de la marge.

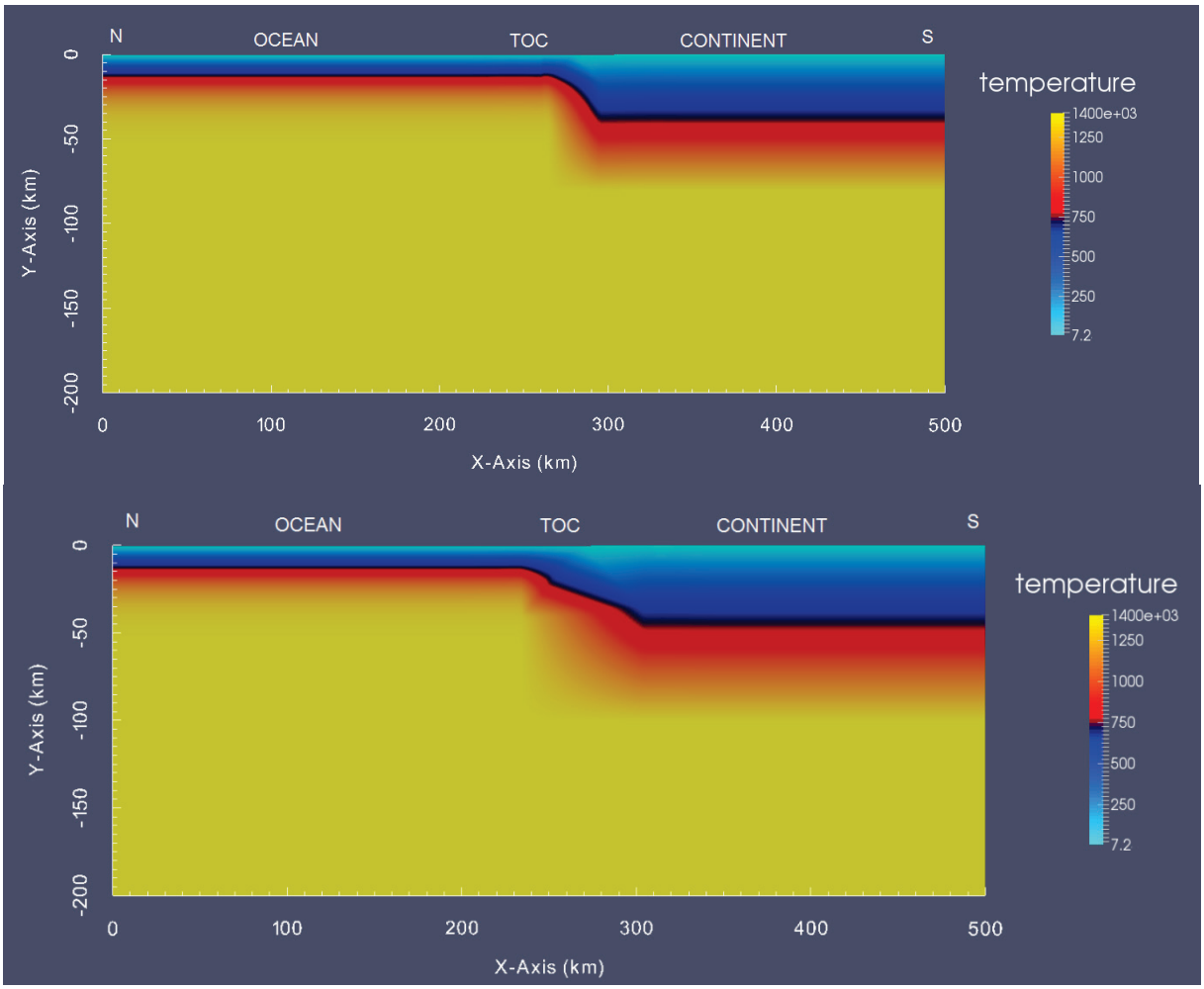


Figure 5-5. Gradients géothermiques utilisés lors des différentes modélisations. Haut : gradient géothermique « chaud » (transition abrupte au niveau de la transition océan-continent). Bas : gradient géothermique normal (transition douce entre le géotherme océanique et continental).

Les conditions aux limites et initiales sont fixées comme suit : la température à la surface supérieure est de 0°C et est constante ; la température à la surface inférieure est égale à 1400°C et cette surface est située à 200 km de profondeur.

5.2 Résultat des différents modèles

Nous avons réalisé plusieurs modèles afin de tester plusieurs paramètres géologiques, tectoniques et géodynamiques. Ces modèles vont être classés par rapport à la géométrie du contact océan-continent (incliné ou vertical) ainsi que par rapport au gradient géothermique au niveau de la limite océan-continent (Tableau 5-2).

Géométrie inclinée				Géométrie verticale	
Géotherme chaud		Géotherme normal		Géotherme chaud	
TOC		TOC		TOC	
Continentale	Océanique	Continentale	Océanique	Continentale	Océanique
Modèle 1	**Modèle 2**	**Modèle 3**	**Modèle 4**	**Modèle 5**	**Modèle 6**
Figure 5-7	Figure 5-9	Figure 5-11	Figure 5-13	Figure 5-15	Figure 5-17
Modèle 7 (géotherme en marche d'escalier) proche du continent)				**Modèle 8 (géotherme en marche d'escalier) proche du continent)**	
Figure 5-21				Figure 5-23	

Tableau 5-2. Résumé des différents modèles thermomécaniques réalisés.

5.2.1 Géométrie de la TOC inclinée :

5.2.1.1 Modèle 1 :

Le premier modèle est issu du modèle lithosphérique proposé dans l'article publié dans GJI (Hamai et al., 2015), avec une géométrie de la TOC correspondant à une zone pentée vers le continent (Figure 5-6), avec l'hypothèse que la TOC est constituée par une croûte continentale. Le gradient géothermique est celui avec une TOC chaude et une transition abrupte océan-continent.

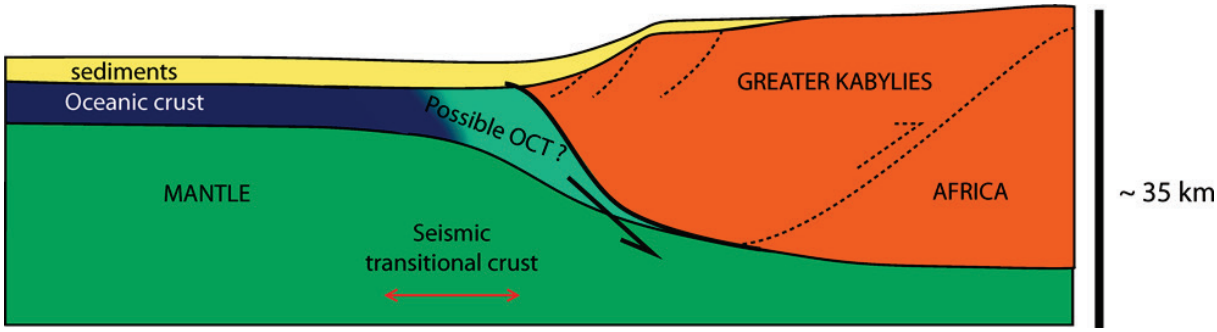


Figure 5-6. Coupe schématique interprétative de la déformation actuelle au niveau de la marge algérienne.

Au bout de 2.5 Ma, une déformation assez marquée est localisée au niveau de la limite TOC-océan, et la charge sédimentaire se déforme et se soulève à l'aplomb des zones déformées au niveau de la TOC. Un prisme sédimentaire se forme, bordé par des failles inverses, comme on peut le constater sur la Figure 5-7.

Au bout de 5 Ma, la croûte océanique commence à s'enfoncer dans le manteau. La déformation est localisée au voisinage immédiat de la zone de transition océan-continent. Le cisaillement localisé entre océan et continent se propage au front du prisme sédimentaire, causant un soulèvement de celui-ci avec une topographie de l'ordre du kilomètre.

La flexion vers le bas de la plaque océanique (Figure 5-7) est importante (de l'ordre de 6 km) ce qui est comparable aux résultats de l'étude de flexion (voir chapitre précédent). La plaque continentale se soulève légèrement, avec une amplitude verticale de l'ordre de quelques centaines de mètres. La TOC, affaiblie par l'anomalie thermique, s'est déformée sous l'effet de la convergence, ce qui réduit encore sa largeur.

Le soulèvement de la lithosphère continentale ainsi que l'enfoncement de la croûte océanique provoquent des déséquilibres isostatiques de sens opposés entre continent et océan ; en effet, l'excès de masse dû au remplacement de la croûte continentale par la matière mantellique provoque une sous-compensation, alors que le déficit de masse dû au remplacement du manteau par de la croûte océanique provoque une sur-compensation. Ce déséquilibre isostatique est comparable en amplitude et longueur d'onde à celui calculé au chapitre précédent le long de la marge Algérienne.

Le calcul des taux de déformation (Figure 5-8) montre que les déformations sont localisées au niveau de la limite TOC-croûte océanique, limite qui correspond en effet à un fort contraste rhéologique. Ces déformations se traduisent par un charriage de la croûte océanique sous la plaque continentale, et qui a évolué par la suite vers une subduction à proprement parler (Stern, 2002, 2004).

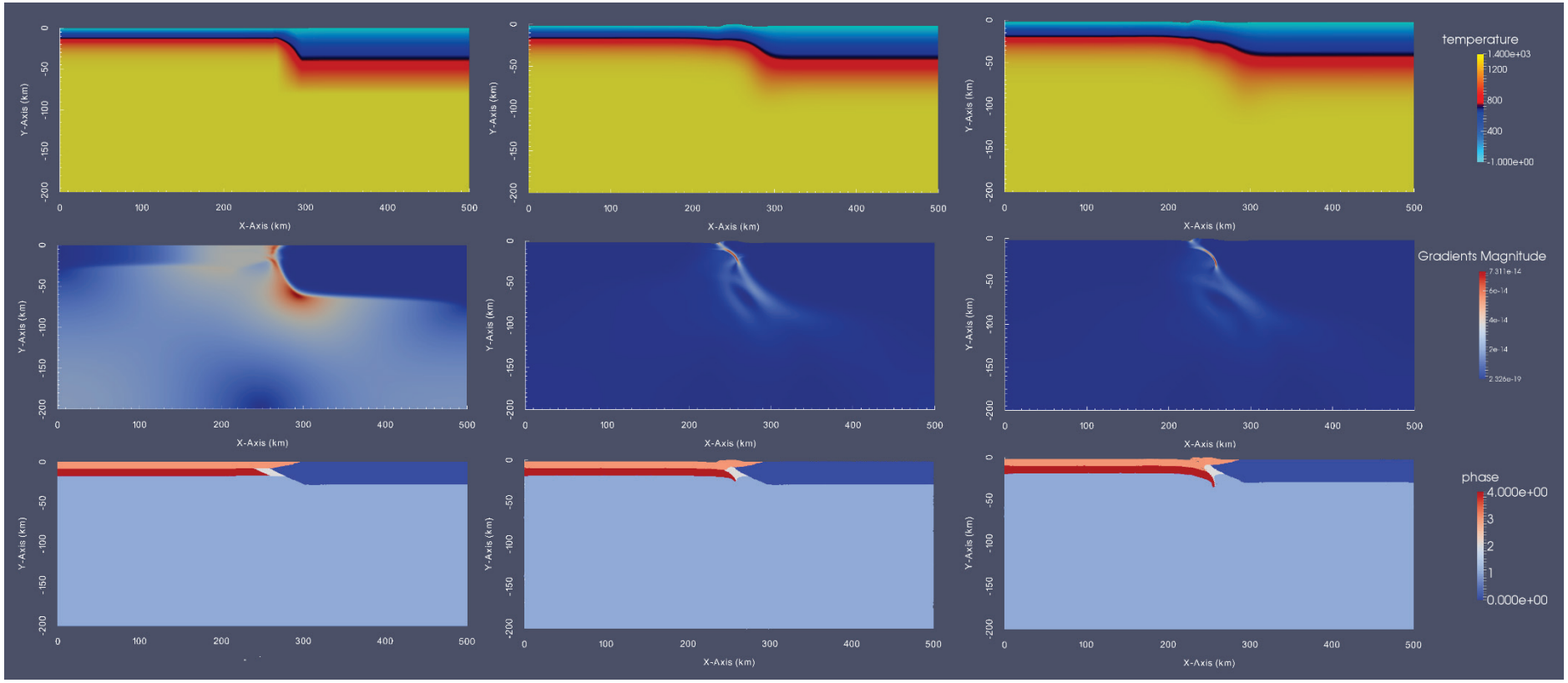


Figure 5-7. Modèle thermomécanique avec un géotherme chaud au niveau d'une TOC continentale inclinée. En haut : températures. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologiques (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma) de la déformation en inversion.

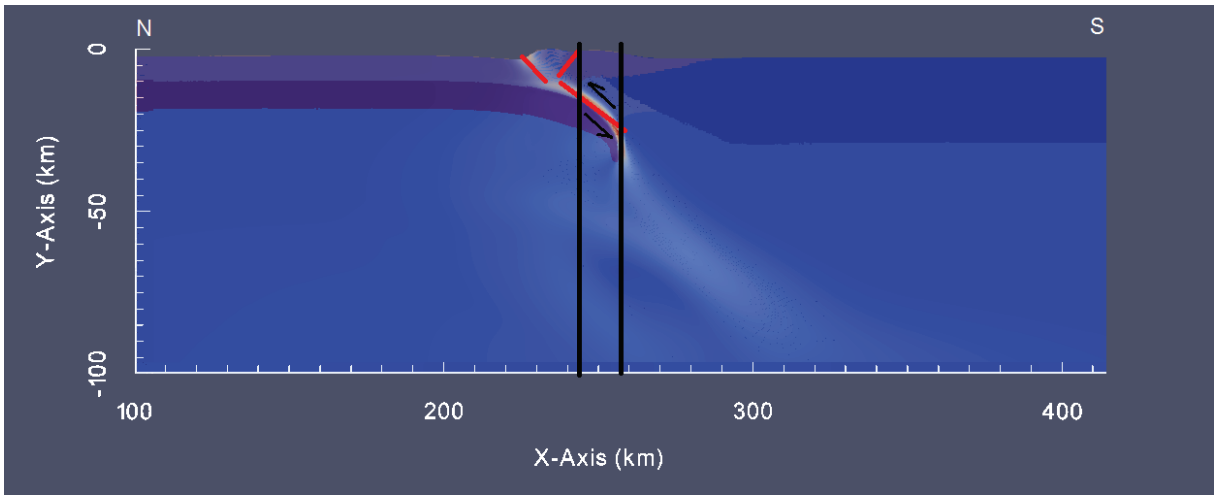


Figure 5-8. Taux de déformation du modèle 1 au niveau de la Transition Océan Continent. Traits noirs : TOC flexurale. Traits rouges : plans de failles supposés, correspondant aux zones aux taux de déformation maximum (en blanc).

La largeur de la zone de contact océan-continent (trais noirs sur la Figure 5-8) est comparable à la zone de transition océan – continent sur les différents profils sismiques issus du traitement sismique grand-angle (Bouyahiaoui, 2014 ; Mihoubi, 2014 ; Aidi, 2013 ; Leprêtre, 2013 et Badji, 2014) et correspond assez bien à la transition « flexurale » (TOC flexurale sur la Figure 4-10) entre les plaques océanique et continentale décrite dans le chapitre précédent.

Ainsi, on retrouve sur ce modèle thermomécanique des géométries très similaires à celles observées sur les profils sismiques, avec une déflexion verticale d'environ 6 Km et une zone de transition large d'environ 15-20 km. Ainsi, la géométrie initiale (interfaces inclinées sous la marge) est un choix correspondant bien à ce qu'on sait de la géométrie initiale de formation de la marge pour tous les profils sauf celui à l'ouest : Mostaganem (Badji et al., 2015). Pour celui de Tipaza (Leprêtre et al., 2013), la marge a été tronquée probablement, donc la géométrie de la TOC a pu aussi être modifiée, mais le contact interne serait bien incliné.

Pour ces raisons, nous allons fixer ce modèle comme modèle de référence afin de tester les autres paramètres.

5.2.1.2 Modèle 2 :

Dans ce modèle, nous allons tester la nature de la TOC par rapport au modèle de référence (modèle 1). Cette fois nous fixons la nature de la TOC comme étant une croûte océanique. Ceci conduit à un contact direct entre la croûte océanique au Nord et la croûte

continentale au Sud, localisé exactement en pied de marge. Nous garderons donc la même anomalie thermique que le modèle 1 au niveau de la limite océan-continent.

Nous pouvons remarquer que la déformation après 2.5 Ma se propage dans la plaque océanique (Figure 5-9) loin de la zone de transition océan-continent. Cette déformation se propage le long de la croûte océanique jusqu'à 200 km loin de la TOC et la déformation se manifeste sous forme de plis (flambage) de faible amplitude ; néanmoins, aucune initiation de subduction ne se produit dans cette fenêtre temporelle (Figure 5-10).

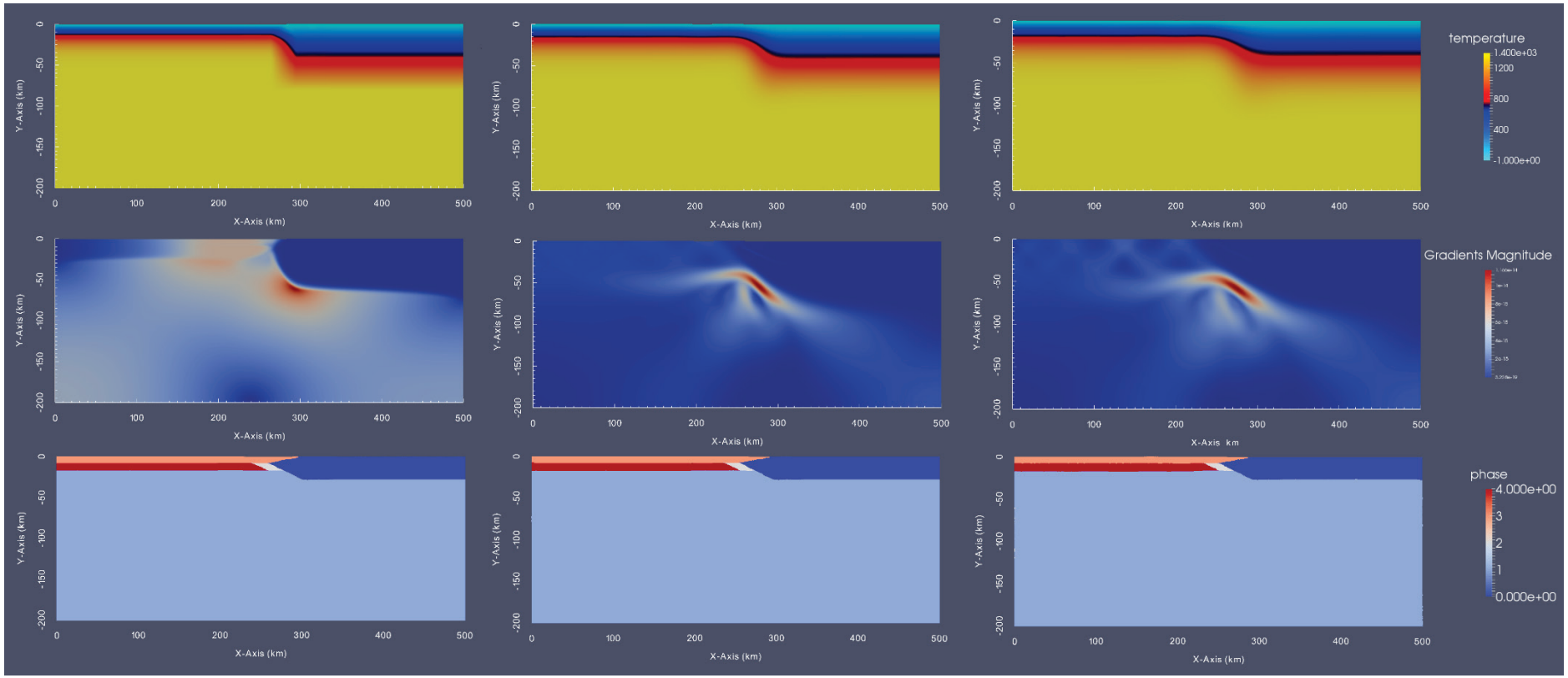


Figure 5-9. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique chaud au niveau de la limite océan-continent et une lithosphère océanique au niveau de la TOC à contact incliné. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologiques (rouge et blanc : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau et orange : sédiments). Captures d'image au début (0 Ma) au milieu (2,5 Ma) et à la fin (5 Ma).

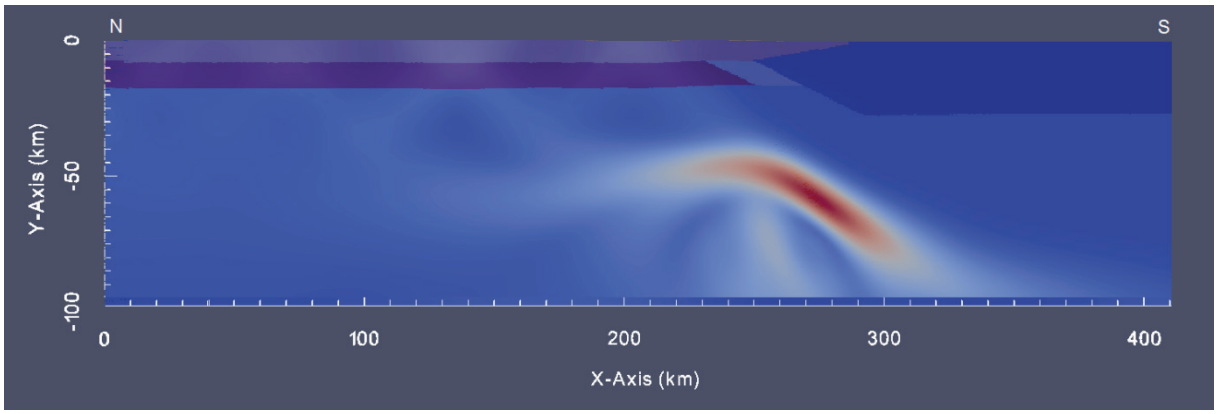


Figure 5-10. Taux de déformation du modèle 2 au niveau de la Transition Océan-Continent.

Ce modèle est loin de s'accorder avec les résultats de la modélisation de la flexion de la marge algérienne. En effet, la déformation se focalise de manière diffuse dans la partie océanique, et en profondeur dans le manteau, sans se concentrer vers la surface visible au niveau de la croûte océanique du bassin algérien.

La nature de la TOC (océanique ou continentale) semble donc influencer la localisation de la déformation. Une TOC constituée par une lithosphère océanique beaucoup plus rigide dans les conditions de pression et de température imposées (même pour un géotherme « chaud » au niveau océanique) ne convient pas pour initier une subduction au niveau de la limite océan-continent puisqu'elle ne constitue pas une zone de faiblesse.

5.2.1.3 Modèle 3 :

Afin de tester l'influence du gradient géothermique, nous avons gardé dans ce modèle la même géométrie ainsi que les mêmes paramètres rhéologiques que le modèle de référence, mais changé le gradient géothermique qui montre maintenant une transition progressive entre continent et océan et pas d'anomalie thermique marquée en pied de marge. Dans ce modèle, la TOC est d'une nature continentale avec une géométrie inclinée au niveau de la limite TOC-continent et TOC-océan.

Tout comme le modèle précédent, la déformation après 2.5 Ma se propage dans la plaque océanique (Figure 5-11) loin de la zone de transition océan-continent. Cette déformation se manifeste sous forme de flambage et aucune initiation de subduction ne se produit. En effet, en l'absence d'affaiblissement thermique, on développe des instabilités périodiques dans la lithosphère la plus faible (la plus chaude), et on crée alors un flambage visqueux.

Au bout de 5 millions d'années, le flambage au niveau de la croûte océanique s'accentue et aucune déformation significative au niveau de limite océan-continent ne se produit. Une déformation un peu plus localisée se produit dans la lithosphère océanique, environ 100 km au nord de la transition océan-continent et s'accompagne de la formation d'une petite dépression.

De ce fait, la déformation (Figure 5-12) ne se localise pas au niveau de la limite océan-continent mais se manifeste par un flambage et de la déformation dans la lithosphère océanique.

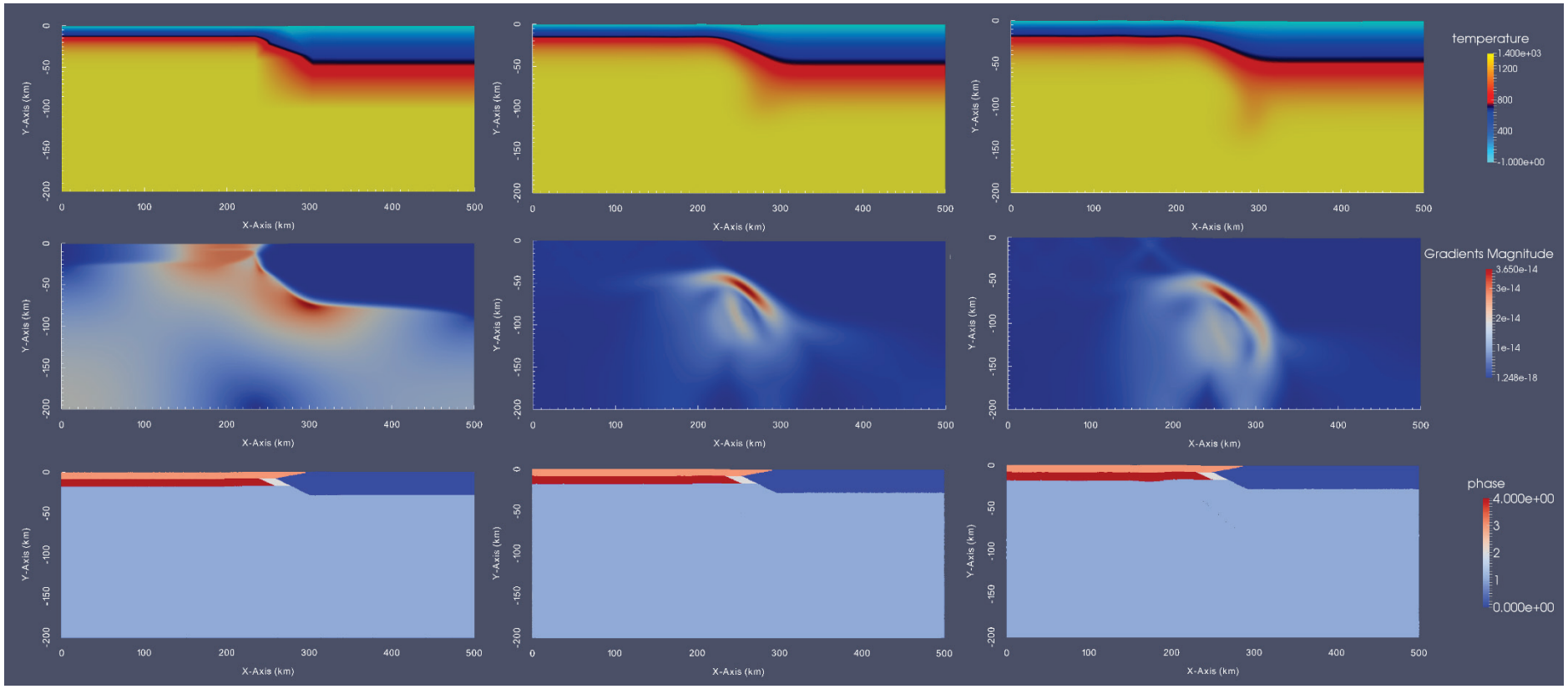


Figure 5-11. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique normal au niveau d'une limite océan-continent inclinée. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologique (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC continentale et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma).

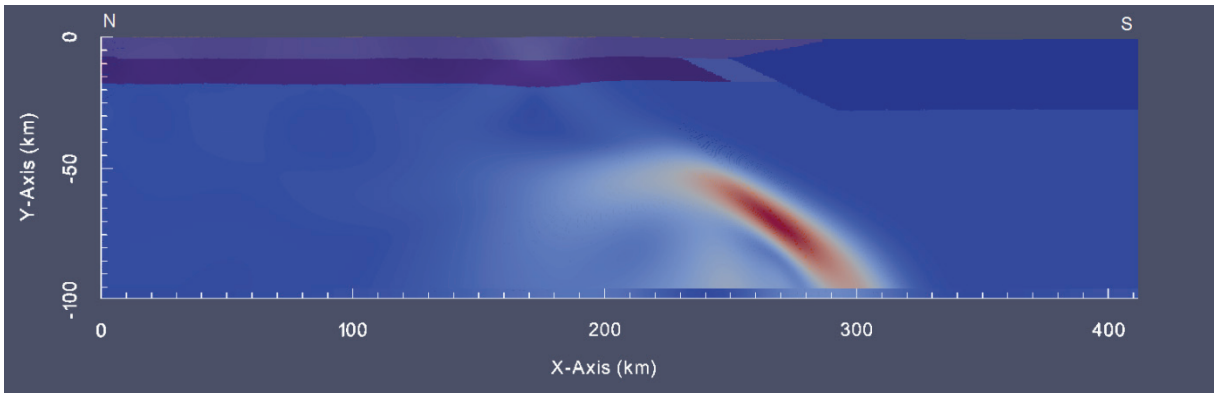


Figure 5-12. Taux de déformation du modèle 3 au niveau de la Transition Océan-Continent.

5.2.1.4 Modèle 4 :

Après avoir testé une TOC continentale et son influence sur l'initiation d'une zone de subduction en présence d'un gradient géothermique normal, nous avons voulu tester l'effet d'une TOC océanique en présence du même gradient géothermique normal (une transition progressive entre un gradient géothermique océanique chaud et un gradient continental froid). A priori, étant donné que les modèles avec TOC océanique ou avec gradient normal n'ont pas produit d'initiation de subduction, celui-ci ne devrait pas en produire non plus. Néanmoins j'ai voulu le tester pour voir quel type de déformation pouvait se produire dans cette configuration.

Nous pouvons remarquer que la déformation après 2.5 Ma se propage dans la plaque océanique (Figure 5-13), loin de la zone de transition océan-continent (20 km à gauche c'est-à-dire au Nord de la TOC dans le cas de la marge Algérienne). Cette déformation se propage le long de la croûte océanique jusqu'au kilomètre 200 et la déformation se manifeste sous forme de plis (flambage).

Cette déformation s'accentue au bout de 5 Ma et finie par se localiser sous forme d'une dépression de la croûte océanique à environ 30 km au nord de la TOC, comme dans le modèle précédant. En effet le taux de déformation (Figure 5-14) maximum montre que la déformation ne se déforme pas au niveau de la limite océan-continent mais le long de la croûte océanique sous forme de flambage. Ce modèle est donc comparable aux modèles 2 et 3 qui ne produisaient pas d'initiation de subduction.

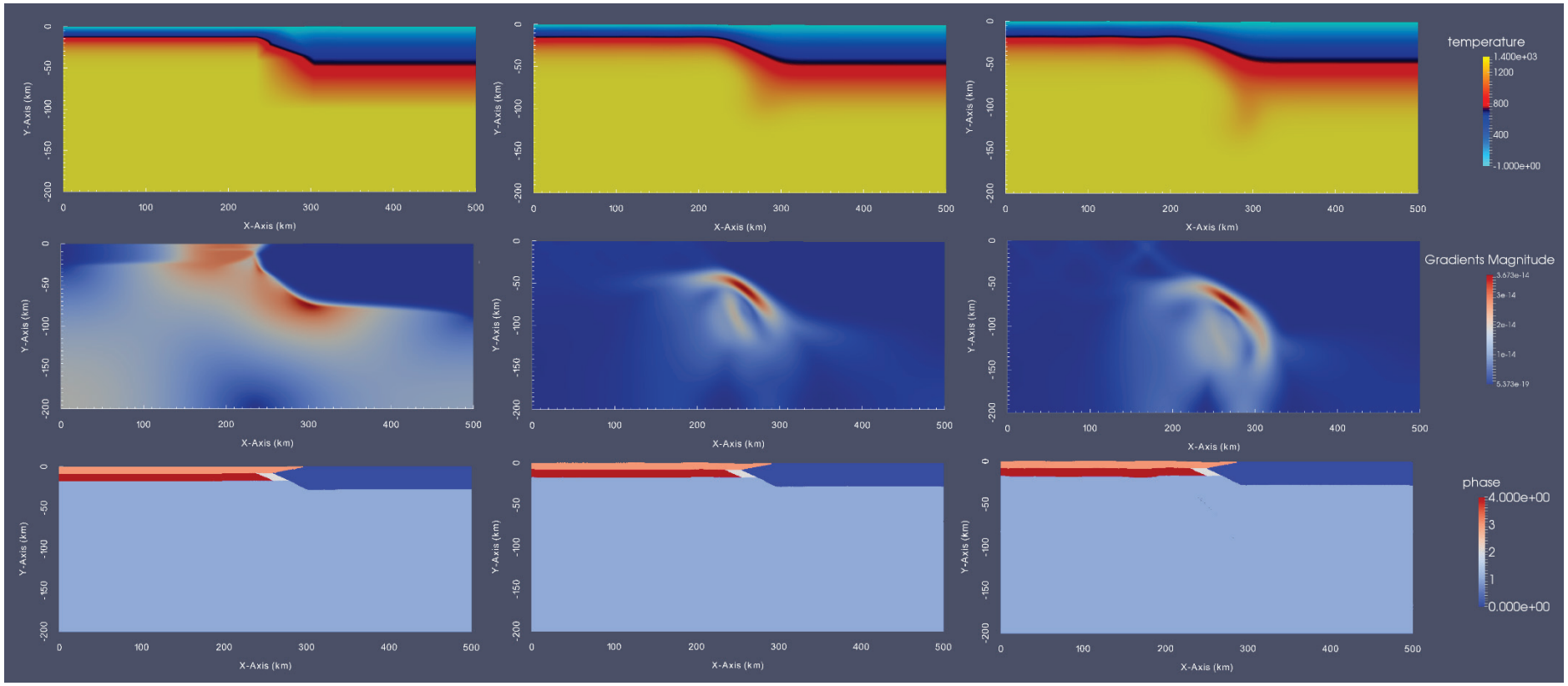


Figure 5-13. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique normal au niveau d'une limite océan-continent inclinée. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologique (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC océanique et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma).

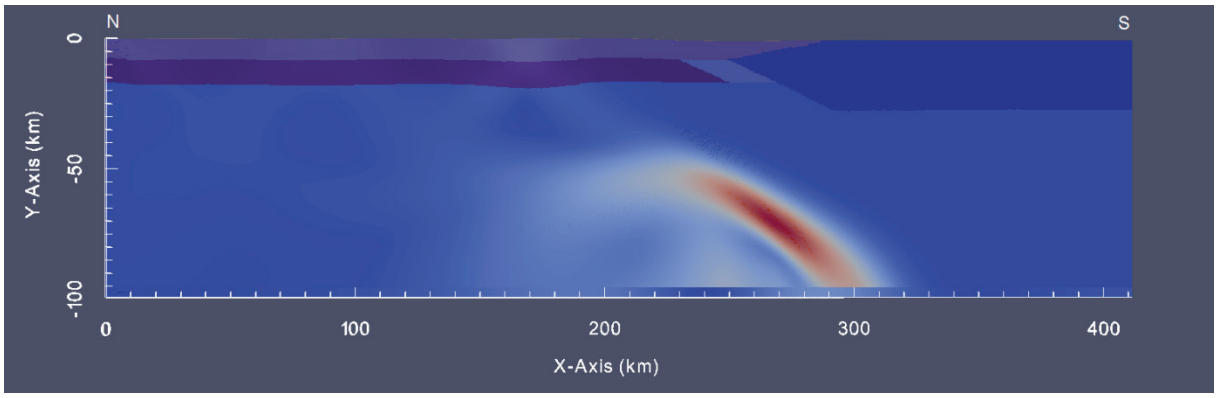


Figure 5-14. Taux de déformation du modèle 4 au niveau de la Transition Océan-Continent.

5.2.2 Géométrie en contact vertical :

Après avoir modélisé une géométrie de la limite océan-continent inclinée, favorable à une reprise en faille inverse, nous nous sommes posé la question de savoir si une géométrie moins bien orientée (contact vertical autour de la TOC) pouvait déclencher malgré tout l'initiation d'une zone de subduction. Cette géométrie est a priori particulièrement pertinente pour la marge ouest de l'Algérie (Govers et Wortel, 2005 ; Medaouri et al., 2014 ; Badji et al., 2015). Afin de répondre à cette question, nous avons modélisé un système où la zone de transition océan-continent est un contact vertical. Nous avons gardé les mêmes paramètres de modélisation utilisés pour une géométrie inclinée à savoir une vitesse de convergence de 2 mm/an ainsi qu'une anomalie thermique plus chaude au niveau du contact océan-continent.

5.2.2.1 Modèle 5 :

Pour ce premier modèle, nous avons conservé le même gradient géothermique que pour le modèle de référence (Figure 5-5) avec une TOC de nature continentale comme pour le modèle de référence (modèle 1).

Au bout de 2.5 millions d'années (Figure 5-15) nous remarquons une déformation importante localisée au niveau de la TOC et des sédiments. Cette déformation s'accentue un peu avec une géométrie en « fish-tail » de la TOC autour de la croûte océanique. Au bout de 5 millions d'années le modèle n'a pas évolué vers une subduction.

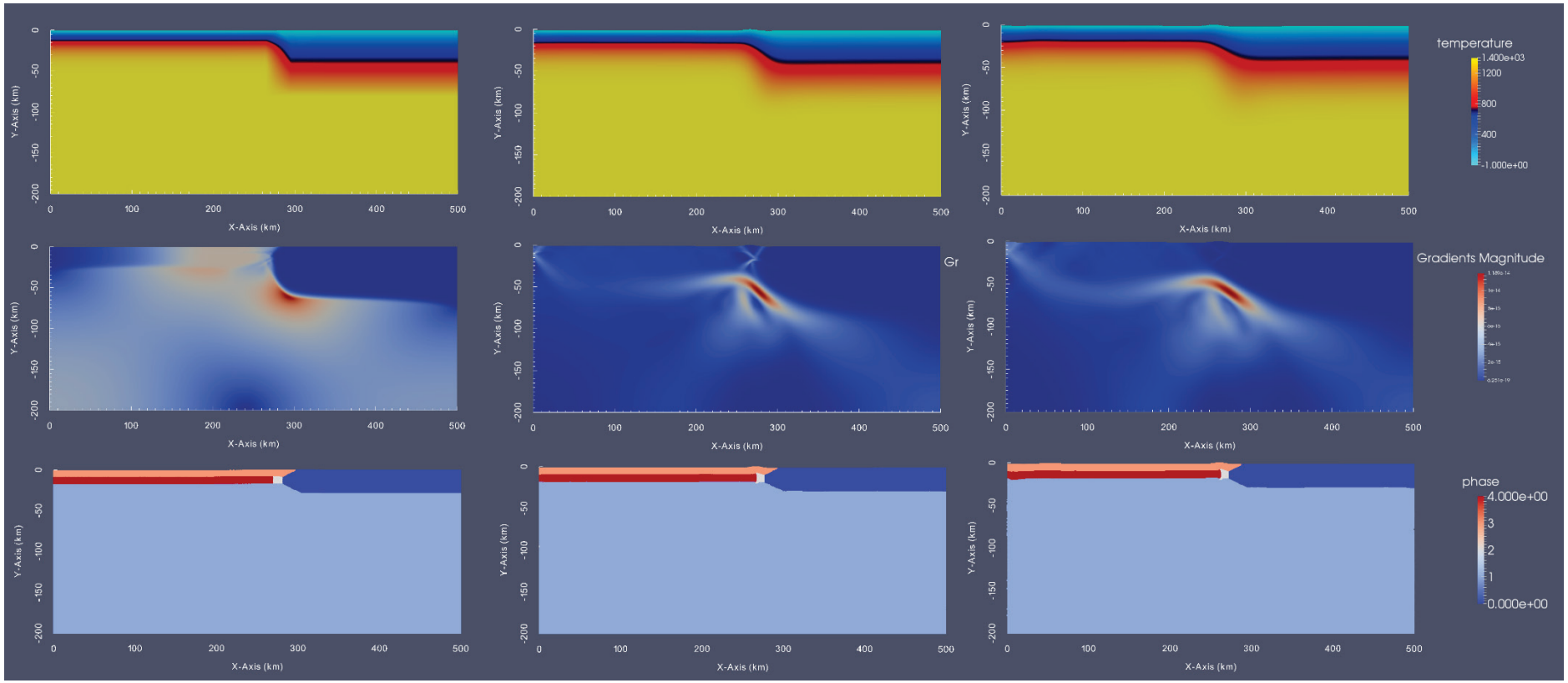


Figure 5-15. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique chaud au niveau d'une TOC continentale à contacts verticaux. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologique (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC continentale et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma).

L'analyse des taux de déformation (Figure 5-16) indique que la croûte océanique à bordure verticale vient poinçonner la croûte continentale, entraînant un début de sous-charriage de la partie inférieure de la TOC sous la croûte océanique.

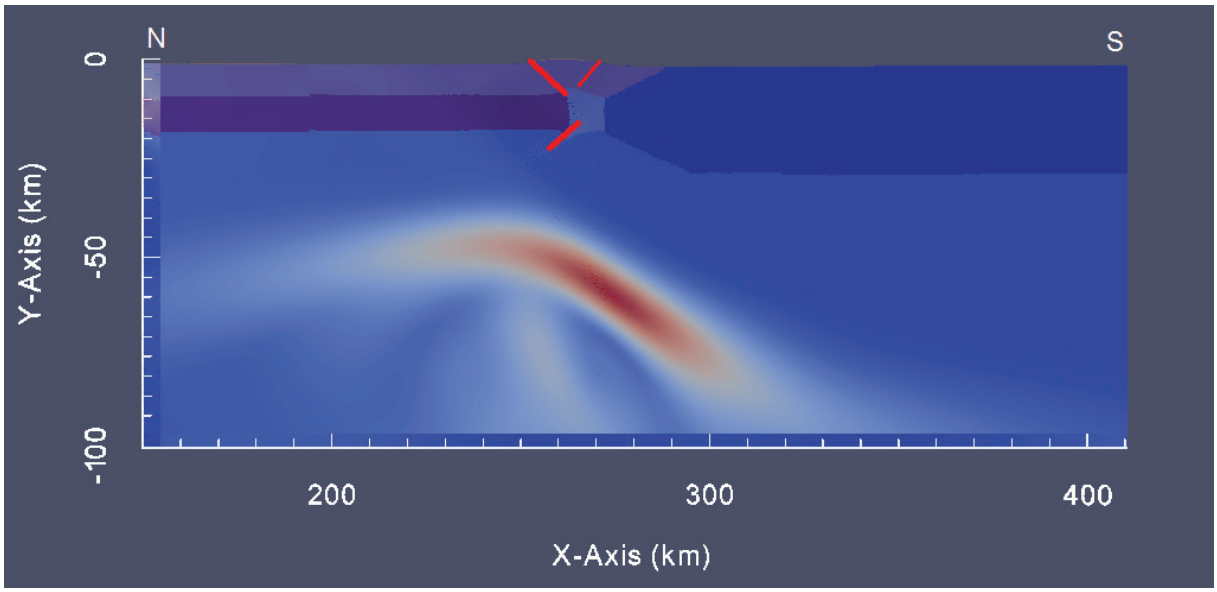


Figure 5-16. Taux de déformation du modèle 5 au niveau de la Transition Océan-Continent. Traits rouges : plans de failles supposés.

Cette déformation provoque un soulèvement de la couche sédimentaire d'environ 1 km, formant un prisme sédimentaire étroit bordé par deux failles inverses. Ainsi, nous localisons la déformation au niveau de la limite océan – TOC continentale ; par contre, la géométrie du Moho ne correspond pas aux résultats obtenus par analyse isostatique. En effet, la croûte océanique se déforme relativement peu et ne montre pas de flexion, et la TOC est poinçonnée par cette dernière, ce qui provoque une faille de pendage Nord au niveau de la limite océan – continent, ce qui est en contradiction avec la géométrie de la marge algérienne.

5.2.2.2 Modèle 6 :

Dans ce modèle, nous gardons les mêmes paramètres que le même modèle précédent mais en utilisant une TOC de nature océanique.

Ces paramètres rhéologiques provoquent une déformation au niveau de la lithosphère océanique au bout du premier million d'années (Figure 5-17), loin de la zone de transition océan-continent. Cette déformation se manifeste sous forme de plis (flambage) mais aucune initiation de subduction ne se produit. En effet, la lithosphère la plus chaude (océanique) bute sur une lithosphère plus froide (continentale) et plus résistante ce qui amène à propager la

déformation au niveau de la croute océanique et de là à développer un flambage, comme dans les modèles 2, 3 et 4.

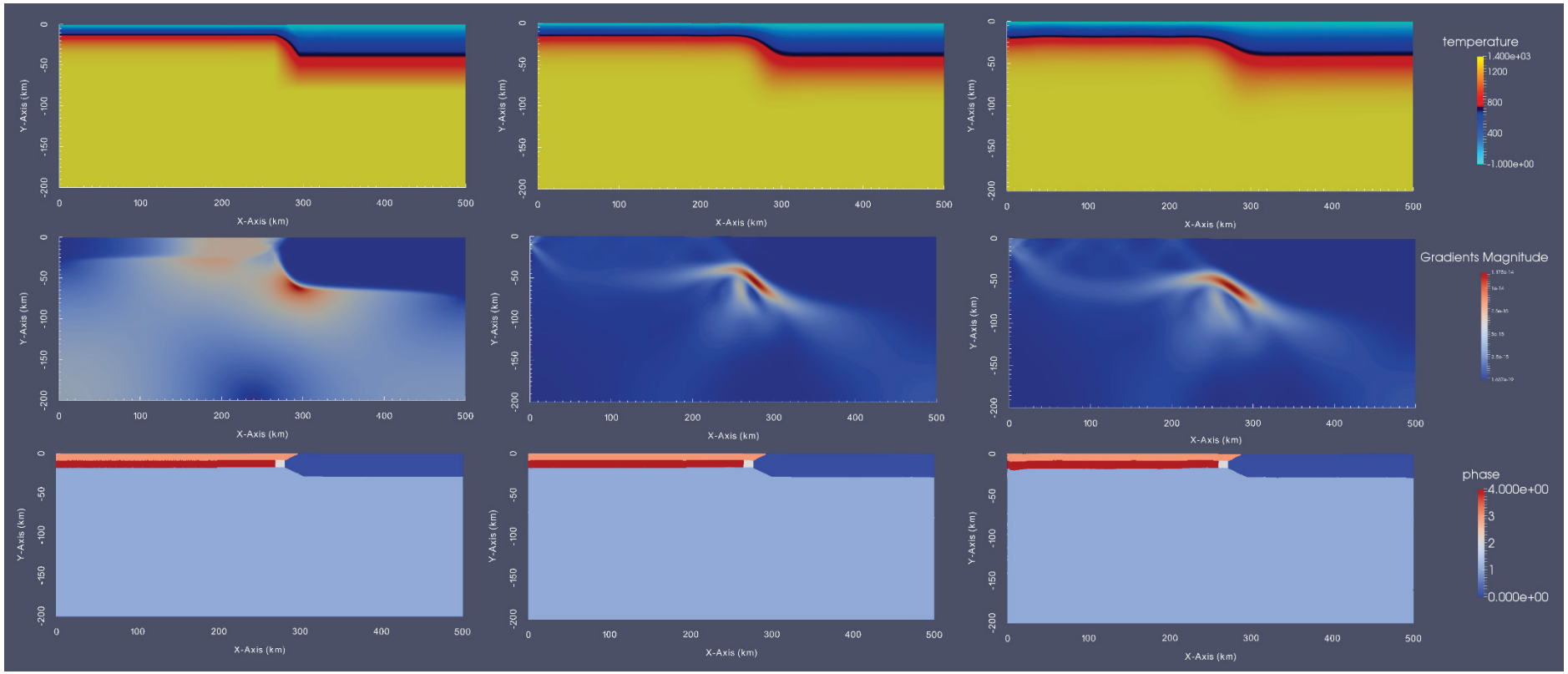


Figure 5-17. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique chaud au niveau d'une TOC océanique à contacts verticaux. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologique (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC océanique et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma).

L'analyse du taux de déformation (Figure 5-18) montre une déformation qui se propage le long de la croûte océanique qui absorbe toute l'énergie qui se dissipe sous forme de plis (flambage) de faible amplitude, sans aucune initiation de subduction. En effet, l'absence de contraste rhéologique à l'intérieur de la croûte océanique fait que la déformation ne peut se localiser à l'intérieur du modèle.

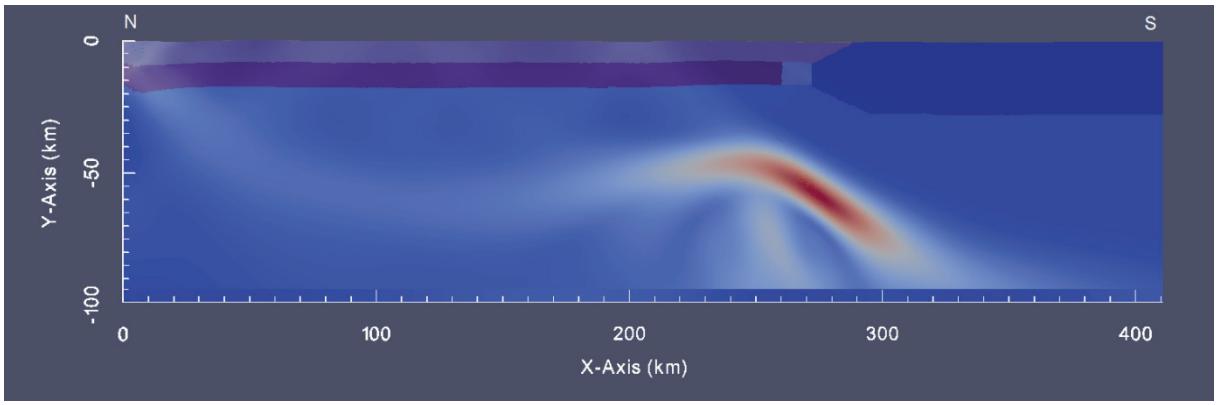


Figure 5-18. Taux de déformation du modèle 6 au niveau de la Transition Océan-Continent.

L'explication est que le gradient géothermique n'est pas assez chaud au niveau de la limite croûte océanique-croûte continentale (Figure 5-19) : en l'absence d'un affaiblissement thermique, le domaine océanique chaud (<20 Ma) absorbe toute la déformation de manière diffuse.

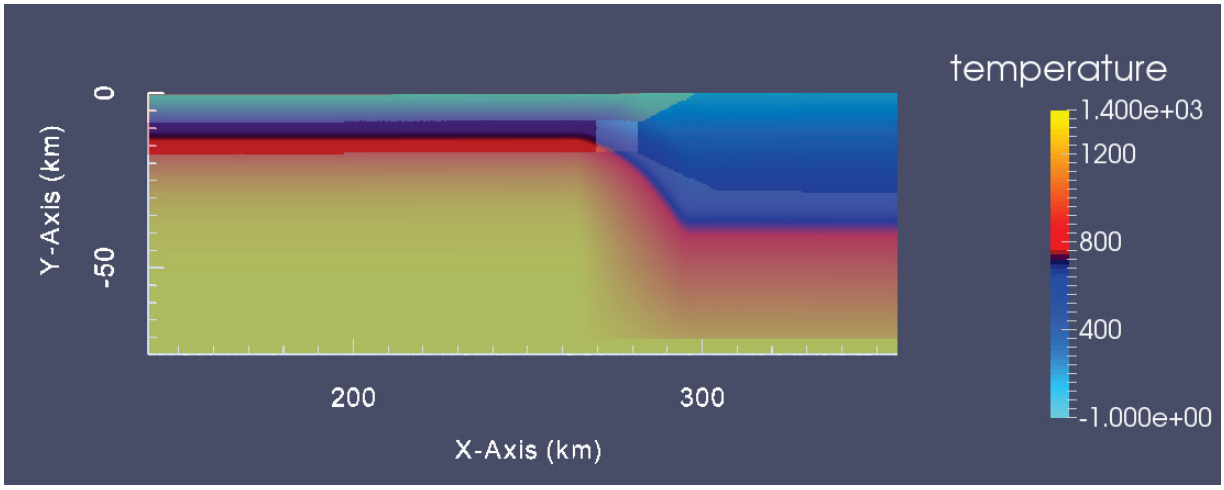


Figure 5-19. Superposition du gradient géothermique avec la géométrie des différentes phases rhéologiques. Contact direct océan-continent (TOC océanique).

D'après ces premiers modèles numériques (avec une limite inclinée ou verticale), le facteur principal déclenchant la subduction est la présence d'une croûte continentale mince en pied de marge, favorablement orientée, et réchauffée de manière importante par le domaine océanique proche. Il est cependant difficile de savoir si c'est plutôt la marche

d'escalier au niveau géothermique, ou la présence de la TOC continentale, qui localise la déformation. De plus, dans ces modèles la déformation se situe plutôt au sud de la TOC, donc au Nord de la zone de croûte continentale amincie, et non au pied de marge (ou même au sein de la marge) comme semble le montrer la sismique et les modèles de flexion, mais aussi la déformation sismogène (comme illustré lors du séisme de Boumerdès de 2003).

Nous allons donc essayer de déplacer la « marche d'escalier » du gradient géothermique vers le sud (donc à droite du modèle) afin de tester son effet sur la déformation : celle-ci pourrait-elle alors migrer au niveau de la limite sud de la TOC ou même dans la lithosphère continentale normale ? Je vais donc reproduire les mêmes modèles que les modèles 1 et 6 avec simplement un gradient géothermique modifié, plus chaud vers le continent.

5.2.3 Gradient géothermique chaud au niveau de la limite continentale :

5.2.3.1 Modèle 7 :

Nous avons modélisé dans ce cas les mêmes paramètres que le modèle de référence avec une différence dans la position de la transition entre géotherme océanique (chaud) et géotherme continental (froid). La limite du géotherme de type océanique se situe au sud de la TOC et au nord de la marge continentale (Figure 5-20).

La TOC est ici de nature continentale avec une géométrie inclinée favorable à l'initiation d'une zone de subduction.

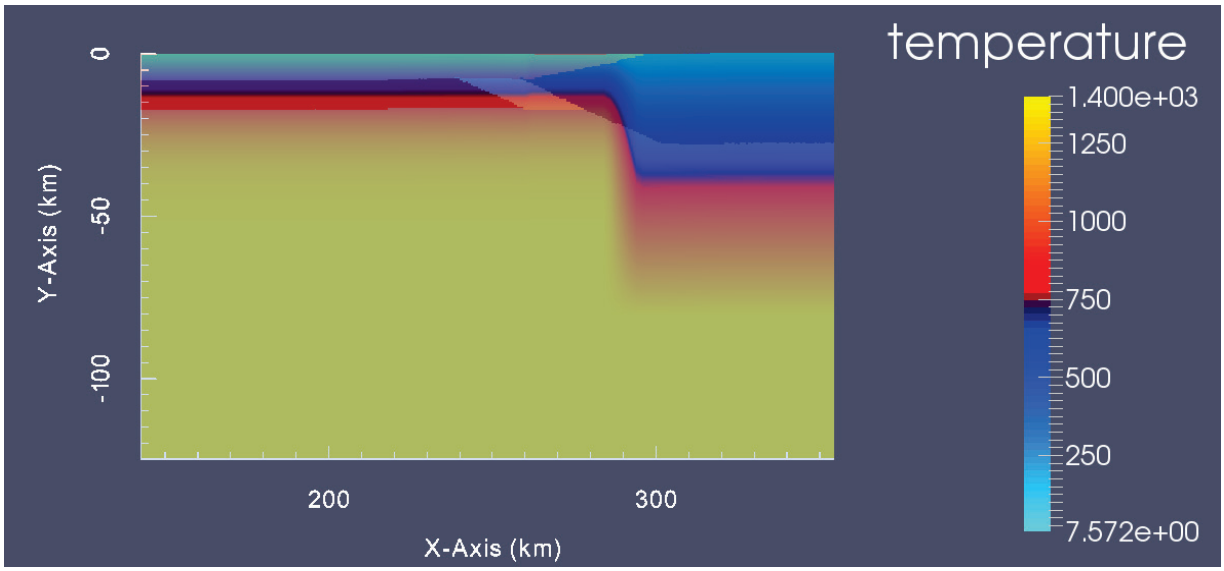


Figure 5-20. Superposition du gradient géothermique étroit et chaud au niveau de la limite TOC-Continent avec la géométrie des différentes phases rhéologiques.

Malgré l'anomalie thermique assez marquée au sud de la TOC, il apparaît clairement que la déformation se localise préférentiellement au niveau de la limite nord de la TOC, là où se situe un contraste rhéologique (différence de densité et de viscosité entre la TOC continentale et la croûte océanique). En effet, après 2 millions d'années, une flexion de la lithosphère océanique est initiée (Figure 5-21) et la déflexion vers le bas est assez importante (de l'ordre de 3 km). Cette déflexion augmente au cours du temps en provoquant la croissance en surface d'un prisme sédimentaire dû à l'important cisaillement qui se produit au niveau de la limite océan-continent.

Malgré l'affaiblissement thermique, la déformation se focalise initialement au niveau de la faiblesse rhéologique avec un grand cisaillement localisé, et pas à la limite TOC-croûte continentale donc pas réellement en pied de marge (Figure 5-22). Cependant, à la fin de l'expérience, la TOC est très déformée, et la déformation se retrouve effectivement localisée au pied de la marge, avec une vergence générale du système correspondant à une initiation de subduction. Ce modèle suggère que le contraste rhéologique bien orienté entre océan et continent joue un rôle majeur dans la localisation de la déformation.

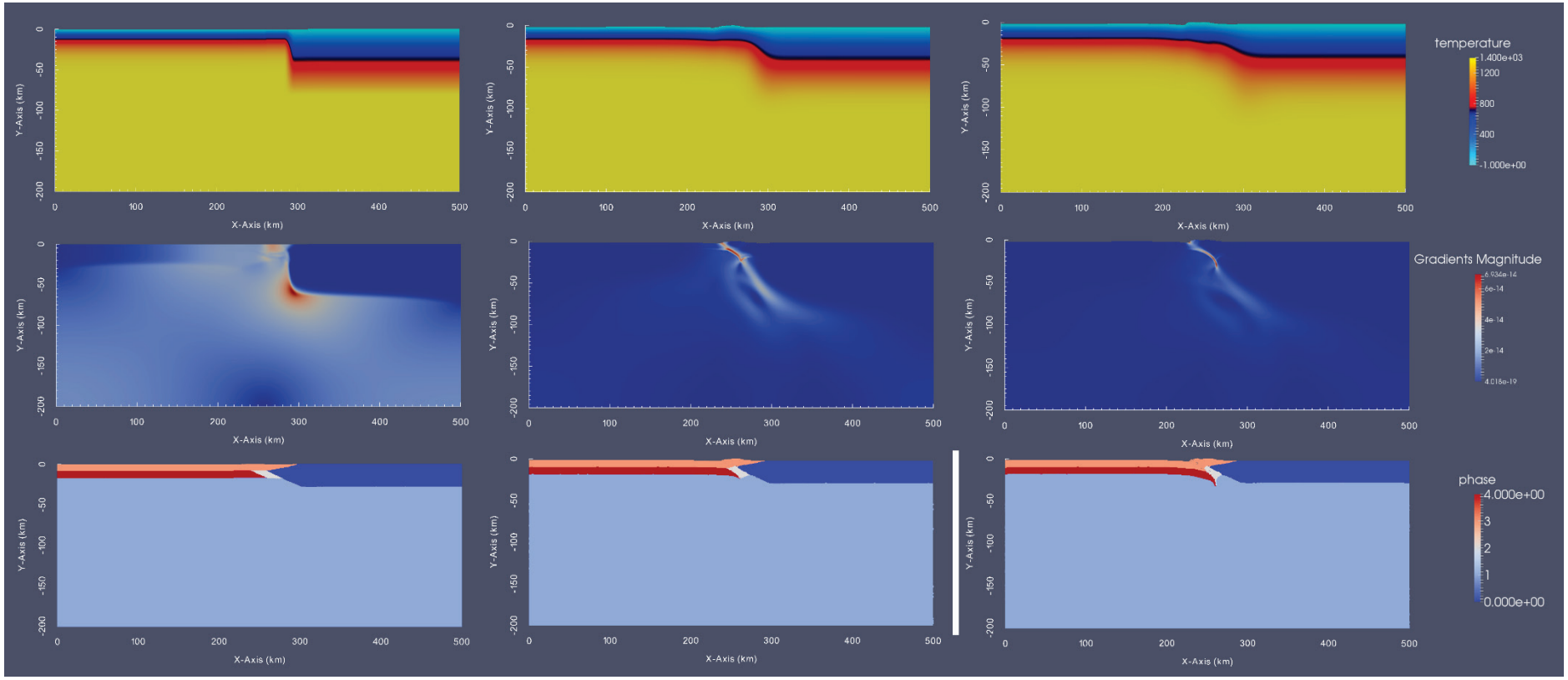


Figure 5-21. Modèle thermomécanique avec un géotherme étroit chaud élargi au niveau de la croûte continentale inclinée. En haut : températures. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologiques (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma).

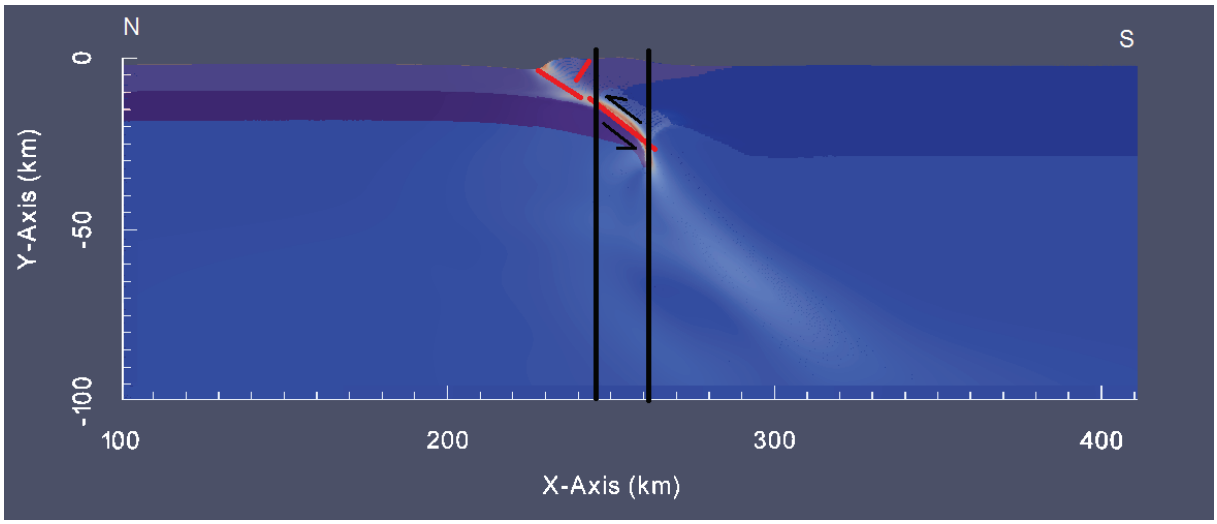


Figure 5-22. Taux de déformation du modèle 7 au niveau de la Transition Océan-Continent. Traits noirs : TOC flexurale. Traits rouges : plan de faille supposé.

5.2.3.2 Modèle 8 :

Dans ce cas nous allons modéliser la même configuration rhéologique et thermique que le modèle précédent mais avec une limite transition océan-continent verticale. De ce fait, nous reprenons le modèle 5 mais avec un géotherme plus chaud au niveau de la marge continentale (voir géotherme du modèle 7 en Figure 5-20).

L'anomalie thermique assez marquée au niveau de la TOC localise toujours la déformation au niveau de la limite croûte océanique-TOC continentale, comme dans le modèle 1. Il apparait clairement que la déformation se produit au niveau de la limite nord de la TOC, là où se situe un contraste rhéologique important. Au bout de 2 millions d'années une flexion de la lithosphère océanique vers le bas est observée (Figure 5-23). La TOC continentale, mal orientée pour jouer le rôle d'une zone de faiblesse, est écrasée et poinçonnée par la croûte océanique. Au bout de 5 millions d'années, la TOC est complètement déformée, avec une partie inférieure sous-charriée sous le manteau océanique et une partie supérieure qui remonte au niveau de la couche sédimentaire. La lithosphère océanique ne s'enfonce pas dans le manteau.

L'analyse de la déformation (Figure 5-24) indique donc que la croûte océanique à bordure verticale vient poinçonner la TOC, entraînant un sous-charriage d'une partie de celle-ci sous la croûte océanique. Parallèlement, la lithosphère océanique commence à s'enfoncer et à poinçonner la croûte continentale inférieure au niveau de la marge, causant une

géométrie du Moho en pente douce assez comparable à celle observée en sismique. Cependant, aucune subduction à proprement parler n'est observée dans ce modèle.

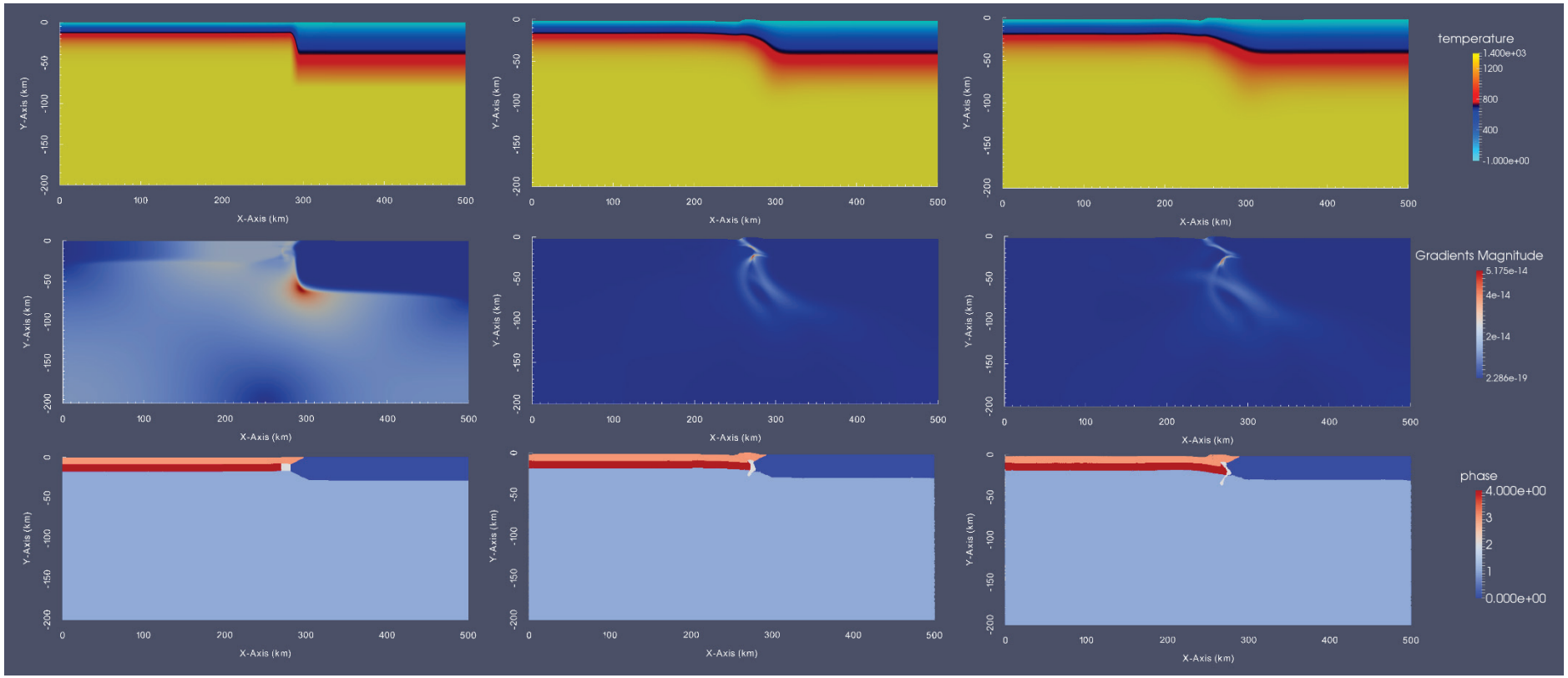


Figure 5-23. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique chaud au niveau d'une TOC continentale à contacts verticaux. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologique (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC continentale et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma).

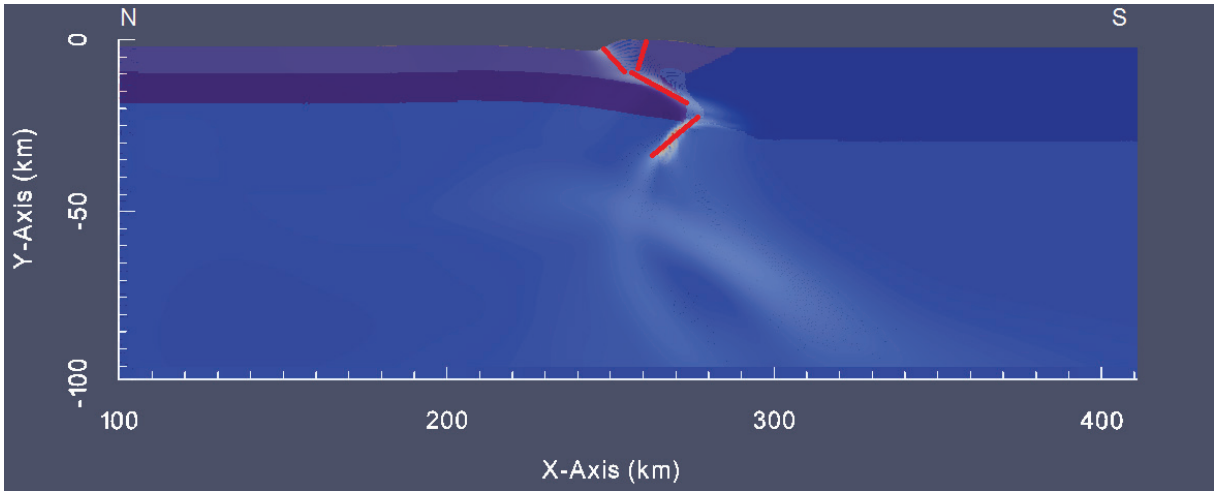


Figure 5-24. Taux de déformation du modèle 8 au niveau de la Transition Océan-Continent. Traits rouges : plan de faille supposé.

Il apparait clairement que le contraste rhéologique entre la TOC continentale et la croûte océanique (à gauche dans les modèles) est plus important que celui entre la TOC océanique et la croûte continentale (en cas de contact direct entre croûte océanique et continentale), y compris lorsque le gradient géothermique est anormalement chaud en pied de marge. Ce fort contraste mécanique localise la déformation au niveau de la TOC qui est complètement écrasée sous l'effet du poinçonnement de la lithosphère océanique. Une marge avec une TOC raide et une anomalie thermique prononcée produit une géométrie du Moho qui ressemble bien à celle observée sur la marge algérienne, avec une pente assez douce du Moho en direction du continent. Par ailleurs la remontée d'un fragment de TOC pourrait expliquer la présence au niveau du Cap Bougaroun (petite Kabylie) des fragments de manteau et de gabbros exhumées (Abbassene et al accepté et Bosch et al., 2014).

Par contre, nous ne retrouvons pas les plans de failles inverses à pendage nord visibles sur ce modèle au niveau des profils sismiques, bien qu'il puisse s'agir de l'extension en profondeur de l'extension majeure que forme la suture entre les zones internes et les zones externe visible plus au Sud au niveau du continent à l'image de la structure du sahel (Boudiaf, 1996, Yelles et al., 2009 et Leprêtre, 2013). De plus, en faisant tourner ce modèle pendant plus longtemps (10 Ma), nous avons constaté qu'il n'évoluait pas vers le développement d'une subduction.

5.3 Synthèse et conclusion sur les modèles thermomécaniques :

Nous avons modélisé un profil Nord-Sud de la marge algérienne avec des géométries et des rhéologies représentatives de la géodynamique régionale du bassin algérien. La difficulté de ces modèles réside dans le fait que la lithosphère océanique est jeune et assez chaude, au contraire des modèles numériques de subduction où la lithosphère qui subducte est généralement assez âgée et plus froide (Doin et al., 2001 ; Stern, 2002, 2004 ; Hall et al., 2003 ; Gurnis et al., 2004, 2011 ; Leng, W., et Gurnis, M., 2011 ; Marques et al., 2014). En effet, une lithosphère plus chaude a tendance à « flotter » et ainsi à plus « absorber » la déformation.

Les résultats de chaque modèle sont indiqués sur le Tableau 5-3 :

Modèle	TOC	Anomalie Thermique	Pendage TOC	Résultat
1	Continentale	OUI	Fort	Début de subduction
2	Océanique	OUI	fort	Flambage
3	Continentale	NON	fort	Flambage
4	Océanique	NON	fort	Flambage
5	Continentale	OUI	Faible	Poinçonnement
6	Océanique	OUI	Faible	Flambage
7	Continentale avec géotherme plus chaud	OUI	Fort	Début de subduction
8	Continentale avec géotherme plus chaud	OUI	Faible	Poinçonnement /Début de subduction
9	Continentale avec croûte inférieure diabasique	OUI	Fort	Début de subduction
10	Continentale étroite >10 Km	OUI	Fort	Début de subduction
11	Continentale étroite >10 Km + sel	OUI	Fort	Début de subduction

Tableau 5-3. Résumé des principaux résultats issus des différents modèles thermomécanique modélisés.

Nous allons éliminer dès le départ les modèles 2, 3, 4 et 6 où la croûte océanique produit du flambage et pas de déformation localisée. Les paramètres qui génèrent du flambage sont une TOC de nature océanique (modèle 2), un gradient géothermique transitionnel donc plutôt froid au niveau de la limite océan-continent (que ce soit avec une TOC océanique ou continentale) et un contact vertical entre la croûte continentale et océanique (modèle 6), sauf dans le cas d'une marge continentale très chaude (modèle 8).

En effet, la lithosphère continentale froide combinée à une croûte océanique jeune et relativement chaude conduit généralement à une déformation qui se propage dans cette dernière lorsqu'aucune zone de faiblesse majeure n'existe, à l'image de la lithosphère de l'océan indien au SE du Sri Lanka (Weissel et al., 1980). Même si une déformation interne dans la partie océanique est probable dans le cas algérien, ces modèles ne reflètent pas la flexion et la déformation localisée mises en évidence au niveau de la marge algérienne.

Nous éliminons ensuite le modèle 5 où le contact au niveau de la limite océan-continent est vertical avec une TOC continentale et une marche d'escalier dans le gradient géothermique localisée au niveau de la TOC. En effet, ce modèle génère un poinçonnement de la lithosphère continentale par la croûte océanique qui se glisse entre la croûte continentale supérieure et inférieure, avec une déformation faiblement localisée.

Donc, les deux modèles qui s'approchent relativement bien de la géométrie de la marge algérienne sont le modèle 1 et le modèle 8. Les deux comportent une TOC de nature continentale avec un gradient géothermique assez chaud à la limite océan-continent. Malgré des différences dans la géométrie de la TOC (contact vertical ou incliné), Ils présentent chacun les caractéristiques d'un système assez proche de la marge algérienne. En effet, la déflexion vers le bas de la lithosphère océanique, imposée par l'anomalie thermique au niveau de la TOC, provoque la formation d'un système comparable à un prisme d'accrétion dans la couche sédimentaire et à un début de subduction au niveau de la limite TOC continentale – croûte océanique, où le taux de déformation est maximal. Ce prisme sédimentaire est bordé par des failles néoformées semblables à celles présentes dans d'autres systèmes extensifs repris en compression (marge Nord Ligure d'après Bigot-Cormier et al., 2004, ou encore la marge libanaise d'après Carton et al., 2009).

La géométrie résultante de la modélisation thermomécanique pour ces deux modèles est proche de l'état actuel de la marge algérienne, à la différence que la limite flexurale entre les deux plaques est localisée en pied de pente sur la marge algérienne, comme sur le modèle

8, alors que sur le modèle 1 elle est plus décalée vers le nord au niveau du domaine océanique. Modifier le gradient géothermique du modèle 1 afin que la limite sud de la TOC soit plus chaude ne provoque pas de déformation localisée plus près du pied de marge (modèle 7), et la déformation reste toujours localisée au niveau de la limite TOC- croûte océanique.

Ce résultat suggère que pour localiser la déformation sous le pied de marge, la TOC doit avoir initialement une largeur faible, de l'ordre de 20 km ou moins. La modélisation numérique indique effectivement que la localisation de la déformation s'initie au niveau de la limite TOC – croûte océanique mais que la limite flexurale se rapproche de la croûte continentale après déformation et raccourcissement de la TOC (Modèle 10 en annexe 1).

Les résultats de la modélisation thermomécanique des modèles 10 (TOC continentale, étroite et inclinée) et 8 (TOC continentale verticale) sont compatibles avec les différents résultats des profils de sismique grand-angle des parties centrales et orientales de la marge algérienne (Aidi et al., 2013 ; Leprêtre, 2013 ; Mihoubi, 2014 et Bouyahiaoui, 2014).

Afin de mieux affiner nos modèles, et se rapprocher mieux de la réalité géologique de la marge algérienne, nous avons rajouté la couche de sel messinien (Modèle 11 en annexe 1). Ce modèle suggère donc que malgré la baisse du poids de la charge topographique dû à la différence de densité entre la couche de sel (2.2) et la couche sédimentaire (2.4), la déformation au niveau de la limite océan – continent reste pratiquement identique au modèle de référence.

La comparaison de ces deux modèles avec le profil de densité de grande kabylie issu de la transformation vitesse – densité des profils SPIRAL (Figure 5-25) nous montre clairement une similitude dans la géométrie d'ensemble, que ce soit au niveau de la géométrie de la limite du Moho ou bien de la largeur de la zone de transition flexurale (voir chapitre précédent).

Ainsi, sur le modèle 1 (Figure 5-25-d), la déflexion de la croûte océanique reprend assez fidèlement les contours du Moho avec une déflexion d'une dizaine de kilomètres et une zone de transition de 15 km identique à celle calculée par la modélisation flexurale. Par contre, la géométrie du Moho au niveau de la croûte continentale est légèrement différente avec une remontée du manteau au niveau de la limite TOC- continent sur les modèles, qui n'est pas observée en sismique

Le modèle 8 (Figure 5-25-e) présente une géométrie du Moho encore plus ressemblante à celle issue des profils de vitesse. En effet, la géométrie du Moho au niveau de la transition océan-continent montre une pente douce entre la lithosphère océanique et

continentale, similaire à celle observée en sismique. La déflexion de la lithosphère océanique est d'environ 5 km avec une TOC flexurale inférieure à 10 km ce qui là aussi est compatible avec la modélisation flexurale. Par ailleurs, ce modèle présente l'intérêt de pouvoir expliquer l'exhumation d'une partie de la TOC, ce qui expliquerait pourquoi, dans un régime thermique relativement chaud, on retrouve des fragments de manteau obducté d'âge Oligo-Miocène au niveau de la côte en Petite Kabylie (Bosch et al., 2014 ; Abbassene et al., accepté)

La Figure 5-26 montre une comparaison entre la coupe géologique interprétative au niveau de la marge algérienne avec le résultat d'un profil de modélisation thermomécanique.

La comparaison est assez notable entre la géométrie issue de la modélisation thermomécanique et la géométrie de la marge algérienne, avec une déflexion d'environ 10 km de la croûte océanique vers le bas et un probable grand cisaillement ductile qui prend racine dans la base continentale et qui remonte vers la partie superficielle de la lithosphère océanique.

L'interprétation des anomalies de flexion au niveau de la marge algérienne est donc mécaniquement réaliste. En effet, les résultats de la modélisation thermomécanique confirment les résultats de l'interprétation de l'étude flexurale de la marge algérienne, avec une différence dans la localisation de la déformation qui est plus au nord sur les modèles thermomécanique que sur les modèles de flexion.

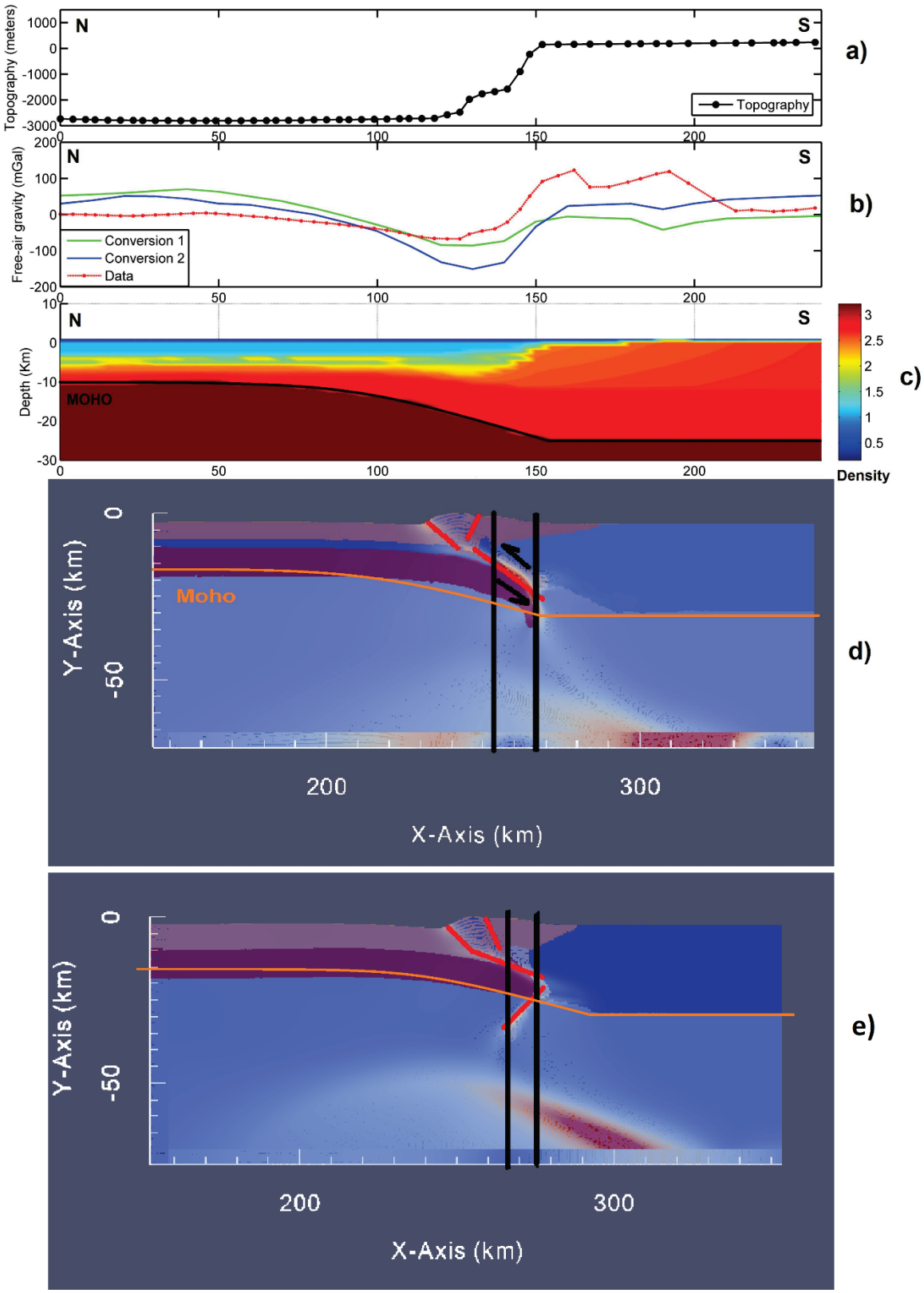


Figure 5-25. Comparaison du modèle numérique thermomécanique avec un profil de densité SPIRAL. a) topographie, b) Anomalie à l'air libre mesurée et calculées (voir chapitre précédant), c) coupe 2D issue de la transformation vitesse-densité (voir chapitre précédant), d) profil 2D issu de la modélisation thermomécanique du modèle 1, e) profil 2D issu de la modélisation thermomécanique du modèle 8. Trait orange : limite de Moho issue du modèle de densité.

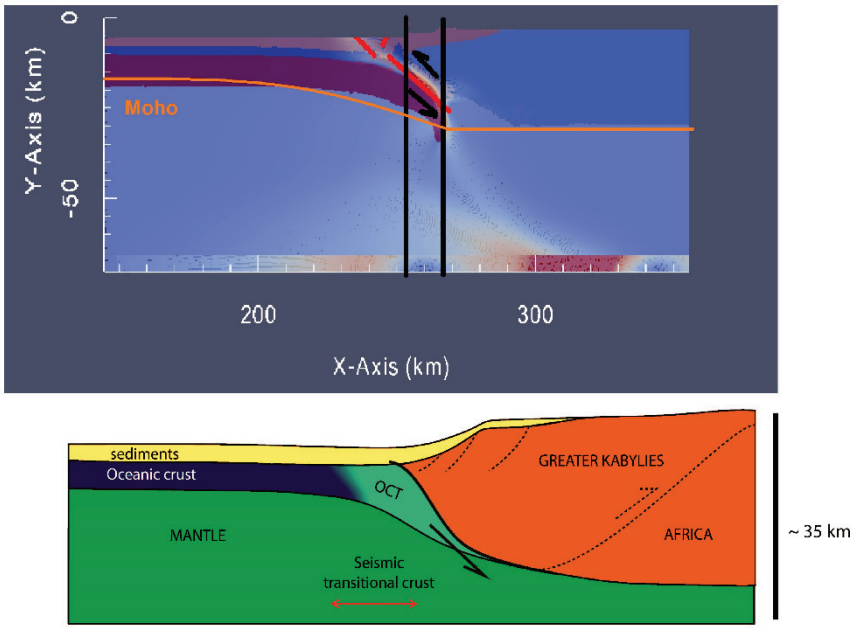


Figure 5-26. Interprétation géologique et comparaison avec le résultat de la modélisation thermomécanique au niveau de la marge algérienne.

Au vu des résultats de la modélisation thermomécanique et des différents modèles et configurations, nous estimons que la marge algérienne présente probablement une TOC de nature continentale affaiblie thermiquement, mince (< 10km) qui favorise la localisation de la déformation lors de la reprise en compression. Ces conditions apparaissent comme des conditions indispensables pour permettre le charriage de la plaque océanique sous la plaque continentale dans ce cas particulier d'un océan jeune et chaud (Mueller et Phillips, 1991 ; Toth et Gurnis, 1998 ; Gurnis et al., 2004).

Cependant, deux modèles différents produisent des géométries similaires à celles observées sur la marge algérienne : un modèle de subduction à proprement parler et un modèle de poinçonnement de la marge continentale qui n'évolue pas en subduction. Pour l'instant, nous ne pouvons donc pas définitivement conclure que la déformation observée sur la marge algérienne est le signe d'une subduction naissante.

CHAPITRE 6

Conclusion générale et perspectives

6 Conclusion générale et perspectives :

Ce travail de thèse avait pour but essentiel de quantifier et de décrire l'état de la flexion au niveau de la marge Algérienne, située en bordure d'une grande limite de plaque tectonique, en utilisant des données précises de gravimétrie et de sismique grand angle. Il s'insère dans l'étude globale de l'initiation des zones de subduction qui est souvent décrite par des modèles mal ou peu contraints, afin d'apporter des éléments nouveaux essentiels à la compréhension de l'évolution géodynamique de la bordure Sud de la méditerranée occidentale et ses conséquences tectoniques et sismologique au niveau de la marge Algérienne.

Les résultats obtenus dans cette étude sont issus de la modélisation flexurale et thermomécanique des profils de sismique grand angle issus du projet algéro-français SPIRAL qui a été lancé afin d'étudier la structure profonde de la marge nord-algérienne. Cinq transects traversant la marge du nord vers le sud ont été réalisés et chaque transect permet de caractériser un segment de cette marge.

6.1 Une flexion mécanique de part et d'autre du pied de marge, pour la première fois quantifiée :

Pour chaque profil, la flexion de la lithosphère au niveau de la marge algérienne a été caractérisée, à partir des modèles de vitesse précis issus des profils sismiques grand angle et d'une nouvelle grille de données gravimétriques issue de la compilation d'anciennes et de nouvelles données maritimes et terrestres acquises au nord de l'Algérie.

L'anomalie à l'air libre compilée dans cette étude a révélé un déséquilibre isostatique le long de la marge algérienne avec une anomalie négative au nord en pied de marge et une anomalie positive au sud sous la croûte continentale. Afin de quantifier ce déséquilibre, un calcul d'anomalies isostatiques a été effectué à partir des différents profils de vitesses issus des transects de sismique grand angle, à l'aide de plusieurs lois de conversion vitesse-densité.

Le calcul de l'équilibre isostatique au sens local (d'Airy) montre que dans le domaine océanique du bassin algérien, le poids d'une colonne donnée de la lithosphère tend systématiquement à diminuer de façon exponentielle à l'approche du pied de la marge continentale. Ce changement de poids confirme que le pied de marge n'est pas en équilibre isostatique au sens local : le Moho est plus profond dans le domaine océanique et moins

profond dans le domaine continental de part et d'autre d'une discontinuité située au pied de la marge.

La déflexion vers le bas de la lithosphère océanique dans le bassin algérien (Tableau 6-1) est plus importante pour les deux profils centraux que pour ceux à l'Est et à l'Ouest. En effet, cette déflexion est de 6 et 4.5 km au niveau des profils de Kabylie et Jijel (Centre), et est de 3 km au niveau de Mostaganem (Ouest) et de seulement 2 km au niveau de Tipaza (Ouest) et Annaba (Est).

Des modèles directs de la flexion de la lithosphère ont ensuite été obtenus. Les valeurs de l'épaisseur élastique équivalente Te qui ont permis de modéliser cette flexion de la plaque océanique sont assez faibles pour une lithosphère océanique (Watts & Burov 2003). Ces faibles valeurs peuvent refléter un affaiblissement local de la lithosphère océanique, soit par des contraintes de flexion ou à cause d'anomalies thermiques liées à l'histoire complexe de la marge (notamment une déchirure de slab Téthysien qui s'est propagée sous la marge entre 17 et 8 Ma).

profils	Annaba	Jijel	Kabylie	Tipaza	Mostaganem
Amplitude de la flexion océanique (Km)	2 ± 1	4.5 ± 0.5	6.1 ± 0.5	2 ± 1	3 ± 1
Te (Km)	3 ± 1	6 ± 1	7 ± 1	6 ± 1	3 ± 1

Tableau 6-1. Récapitulatif des résultats de la modélisation de la flexion au niveau des différents transects de la marge algérienne.

La comparaison de la signature flexurale des profils centraux avec des profils issus d'autres marges montre une signature semblable à celle d'une marge active (de subduction), qui montre que la marge algérienne, bien qu'encore peu déformée, a acquis la signature flexurale caractéristique d'une zone de subduction. Du fait de sa lithosphère océanique jeune (<20 Ma), la marge algérienne correspondrait donc plutôt au cas d'une subduction naissante forcée (Gurnis et al., 2004).

Les différents modèles montent l'existence d'une zone de transition entre les plaques continentale (fléchie vers le haut) et océanique (fléchie vers le bas). Cette zone est décalée vers le sud d'environ 20 km par rapport à l'emplacement de la transition océan-continent déduite des modèles de vitesse sismiques. La largeur de cette zone varie d'un profil à un autre

mais elle est moins importante au niveau central de la zone d'étude (15-20 km) que sur les bords (25-40 km).

6.2 Une initiation de subduction possible :

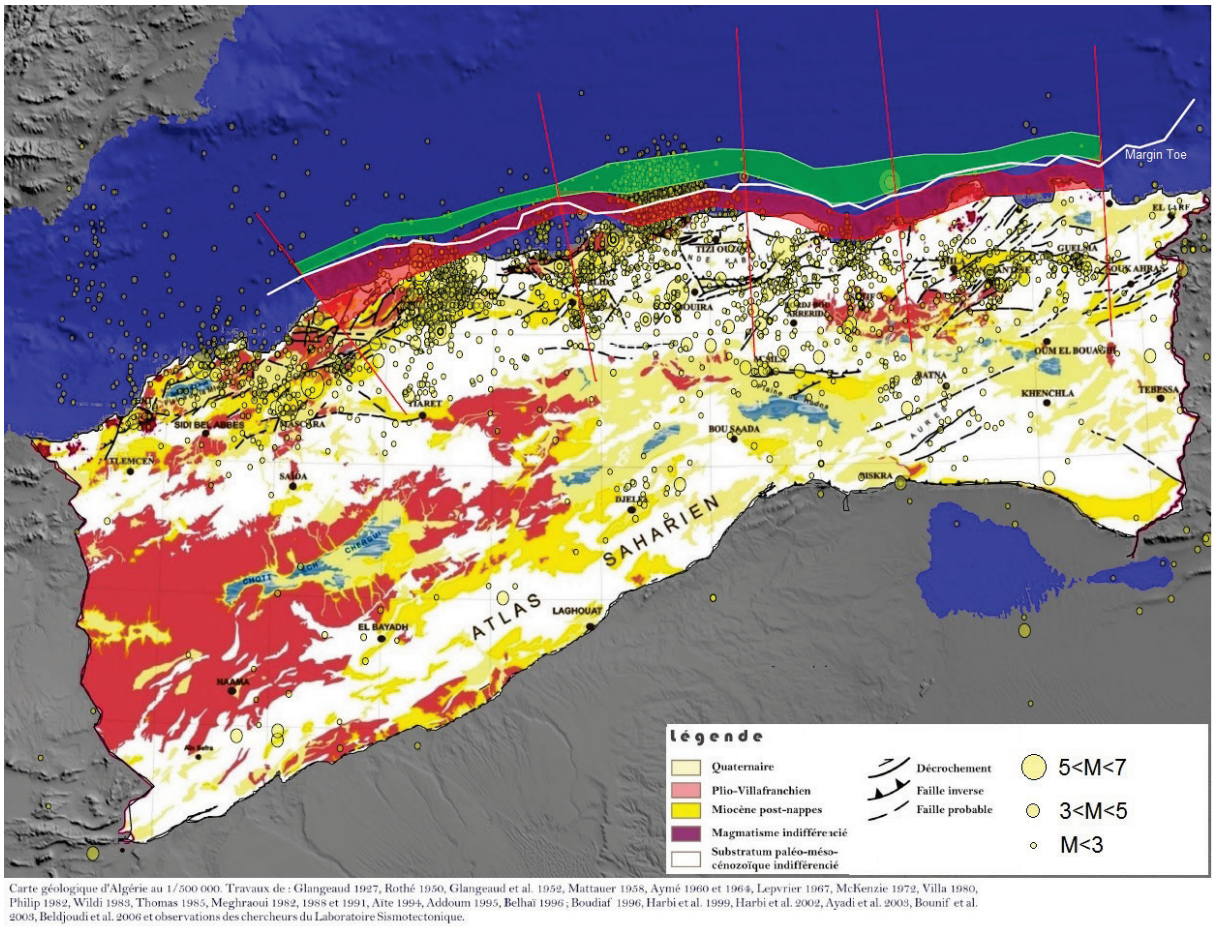
L'utilisation de modèles thermomécaniques 2D pour reproduire la déformation de la marge à partir de conditions initiales proches des structures imagées nous a permis de mieux comprendre le rôle de chaque paramètre rhéologique dans la localisation d'une déformation compressive au niveau de la marge du bassin algérien. Le modèle qui permet de reproduire une déformation comparable à celle observée sur la marge algérienne comporte une zone de transition océan-continent constituée de croûte continentale très mince avec un gradient géothermique élevé au niveau de la limite océan-continent. Lorsque cette TOC est favorablement orientée (limite TOC-croûte inclinée), un grand cisaillement se produit et évolue vers une subduction. Sinon (géométrie verticale), elle est déformée et poinçonnée par la lithosphère océanique qui se flexure vers le bas, mais ce scénario n'évolue pas vers une subduction. Cependant, les deux modèles sont compatibles avec les observations d'imagerie sismique du fait de la relativement faible déformation de la marge qui, en dépit d'une signature en flexion comparable aux marges actives, ne révèlent pas encore les signatures typiques d'une « vraie » subduction (par exemple, sismicité profonde, slab à vergence sud engagé dans l'asthénosphère etc…).

Nos modèles thermomécaniques montrent donc que la présence d'une TOC de nature continentale est un paramètre fondamental dans la localisation de la déformation en pied de marge, quelle que soit sa géométrie inclinée ou verticale. Cette composition continentale apparaît comme nécessaire pour permettre d'initier le sous-charriage de la lithosphère océanique sous la plaque continentale.

De plus, l'évolution thermique du bassin algérien a probablement joué un rôle essentiel dans la reprise en compression. Son ouverture en contexte d'arrière-arc (important magmatisme d'arc associé) et la possible existence d'une STEP fault le long de la marge (au moins dans sa partie occidentale) a sans doute favorisé l'affaiblissement thermique de la limite océan-continent et de la lithosphère continentale adjacente. Cet affaiblissement, associé à la présence d'une croûte continentale amincie, favorise également l'initiation d'une zone de déformation localisée au niveau du pied de pente de la marge algérienne.

Plus en détail, les différents modèles thermomécaniques montrent que la déformation se localise au niveau de la limite océan-continent, c'est-à-dire entre la croûte océanique et la croûte continentale amincie, et semble être à l'origine de la déformation et du soulèvement des dépôts sédimentaires au niveau de la côte. Cependant, cette déformation au niveau de la TOC est localisée franchement en pied de marge, donc plus au sud, sur les différents modèles de flexion que sur les profils sismiques. Cette localisation observée au niveau du pied de pente pourrait être expliquée par la présence d'une zone de faiblesse plus importante en pied de marge que nous n'avons pas modélisée. Une autre explication serait que la nature de la TOC est en réalité différente de ce que l'on a modélisé, avec un contraste rhéologique plus important au niveau du contact TOC-croûte continentale que du contact TOC-croûte océanique, ce qui « forcerait » donc la localisation de la déformation en pied de marge.

Ces déformations issues du sous-charriage de la lithosphère océanique sous la lithosphère continentale dû au rapprochement Afrique - Eurasie sont responsables de la nucléation de séismes au niveau de la marge algérienne à l'exemple du séisme de Boumerdes (Yelles et al., 2004 et Déverchère et al., 2005). Le prolongement de failles inverses visibles au niveau de la limite océan-continent et plus en amont sur la marge peut expliquer le soulèvement de la partie continentale de la marge, attestée par l'étude des terrasses marines sur les derniers 400 ka (Authemayou et al., 2016) et références citées) La carte sismotectonique (Figure 6-1) indique en effet que la majorité des séismes se produisent sur la partie continentale au sud de la TOC, et que la partie océanique est relativement moins sismique. La représentation 3D (Figure 6-2) de la localisation des séismes nous montre une sismicité diffuse mais localisée dans la croûte continentale.



Carte géologique d'Algérie au 1/500 000. Travaux de : Glangeaud 1927, Rothé 1950, Glangeaud et al. 1952, Mattauer 1958, Aymé 1960 et 1964, Lepvrier 1967, McKenzie 1972, Villa 1980, Philip 1982, Wildi 1983, Thomas 1985, Meghraoui 1982, 1988 et 1991, Aite 1994, Addoum 1995, Belhaï 1996 ; Boudiaf 1996, Harbi et al. 1999, Harbi et al. 2002, Ayadi et al. 2003, Bounif et al. 2003, Beldjoudi et al. 2006 et observations des chercheurs du Laboratoire Sismotectonique.

Figure 6-1. Carte sismotectonique du Nord de l'Algérie (CRAAG). En Vert : la TOC d'après les modèles de vitesses. En rouge : la TOC d'après les modèles de flexion. Trait blanc : pied de marge. Traits rouges : profils SPIRAL d'Est en Ouest : Annaba, Jijel, Kabylie, Tipaza et Mostaganem. Source des données sismologique catalogue CRAAG 2013.

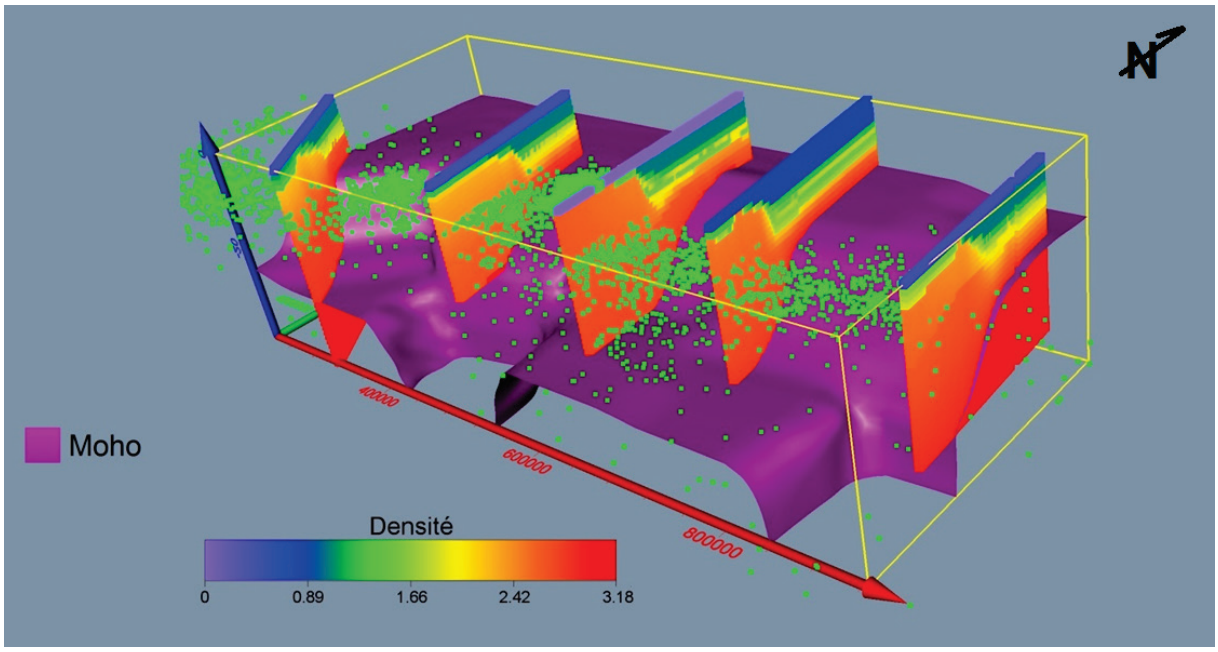


Figure 6-2. Localisation 3D des séismes au niveau de la marge algérienne. Source des données sismologique catalogue CRAAG 2013. Les différents profils SPIRAL sont représentés par leurs densités.

6.3 Perspectives :

Une étude plus détaillée à partir des données sismiques du réseau algérien ADSN (Yelles-Chaouche et al., 2013b) et du réseau GPS REGAT (Réseau GPS permanent en Algérie, Yelles-chaouche et al, 2013a) devrait contribuer à mieux localiser ces séismes en profondeur et à mieux définir les zones de déformation actives qui produisent cette sismicité au niveau de la marge algérienne.

Ainsi, avoir un catalogue complet et précis des séismes permettrait d'envisager une tomographie sismique plus précise afin de définir les contrastes de vitesse dans la croûte et la corréler avec les profils SPIRAL afin d'avoir une image plus complète de la marge algérienne.

Une couverture gravimétrique plus systématique du nord de l'Algérie permettrait d'envisager une inversion conjointe des données gravimétriques et sismologiques afin d'avoir un modèle isostatique plus global qui, combiné aux données de déformation en surface grâce au REGAT, pourrait fournir des contraintes nécessaires pour une modélisation thermomécanique 2D et 3D intégrant l'ensemble des données disponibles sur l'évolution du bassin algérien et mieux préciser les paramètres qui contrôlent les déformations observées.

D'autres contraintes thermomécaniques pourraient être ajoutées à la modélisation numérique en prenant en compte (1) une rhéologie plus adaptée de la TOC et de la partie continentale, tenant compte des hétérogénéités au sein de cette dernière. En effet, combiner les études géologiques et géophysiques (essentiellement sismiques) pourrait fournir une cartographie verticale et horizontale plus détaillée de la partie continentale et fournir, de fait, une rhéologie plus réaliste afin d'améliorer potentiellement la modélisation numérique 2D et 3D ; (2) une prise en compte mieux quantifiée du rôle de la perturbation thermique et de la fusion partielle associées aux déchirure de slab depuis 17 Ma (verticales au centre et latérales pour les parties de marges en « STEP-fault » (notamment en utilisant les anomalies magnétiques mais aussi la pétro-géochimie (dimension temporelle) et les affleurements de roches profondes et de volcanisme sur la bordure nord des Kabylies et de l'Oranais).

Ces contraintes sur les variations latérales de structures et d'histoire géologique de la marge algérienne au Cénozoïque devraient permettre d'avoir une meilleure vision des paramètres de contrôle de l'initiation de subduction et de la flexion par une analyse par segments (2D) ou en 3D.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R. C., Déverchère, J., Bosch, D., and Monié, P., 2016. A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: evidence from Cap Bougaroun northeastern Algeria) and geodynamic implications. Tectonophysics. Accepté.

Abtout, A., Boukerbout, H., Bouyahiaoui, B. & Gibert, D., 2014. Gravimetric evidences of active faults and underground structure of the Cheliff seismogenic basin (Algeria), J. Afr. Earth Sci., doi: 10.1016/j.jafrearsci.2014.02.011.

Afonso, J.C., Ranalli, G., 2004. Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: is the jelly sandwich model obsolete? Tectonophysics 394, 221-232.

Aidi, C., Klingelhoefer, F., Yelles, A., Beslier, M.O., Bracène, R., Schnurle, P., Djallit, H., Galves, A., Bounif, A., Schenini, L., Sage, F., and Charvis, F., 2013. Deep structures of the Algerian continental margin in the Great kabylies- Insights from wide-angle seismic modeling. AGU2013. T21A-2522. Continental Rifts and Rifted Margins, Posters. CONTROL ID: 1794050.

Ait Hamou, F., 1987. Etude pétrologie et géochimique du volcanisme d'âge miocène de la région de Hadjout (Ouest-Algérois). Thèse Magister, USTHB, Alger, 193 p.

Authemayou, C., Pedoja, K., Heddar, A., Molliex, S., Boudiaf, A.,Ghaleb, B., Van Vliet Lanoë, B., Delcaillau, B., Djellit, H., Yelles, K., Nexer, M., 2016. Coastal uplift west of Algiers (Algeria): pre- and post-Messinian sequences of marine terraces and rasas and their associated drainage pattern, Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch), doi: 10.1007/s00531-016-1292-5.

Auzende, J.M., Olivet, J.L., and Bonnin, J., 1972. Une structure compressive au nord de l'Algérie. Deep-Sea Research, Vol.19, 149-155.

Auzende, J.M., Bonnin, J., and Olivet, J.L., 1975. La marge nord-africaine considérée comme marge active. Art N° 257- contribution COB N° 338, 681-690.

Airy, G. B., 1855. On the computation of the effect of the attraction of the mountain masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 145, 101-104.

Badji, R., 2014. Structure Profonde de la croûte et potentiel pétrolier des bassins sédimentaires à l'ouest de l'Algérie. Sciences of the Universe [physics]. Université Nice Sophia Antipolis.

Badji, R., Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsi, M., Ribodetti, A., Benaissa, Z., Klingelhoefer, F., Medaouri, M., & Beslier, M.O., 2015. Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction– transform edge propagator?. Geophys. J. Int. 200, 1029-1045.

Barongo, J.O., 1984, Euler's differential equation and the identification of the magnetic point-pole and point-dipole sources: Short Note, Geophysics, v 49, p 1549-1553.

Barrell, J., 1914a. The strength of the Earth's crust. Part I: Geologic tests of the limits of strength. Journal of Geology 22: 28–48.

Barrell, J., 1914b. The strength of the Earth's crust. Part VII: Variations of strength with depth as shown by the nature of departures from isostasy. Journal of Geology 22: 729–741.

Barrier, L., 2002. Interactions déformation - sédimentation dans les systèmes compressifs supracrustaux. Exemples naturels et modélisation analogique, PhD thesis, Université de Rennes 1, Rennes.

Barrier, E., N. Chamot-Rooke, and Giordano, G., 2004. Geodynamic maps of the Mediterranean: tectonics and kinematics, (1: 3.000.000 scale), Commission for the Geological Map of the World (CGMW).

Bell, R. E., and Watts, A. B., 1985. Evaluation of the BGM-3 sea gravity meter system onboard R/V Conrad. Geophysics, 7, 1480-1493.

Beslier, M. O., Bitri, A., and Boillot, G., 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'Académie Des Sciences Série II, 320 (10), 969–976.

Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Déverchère, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., and Stephan, J. F., 2004. Pliocene deformation of the north-Ligurian margin (France) : consequences of a south-Alpine crustal thrust, Bulletin De La Société Géologique De France, 175 (2), 197–211, doi : 10.2113/175.2.197.

Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca, D., and Serpelloni, E., 2011. Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean, Bulletin De La Société Géologique De France, 182 (4), 279–303.

Birch, F., 1961. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2, J. geophys. Res., 66, 2199–2224.

Bird, P., 1991. Lateral extrusion of lower crust from under high topography in the isostatic limit. J. Geophys. Res. 96, 10275e10286.

Boudiaf, A., 1996. Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie) : Utilisation des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives : contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. Thèse de doctorat, 274 pp., Université de Montpellier II.

Bourbié, Thierry & Coussy, Olivier & Zinszner, Bernard (1987). *Acoustics of porous media*. Editions Technip, Paris.

Bos, B., Spiers, C.J., 2002. Frictional-viscous flow in phyllosilicate-bearing fault rock: microphysical model and implications for crustal strength profiles. J. Geophys. Res. 107 (B2), 2028,. doi:10.1029/2001JB000301.

Bosch, D., Hammor, D., Mechati, M., Fernandez, L., Bruguier, O., Caby, R., Verdoux, P., 2014. Geochemical study (major, trace elements and Pb–Sr–Nd isotopes) of mantle material

obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria): Tethys fragments or lost remnants of the Liguro–Provençal basin? Tectonophysics 626, 53-68.

Bouillin, J. P., 1986. Le bassin Maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, Bulletin De La Société Géologique De France, 8 (4), 547–558.

Bounif, A., Bezzeghoud, M., Dorbath, L., Legrand, D., Deschamps, A., Rivera, L., and Benhallou, H., 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, doi: 10.4401/ag-4370.

Bouyahiaoui, B., Djeddi, M., Abtout, A., Boukerbout, H. & Akacem, N., 2011. Etude de la croûte archéenne du môle In Ouzzal (Hoggar Occidentale) par la méthode gravimétrique : identification des sources par la transformée en ondelettes continues, Bull. Serv. Geog. Nat., 22, 259–274.

Bouyahiaoui, B. Sage, F., Abtout, A., Klingelhoefer, F., Yelles-Chaouche, K., Shnurle, P., Marok, A., Deverchere, J., Arab, M., Galves, A., Collot., J.Y., 2015. Crustal structure of the easternAlgerian margin and adjacent deep basin (western Mediterranean) and implications for kinematic reconstructions, Geophys. J. Int.

Bowie, W., 1927. Isostasy - The Science of the Equilibrium of the Earth's Crust, 275p. New York: E. P. Dutton.

Bowin, C. O., Aldrich, C., & Folinsbee, R. A., 1972. VSA Gravity Meter System: Tests and recent developments. Journal of Geophysical Research. 77, 2018-2033.

Brace, W.F., and Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments, Journal of Geophysical Research, 85 (B11), 6248-6252.

Brun, J-P., and Beslier, M-O., 1996. Mantle exhumation at passive margins. Earth and Planetary Science Letters, 142.

Bureau Gravimétrique International. (BGI) (1978). Transformation du système ORSTOM en IGSN-71 à partir des résultats publiés dans le catalogue "Etablissement d'un réseau général de stations gravimétriques en Aurique, à Madagascar, à la Réunion et à l'Ile Maurice". Docum. Univ. P. M. Curie. Oct 1977-mars 1978.

Burov, E., 2011. Rheology and strength of the lithosphere. Marine and Petroleum Geology 28, 1402–1443.

Burov, E., and Cloetingh, S., 2010. Plume-like upper mantle instabilities drive subduction initiation: Geophysical Research Letters, v. 37, L03309, doi: 10.1029/2009GL041535.

Burov, E.B., Diament, M., 1992. Flexure of the continental lithosphere with multilayered rheology. Geophys. J. Int. 109, 449-468.

Burov, E.B., Diament, M., 1995. Effective elastic thickness of the continental lithosphere - what does it really mean? Journal of Geophysical Research 100, 3905–3927.

Burov, E., Diament, M., 1996. The effective elastic thickness (EET) and inelastic rheology of continents and oceans. Geology 24, 419–423.

Burov, E., Watts, A.B., 2006. The long-term strength of continental lithosphere: jelly-sandwich or crème-brûlée?,. GSA Today 16, 4-10.

Byerlee, J., 1978. Friction of rocks, Pure Appl. Geophys., 116, 615–626, doi: 10.1007/BF00876528.

Carlson, R.L. & Herrick, C.N., 1990. Densities and porosities in the oceanic crust and their variations with depth and age, J. geophys. Res., 95, 9153–9170.

Carminati, E., Wortel, M.J.R, Spakman, W., and Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. Earth and Planetary Science Letters 160, 651–665.

Carminati, E., Lustrino, M., and Dogliono, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. Tectonophysics. doi:10.1016/j.tecto.2012.01.026.

Carter, N.L., and Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere, Tectonophysics, 136, 27-63.

Carton, H., Singh, S. C., Tapponnier, P., Elias, A., Briais, A., Sursock, A., Jomaa, R., King, G. C. P., Daeron, M., Jacques, E., and Barrier, L., 2009. Seismic evidence for Neogene and active shortening offshore of Lebanon (Shalimar cruise), Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 114 (B7), doi: 10.1029/2007JB005391.

Cattaneo A., Baronneau N., Dan G., Déverchère J., Domzig A., Gaullier V., Lepillier B., Mercier De Lepiney B., Nougues A., Strzerzynski P., Sultan N., & Yelles, K., 2010. Submarine landslides along the Algerian margin: A review of their occurrence and potential link with tectonic structures, Advances in Natural and Technological Hazards Research, in: "Submarine Mass Movements and Their Consequences", Mosher DC., Ship C., Moscardelli L., Chaytor J., Baxter C., Lee H. & Urgeles R. (Eds.), 28, 515-526.

Caputo, M. Panza, G. F. Postpischl, D., 1970. Deep structure of the Mediterranean basin, J. Geophys. Res. 75, 4919- 4923.

Carton, H., Singh, S. C., Tapponnier, P., Elias, A., Briais, A., Sursock, A., Jomaa, R., King, G. C. P., Daeron, M., Jacques, E., and Barrier, L., 2009. Seismic evidence for Neogene and active shortening offshore of Lebanon (Shalimar cruise), Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 114 (B7), doi : 10.1029/2007JB005391.

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.

Chand, S., & Subrahimanyam, C., 2003. Rifting between India and Madagascar-mechanisms and isostasy. Earth and Planetary Sci. Lett., 210, 317-332.

Chen, W.-P., Molnar, P., 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. J. Geophys. Res. 88, 4183-4214.

Chester, F.M., 1995. A rheologic model for wet crust applied to strike-slip faults. J. Geophys. Res. 100 (B7), 13033-13044.

Cloetingh, S., and Burov, E.B., 1996. Thermomechanical structure of European continental lithosphere: Constraints from rheological profiles and EET estimates. Geophysical Journal International 124: 695–723.

Cloetingh, S.A.P.L., Wortel, M.J.R., and Vlaar, N.J., 1982. Evolution of passive continental margins and initiation of subduction zones, *Nature, 297*, 139-142.

Cloetingh, S., R. Wortel, and N. J. Vlaar, 1989. On the initiation of subduction zones, *Pure and Applied Geophysics*, *129* (1-2), 7–25.

Cochran, J. R., 1973. Gravity and magnetic investigations in the Guiana Basin. Western Equitorial Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull, 84, 3249-3268.

Contrucci, I., Klingelhöfer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M.A., Sahabi, M., Malod, J.A. and Réhault, J.P., 2004. The crustal structure of the NW-Moroccan continental margin from wide-angle and reflection seismic data. Geophys. J. Int., 159(1): 117-128.

Cope, M. J., 2003. Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier, *First Break*, *21*, 37–42.

Dean, S. M., Minshull, T. A., R. B., Whitmarsh, and Louden, K. E., 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia abyssal plain from seismic refraction profiles : The IAM-9 transect at 40 degrees 20'N, Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 105 (B3), 5859–5885.

Delouis, B., Vallee, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., Mahsas, A., Briole, P., Benhamouda, F., and Yelles, K., 2004. Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, Geophysical Research Letters, 31 (18), doi: 10.1029/2004GL020687.

De Mets, C. R., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S., 1990. Current plate motions, Geophys. 1 !nt, 101, 425-478

Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., de Lepinay, B. M., Bouillin, J. P, Gaullier, V., Bracene, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H., and Dan, G., 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdès, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, Geophysical Research Letters, 32 (4), doi :10.1029/2004GL021646.

Dewey, J.F., M.L. Helman, E. Turco, D.H.W. Hutron and S.D. Knott, 1989. Kinematics of Western Mediterranean, in Alpine Tectonics, edited by M.P. COWARD, D. Detrich and R.G. Park, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 45, 265-283.

Diamant, M., Sibuet, J.-C., & Hadaoui A., 1986. Isostasy of the Northern of Biscay continental margin. Geophys. J. R. Astron. Soc., 86, 893-907.

Djelit, H.,1987. Evolution tectono-metamorphique du socle Kabyle et polarité de mise en place des nappes de flysch enpetite Kabylie occidentale (Algerie), Ph. D thesis, Univ. Paris sud Centre D'Orsay. France.

Doin, M., Fleitout, L., 1996. Thermal evolution of the oceanic lithosphere: an alternative view. Earth Planet. Sci. Lett. 142, 121-136.

Doin, M.-P., and Henry, P., 2001, Subduction initiation and continental crust recycling: The roles of rheology and eclogitization: Tectonophysics, v.342, p. 163–191, doi:10.1016/S0040-1951 (01)00161-5.

Domzig A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, J., Bouillin, J.-P., Bracene, R., de Lepinay, B.M., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, K., Gaullier, V., Savoye, B., Pauc, H., 2006a. Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary onshore Western Algeria (Maradja'03 cruise), C. R. Geosci., 338 (1–2), pp. 80–91.

Domzig, A., 2006b. Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge algérienne, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, p. 343.

Domzig, A., Gaullier, V., Giresse, P., Pauc, H., Deverchere, J., and Yelles, K., 2009. Deposition processes from echo-character mapping along the western Algerian margin (Oran-Tenes), western Mediterranean, Marine and Petroleum Geology, 26 (5), 673–694, doi :10.1016/j.marpetgeo.2008.05.006.

Driussi, O., Briais, A., Maillard, A., 2015. Evidence for transform motion along the South Balearic margin and implications for the kinematics of opening of the Algerian basin, Bull. Soc. Géol. Fr., 186(4-5), 353-370.

El Robrini, M., 1986. Evolution morphostructurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale) : Influence de la néotectonique et de la sédimentation, Thèse de doctorat, Université de Paris IV, p. 164.

Erickson, S. G., 1993a. Sedimentary loading, lithospheric flexure, and subduction initiation at passive margins, Geology, 21 (2), 125–128.

Faccenda, M., Gerya, T.V., Burlini, L., 2009. Deep slab hydration induced by bending related variations in tectonic pressure. Nat. Geosci. 2, 790-793.

Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P., & Argentieri, A., 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margins: insights from laboratory experiments, J. geophys. Res., 104, 2749–2766.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F. P., Jolivet, L., and Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean, Geophysical Journal International 145 (3), 809–820.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., and Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs, Tectonics, 23, TC1012, doi: 10.1029/2002TC001488.

Facenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.-P., Capitanio, F.A., Funiciello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L.H., Rossetti, F., Serpelloni, E., 2014. Manle dynamics in the Mediterranean, Review of Geophysics 52, 283-332.

Fichtner, A., Villaseñor, A., 2015. Crust and upper mantle of the western Mediterranean - Constraints from full-waveform inversion. Earth and Planetary Science Letters 428, 52-62.

Forsyth, D.W., 1985. Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. J. Geophys. Res. 90, 12,623-12, 632.

Frizon de Lamotte D., Andrieux, J., Guezou, J.C., 1991, Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain : discussion sur les modèles géodynamiques, Bull. Soc. géol. Fr., 162 (1991), pp. 611–626

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B.A., Bracene, R., and Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, Tectonics, 19 (4), 740–761.

Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.C., Blanpied, C., Ringenbach, J.C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, 30, TC3002, doi : 10.1029/2010TC002691.

Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J. L., Aslanian, D., Sardinia Sci, P., and Tech, O. B. S. T., 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, doi: 10.1016/j.epsl.2009.07.001.

Gelabert, B., Sabat, F., and Rodriguez-Perea, A., 2002. A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean, Terra Nova, 14 (2), 93–100.

Geosoft, Quick start tutorials: Data processing and analysis (DPA): system for Earth Science Applications, Geosoft Inc., 1999.

Gerya, T., 2011. Future directions in subduction modeling. Journal of Geodynamics, 52, 344–378.

Giaconia, F., Booth-Rea, G., Ranero, C. R., Gràcia, E., Bartolome, R., Calahorrano, A., Lo Iacono, C., Vendrell, M. G., Cameselle, A. L., Costa, S., Gómez de la Peña, L., Martínez-Loriente, S., Perea, H., and Viñas, M., 2015. Compressional tectonic inversion of the Algero-Balearic basin: Latemost Miocene to present oblique convergence at the Palomares margin (Western Mediterranean). Tectonics, 34, 1516–1543. doi: 10.1002/2015TC003861.

Gilbert, G. K., 1889. The strength's of the Earth's crust. Bull. Phil. Soc. America, 1, 23 27.

Gleason, G.C., and Tullis, J., 1995. A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell, Tectonophysics, 247, 1-23.

Goetze, C., Evans, B., 1979. Stress and temperature in bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. Geophys. J.R. Astr. Soc. 59, 463-478.

Goren, L., Aharonov, E., Mulugeta, G., Koyi, H. A., and Mart Y., 2008. Ductile deformation of passive margins: A new mechanism for subduction initiation, Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 113 (B8), doi: 10.1029/2005JB004179.

Gordon, R. G., 1993. Orbîtal dates and steady rates, Nature, 364, 760-761.

Govers, R., and Wortel, M. J. R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones, Earth and Planetary Science Letters, 236 (1-2), 505–523, doi: 10.1016/j.epsl.2005.03.022.

Grácia, E., Pallás, R., Soto, J.-I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M., Doñobeitia, J., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alborán Sea):

Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. Earth and Planetary Science Letters 241, 734-749.

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Tectonophysics, 298*, 259–269.

Guemache M-A., 2010. Evolution géodynamique des basins sismogènes de l'Algérois (Algérie) : Approche pluridisciplinaire (méthodes géologiques et géophysique). Thèse de Doctorat, USTHB, Alger, 267 p.

Gunn, R., 1943. A quantitative evaluation of the influence of the lithosphere on the anomalies of gravity. J. Franklin Institute, 224, 47-65.

Gurnis, M., 1992. Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction, Science 255, 1556-1558, *DOI: 10.1126/science.255.5051.1556*.

Gurnis, M., Hall, C., and Lavier, L., 2004, Evolving force balance during incipient subduction: Geochemistry Geophysics Geosystems, v. 5, Q07001, doi: 10.1029/2003GC000681.

Hall, C. E., Gurnis, M., Sdrolias, M., Lavier, L. L., and Muller, R. D., 2003. catastrophic initiation of subduction following forced convergence across fracture zones, Earth Planet. Sci. Lett., 212, 15–30, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00242-5.

Hamai, L., Petit, C., Abtout, A., Yelles Chaouche, A., Deverchère, J., 2015. Flexural behaviour of the north Algerian margin and tectonic implications. Geophys. J.Int. 201, 1426-1436. doi: 10.1093/gji/ggv098.

Hamilton, E.L., 1978. Sound velocity-density relations in sea-floor sediments and rocks, J. acoust. Soc. Am., 63, 366–377.

Hanks, T. C, 1971. The Kuril trench-Hokkaide rise system: large shallow earthquakes and simple models of deformation, Geophys. J. R. astr. Soc, 23, 173-189.

Harbi, A., Maouche, S., and Benhallou H., 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, doi : 10.1023/A:1023571316216.

Hayford, J.F., 1909. The Figure of the Earth and Isostasy from Measurements in the United States, 178p. Washington, DC: Government Printing Office.

Heiskanen, W., 1931. Isostatic tables for the reduction of gravimetric observations calculated on the basis of Airy's hypothesis. Bulletin Géodésique 30: 110–129.

Heiskanen, W. A. and Vening Meinesz, F. A., 1958. The Earth and its Gravity Field; McGraw-Hill Book Company, Inc.

Hirth, G., Teyssier, C., and Dunlap, W.J., 2001.An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks, International Journal of Earth Sciences, 90, 77-87.

Hood, P. J., 1965, Gradient measurements in aeromagnetic surveying: Geophysics, 30, 891–902, doi: 10.1190/1.1439666.

Idres M., Aifa T., 1995. Some parameters to improve a gravity network accuracy: application to the new reference base stations network of the North of Algeria, Bull. Serv. géol. Algérie, vol. 6, no. 1, 79-94.

Irving, E.*, 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian, Nature, 270, 304–309.*

Irving, E., 2004. The Case for Pangea B, and Intra-Pangean Megashear, in Timescales of the Paleomagnetic Field, American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series 145, 13–27.

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, doi :10.1016/j.jseaes.2005.09.008.

Jackson, J., September, 4-10, 2002. Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich? GSA Today.

Jacobsen, 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential field maps, Geophysics, v. 52. #8, p. 1138 – 1148.

Jammes, S. & Huismans, R., 2012. Structural styles of mountain building: controls of lithospheric rheologic stratification and extensional inheritance, J. geophys. Res., 117, doi:10.1029/2012JB009376.

Jaupart, C., Mareschal, J.C., 2007. Heat flow and thermal structure of the lithosphere. In: Treatise on Geophysics. Elsevier.

Jaupart, C., Mareschal, J.C., 2010. Heat generation and transport in the Earth, Cambridge university press.

Jeffreys, H., 1959. The earth. Cambridge University Press, London, 3rd ed., 532pp.

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J. P., and J. M. Rouchy, 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis, Sediment. Geol., 188-189, 9–33.

Jolivet, L., Faccenna, C., and Piromallo, C., 2009. From mantle to crust: Stretching the Mediterranean, Earth Planet. Sci. Lett., 285, 198–209.

Karner, G. D., & Watts, A. B., 1982. On isostasy at Atlantic-type continental margins. Journal of Geophysical research, 87, 2923-2948.

Katayama, I., Karato, S.-I., Brandon, M., 2005. Evidence for high water content in the deep upper mantle inferred from deformation microstructures. Geology 33 (7), 613e616.

Kemp, D.V., Stevenson, D.J., 1996. A tensile, flexural model for the initiation of subduction. Geophys. J. Int. 125, 73–94.

Kherroubi A., 2011. Etude de la sismicité de l'offshore algérien –Thèse de doctorat. 158p. Univ. Tlemcen, algérie.

Kherroubi, A., Deverchere, J., Yelles, A., de Lepinay, B.M., Domzig, A., Cattaneo, A., Bracene, R., Gaullier, V., and Graindorge, D., 2009. Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin,Western Mediterranean Sea : New evidence for

contractional tectonic reactivation, Marine Geology, 261 (1-4), 17–32, doi :10.1016/j.margeo.2008.05.016.

Kirby, S.H., 1980. Tectonic stresses in the lithosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks, Journal of Geophysical Research, 85 (B11), 6353-6363.

Kirby, S.H., 1985. Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones, Tectonophysics, 119, 1-27.

Kirby, S.H., Durham, W., Stern, L., 1991. Mantle phase changes and deep-earthquake faulting in subducting lithosphere. Science 252, 216-225.

Klingelhoefer, F., Gutscher, M.-A., Ladage, S., Dessa, J.-X., Graindorge, D., Franke D., André, C., Permana, H., Yudistira, T., and Chauhan, A., 2010. Limits of the seismogenic zone in the epicentral region of the 26 December 2004 great Sumatra-Andaman earthquake: Results from seismic refraction and wide-angle reflection surveys and thermal modeling. Journal of geophysical research, VOL. 115, B01304, doi: 10.1029/2009JB006569.

Klingelhoefer F., Labails C., Cosquer E., Rouzo S., Geli L., Aslanian D., Olivet J. L., Sahabi M., Nouze H., Unternehr P., 2009. Crustal structure of the SW-Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the DAKHLA experiment) Part A : Wide-angle seismic models. Tectonophysics, 468(1-4), 63-82.

Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Kelemen, P.B., Detrick, R.S., and Larsen, H.C., 2000. Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, Journal of Geophysical Research 105 (B9), pages 21591-21614.

Koulakov I., Kaban, M.K., Tesauro, M. and Cloetingh, S., 2009. P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data, Geophys. J. Int. 179, 1, p. 345-366. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04279.x

Kronenberg, A.K., and Tullis, J., 1984. Flow strengths of quartz aggregates: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening, Journal of Geophysical Research, 89, 4281-4297.

Kuznir, N.L., Park, R.G., 1986. Continental lithosphere strength: the critical role of lower crustal deformation. In: Dawson, J.B., Carswell, D.A., Hall, J., Wedepohl, K.H. (Eds.), The Nature of the Lower Continental Crust. Special Publication e Geological Society, vol. 24, pp. 79-94.

Kwon, Y.W. & Bang, H., 2000. The Finite Element Method Using Matlab, CRC Press, 624 pp.

Laffitte, R., 1939. Etude géologique des Aurès. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 484 p, 2ème série, N° 15, Alger. pp.175-451.

Lagabrielle, Y., Labaume, P., & De Saint-Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenees: new messages from the lherzolite bodies, Tectonics, 29, TC4012, doi:10.1029/2009tC002588.

Lagrula J, 1951. Etude gravimétrique de l'Algérie-Tunisie. Bull. Serv. Carte géol, Alg., 4e série, Géophysique, n°2.

Lagrula J., 1952. Sur l'extension au Sahara du réseau gravimétrique Nord-Africain. Essai d'interprétation structurale. Trav. Instit. Rech. Alger, t. 8, p165.

Laouar R., Boyce A.J., Ahmed-Said Y., Ouabadi A., Fallick A-E., and Toubal A., 2002. Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex,Annaba, Northeast Algeria. Journal of African Earth Sciences 35. pages 271–283.

Lawson, C. L. and Hanson, R. J., 1987. Solving least squares Problems, Prentice Hall.

Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift, J. Geophys. Res., 73(12), 3661–3697, doi:10.1029/JB073i012p03661.

Leng, W., and Gurnis, M., 2011. Dynamics of subduction initiation with different evolutionary pathways, Geochem. Geophys. Geosyst., 12, Q12018, doi:10.1029/2011GC003877.

Leprêtre A, Klingelhoefer F., Graindorge D., Schnurle P., Beslier M. O., Yelles K., Déverchère J., and Bracene R., 2013. Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol. 118, pages1–18.

Leprêtre, A., 2013. Contraintes par imagerie sismique pénétrante sur l'évolution d'une marge Cénozoïque réactivée en compression (cas de la marge algérienne, secteur de Tipaza). Thèse doct, UBO, Brest, France.

Leroy, M., Dauteuil, O., and Cobbold, P.R., 2004, Incipient shortening of a passive margin: The mechanical roles of continental and oceanic lithospheres: Geophysical Journal International, v. 159, p. 400–411, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02400.x.

Leroy, M., Gueydan, F., and Dauteuil, O., 2008. Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2-D conductive modelling, Geophysical Journal International, 172 (1), 464–476, doi :10.1111/j.1365-246X.2007.03566.x.

Lobkovsky, L.I., Kerchman, V.I., 1992. A two-level concept of plate tectonics: application to geodynamics. Tectonophysics 199, 343-374.

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

Lundin, E.R., and Doré, A.G., 2011. Hyperextension, serpentinization, and weakening: A new paradigm for rifted margin compressional deformation: Geology, 39, 347-350, doi: 10.1130/ G31499.1.

Maliverno, A., and Ryan, W.B.F., 1986. Extension on the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere, *Tectonics*, *5*(2), 227- 245.

Maouche S., 2010. Tectonique active et géodynamique le long de l'Atlas Tellien Etude des soulèvements côtiers. Thèse de Doctorat, USTHB, Alger, 299 p.

Maouche, S., Meghraoui, M., Morhange, C., Belabbes, S., Bouhadad, Y., and Haddoum H., 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.

Mart, Y., Aharonov, E., Mulugeta, G., Ryan, W., Tentler, T., and Goren, L., 2005. Analogue modelling of the initiation of subduction, Geophysical Journal International, 160 (3), 1081–1091, doi : 10.1016/j.tecto.2011.06.003.

Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemant, S., Gorini, C., and Maillard, A., 2004. E-W opening of the Algerian basin (Western Mediterranean), Terra Nova, 16 (5), pages 257–264.

Mauffret, A., 2007. The Northwestrn (Maghreb) Boundary of the Nubia (Africa) Plate. Tectonophysics 429 pages 21-44.

Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi., M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud B., Megartsi, M., Cotton, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Piqué, A., Capdevila, R., Harnandez, J., and Réhault, J-P., 2000. Post-collision neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff, C.R. Acad.Sci. Paris, 331, 159-173.

May, D. A., Brown J. and Le Pourhiet, L., 2014. pTatin3D: high-performance methods for long-term lithospheric dynamics. In Proceedings of the International Conference for High Performance Computing, Networking, Storage and Analysis (SC '14). IEEE Press, Piscataway, NJ, USA, 274-284. DOI=10.1109/SC.2014.28.

McAdoo, D.C., Martin, C.F., Polouse, S., 1985. Seasat observations of flexure: evidence for a strong lithosphere. Tectonophysics 116, 209-222.

McKenzie, D., Molnar, P. & Davies, D., 1970. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. Nature 226, 243-8.

McKenzie, D.P., 1977. The initiation of trenches: A finite amplitude instability, in Talwani, M., and Pitman III, W.C., eds., Island arcs, deep-sea trenches and back-arc basins: American Geophysical Union Maurice Ewing Series 1, p. 57–61.

Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracène, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles, K., and Bendib, F., 2014. The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. J. Geodyn. http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2014.01.003.

Medaouri, M., 2014. Origine de la segmentation de la marge Algérienne et implications sur l'évolution géodynamique et les ressources pétroliers. Thèse doct, UBO, Brest, France.

Meghraoui, M., 1988. Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie: Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique. Doct. Sci. Thesis, Univ. Paris XI, 356 pp.

Mihoubi, A., Schnurle, P., Klingelhoefer, F., Benaissa, Z., Badsi, M., Bracène, R., Djellit, H., Geli, L., Sage, F., and Agoudjil, A., 2014. Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: Integrating wide-angle seismic modeling and multichannel seismic pre-stack depth migration, Geophys. Journ. Inter., 198, 1486-1503, doi: 10.1093/gji/ggu179.

Mihoubi, A., 2014. Imagerie sismique de la structure profonde de la marge Algérienne orientale (secteur de Jijel) - implications en termes de potentiel pétrolier. Thèse de doctorat, université UBO, Brest, France.

Mueller, S., and Phillips, R.J., 1991. On the initiation of subduction: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 651–665, doi : 10.1029/90JB02237.

Muttoni G., Kent D.V., Channell J.E.T*., 1996. The evolution of Pangea: palaeomagnetic constraints from the Southern Alps, Italy, Earth planet. Sci. Lett., 146, 107–120.*

Nettelton, L.L., 1954. Residuals, regionals and structures. Geophysics, 19, pp. 1-22.

Nikolaeva, K., Gerya, T.V., and Marques, F.O., 2010, Subduction initiation at passive margins: Numerical modelling: Journal of Geophysical Research, v. 115, B03406, doi: 10.1029 /2009JB006549.

Nikolaeva, K., Gerya, T.V., and Marques, F.O., 2011. Numerical analysis of subduction initiation risk along the Atlantic American passive margins: Geology, v. 39, p. 463–466, doi:10.1130/G31972.1.

Niu, Y., M. J. O'Hara, and J. A. Pearce, 2003. Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: A petrological perspective, J.Petrol., 44, 851–866,doi: 10.1093/petrology/44.5.851.

Oldham, C.H.G., and Sutherland, D. B., 1955. Orthogonal polynomials: their use in estimating the regional effect, Geophysics, 20, 295-306.

Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., et Auzende, J .M., 1982. Cinématique des plaques et paléogéographie : une revue. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XXIV, 5-6, 875-892.

Oxburg, E.R., Parmentier, E.M., 1977. Compositional and density stratification in oceanic lithosphere—causes and consequences. J. Geol. Soc. London 133, 343–355.

Palano, M., González, P.J., and Fernández, J., 2015. The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere, Earth and Planetary Science Letters 430, 439–447.

Parsons, B.E., Sclater, J.G., 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. J. Geophys. Res. 82, 803-827.

Pascal, C., and Cloetingh, S., 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, doi : 10.1016/j.epsl.2008.11.014.

Pérez-Gussinyé, M., Watts, A.B., 2005. The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. Nature 436. doi:10.1038/nature03854.

Pratt, J. H., 1855. On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond them, upon plomb line in India. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 145, 53-100.

Rabinowitz, P. D., 1974. The boundary between oceanic and continental crust in the western North Atlantic. Pages 67-84 of: BURK, C. A., & DRAKE, C. L. (eds), Geology of Continental Margins. London: Springer-Verlag.

Rabinowitz, P. D., & Jung, W.-Y. 1986. Gravity anomalies in the western North Atlantic. Pages 205-214 of: VOGT, P. R., & TucHOLKE, B. E. (eds), The Geology of North America, Vol. M: The Western North Atlantic Region. The Geological Society of America.

Rabinowitz, P. D., & Labreque, J. L., 1977. The isostatic gravity anomaly: A key to the evolution of the ocean-continent boundary. Earth and Planetary Sci. Lett., 35, 145-150.

Rabinowitz, P. D., & LABREQUE, J. L. 1979. The Mesozoic south Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. Journal of Geophysical Research. 84. 5973 6002.

Rabinowitz, P. D., Cande, S. C., & Hayes, D. E., 1978. Grand Banks and J-Anomaly Ridge. Science, 202, 71-73.

Ranalli, G., and D.C. Murphy, 1987. Rheological stratification of the lithosphere, Tectonophysics, 132, 281-295.

Regenauer-Lieb, K., Yuen, D. and Bran lund, J., 2001. The initiation of subduction: criticality by addition of water? Science, 294: 578-580.

Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millet, A. J., and Somerton, I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution ,Geophys. 55, 80–91.

Ricou, L.-E., 1996. The plate tectonic history of the past Tethys Ocean. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.-E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), The Oceans Basins and Margin. The Tethys Ocean, vol. 8. Plenum Press, New York, pp. 3–70

Roca, E., Sans, M., Cabrera, L. & Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). Tectonophysics, 315: 209-233.

Roca, E., 2001. The Northwest-Mediterranean basin (Valencia trough, Gulf of Lions and Liguro-Provencal basins) : structure and geodynamic evolution, in *Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins*, edited by P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.F.H. Robertson and S. Crasquin- Soleau, 186, pp. 671-706, Mem. Mus. Nat. Hist. Nat.

Roca, E., D. Frizon de Lamotte, 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.*

Roest, W.R., Verhoef, V. and Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretaion using the 3-D analytic signal: Geophysics, 57, 116-125.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., and Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene, in *Reconstruction of the evolution of the Alpine- Himalayan Orogen*, edited by *G.* Rosenbaum, and G.S. Lister, 8, pp. 107-126, Journal of the Virtual Explorer.

Roure, F., Casero, P., and Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. TECTONICS, VOL. 31, TC3006. doi:10.1029/2011TC002989.

Royden, L. H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision, *Tectonics*, *12* (3), 629–638.

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

Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H. F., Garcia, E., Francis, R., 2014. On-shore Bouguer anomaly based of Gtopo30 DEM using density 2.67 g/cc. Original gravity data from New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure, Science, Vol. 346, no. 6205, pp. 65-67, doi: 10.1126/science.1258213.

Sassier, C., 2007. Nouvelle méthode de mesure in situ de paléovitesse de déformation - Application à la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge. Tectonics. Université Claude Bernard - Lyon I.

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), J. Geodyn., 34, 99–126.

Schettino, A., and, Turco E., 2006. Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. Geophys. Journal International. doi: 10.1111/j.1365- 246X.2006.02997.x.

Schettino, A., and Turco, E., 2010. Tectonic history of the western tethys since the late triassic, *Geological Society of America Bulletin*, *123* (1-2), 89–105.

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, *Geophys. J. Int.*, *169*(3), 1180–1200.

Slack, H.A., Lynch, V.M., and Langan, L., 1967. The geomagnetic gradiometer: Geophysics, v 32, p 877-892.

Smellie, D. W., 1956. Elementary approximations in aeromagnetic interpretation: Geophysics, 21, 1021–1040, doi:10.1190/1.1438294.

Spakman, W., and Wortel, M.J.R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean Geodynamics, in: The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle, Edited by: Cavazza W, Roure F, Spakman W., Stampfli GM, Ziegler P., p. 31-52.

Stern, R. J., and Bloomer, S. H., 1992. Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs, Geol. Soc. Am. Bull., 104, 1621–1636, doi:10.1130/0016-7606(1992).

Stern, R. J., 2002. Subduction zones. Rev Geophys 40:3-1–3-38.

Stern, R.J., 2004. Subduction initiation: Spontaneous and induced: Earth and Planetary Science Letters, v. 226, p.275–292.

Stewart, J., Watts, A. B., & Bagguley, J. G., 2000. Three-dimensional subsidence analysis and gravity modelling of the continental margin offshore Namibia. Geophys. Journal International 141, 724-746.

Strzerzynski, P., Déverchère, J., Cattaneo, A., Domzig, A., Yelles, K., de Lepinay, B. M., Babonneau, N., and Boudiaf, A., 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.

Sutherland, R., Davey, F., and Beavan, J., 2000. Plate boundary deformation in South Island, New Zealand, is related to inherited lithosphere structure, Earth Planet. Sci. Lett., 177, 141–151, doi: 10.1016/S0012-821X(00)00043-1.

Sutra, E., and Manatschal, G., 2012. How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin, 40(2), 139-142, doi: 10.1130/G32786.1.

Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G. et Unternehr, P., 2013. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. Geochem. Geophys. Geosystems 14, 2575–2597.

Talwani, M., & Eldholm, O., 1973. The boundary between continental and oceanic crust at the margin of rifted continents. Nature, 241, 325-330.

Talwani M., Fitman, W.C., and Heirtzler, J.R., 1969. Magnetic anomalies in the North Atlantic (abs 406). Trans. Am. geophys. Un., 50, 189.

Tapley, B. D., Born, G. H., & Park, M. E., 1982. The SEASAT altimeter data and its accuracy assessment. Journal Geophys. Research, 87, 3179-3188.

Thiébot, E., 2005. Structure profonde et réactivation de la marge nord-ouest marocaine, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, IUEM, UMR6538.

Thompson, D.T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, Geophys. 47, 31–37.

Toth, J., and Gurnis, M., 1998. Dynamics of subduction initiation at pre-existing fault zones, J. Geophys. Res., 103, 18,053–18,067, doi: 10.1029/98JB01076.

Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002. Geodynamics, second ed. Cambridge University Press, 456 pp.

Palano, M., González, P.J., Fernández, J., 2015. The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere, Earth and Planetary Science Letters. doi:10.1016/j.epsl.2015.08.040.

Pedoja K ., Djellit H., Autemayou C., Déverchère J., Strzerzynski P., Heddar A., Nexer M., & Boudiaf A., 2013.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, 601, 236-244, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.043.

Van der Lee, S., Regenauer-Lieb, K., and Yuen, D.A., 2008, The role of water in connecting past and future episodes of subduction: Earth and Planetary Science Letters, v. 273, p. 15–27, doi:10.1016/j.epsl.2008.04.041.

Van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M., and Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation,Tectonics, 33(4), 393-419, doi:10.1002/tect.20125.

Vening Meinesz, F. A., 1931. Une nouvelle méthode pour la reduction isostatique régionale de l'intensité de la pesanteur; Bulletin Geodésique 29. 33–51.

Vening Meinesz, F. A., 1941. Gravity over the Hawaiian Archipelago and over the Madiera Area; conclusions about the Earth's crust. Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Academie, Wetensia 44. pp.

Vergés, J., and Sabàt, F., 1999. Constraints on the Western Mediterranean kinematics evolution along a 1000-km transect from Iberia to Africa, in: *The Mediterranean basin: Tertiary extensions within the Alpine orogen*, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, and M. Séranne, 156, pp. 63-80 Geol. Soc. Spec. Publ.

Vlaar, N.J., Wortel, M.J.R., 1976. Lithospheric aging, instability and subduction. Tectonophysics 32, 331–351.

Wadati K., 1935. On the activity of deep focus earthquakes in the Japan islands and neighbourhoods. Geophysical Magazine, 8,305–325.

Walcott RI., 1970a. Isostatic response to loading of the crust in Canada. Canadian Journal of Earth Sciences 7: 716–727.

Walcott RI., 1970b. Flexural rigidity, thickness, and viscosity of the lithosphere. Journal of Geophysical Research 75: 3941–3953.

Walcott, R.I., 1972. Late Quaternary vertical movements in Eastern North America: Quantitative evidence of glacio-isostatic rebound. Reviews of Geophysics and Space Physics 10: 849–884.

Watts, A.B., 1978. An analysis of isostasy in the world's oceans: 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain. J. Geophys. Res. 83, 5989-6004.

Watts, A. B. 1988. Gravity anomalies, crustal structure and flexure of the lithosphere at the Baltimore Canyon Trough. Earth and Planetary Sci. Lett., 89, 221-223.

Watts, A.B., 1981. The U.S. Atlantic continental margin: Subsidence history, crustal structure and thermal evolution, American Assoc. Petrol. Geol. Education Course #19, 75 pp.

Watts, A.B., 1992. The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins. Basin Res. 4, 169–178.

Watts, A. B. 2001a. Gravity anomalies, flexure and crustal structure at the Mozambique rifted margin. Marine and Petroleum Geology, 18, 445-455.

Watts, AB., 2001b. Isostasy and Flexure of the Lithosphere, 458p. Cambridge: Cambridge University Press.

Watts, A. B., and Burov, E. B., 2003. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic thickness, Earth Planet. Sci. Lett., 213, 113-131.

Watts, A. B., & Marr, C., 1995. Gravity anomalies and the thermal and mechanical structure of rifted continental margins. Pages 65-94 of: Banda, E., Torne, M., & Talwani, M. (eds), Rifted Ocean- Continent Boundaries, NATO-workshop 1994. NATO.

Watts, A. B., & Talwani, M., 1974. Gravity anomalies seaward of deep-sea trenches and their tectonic implications. Geophys. J. R. Astron. Soc., 36, 57-92.

Watts, A. B., and Zhong, S., 2000. Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere. Geophysical Journal International 142: 855–875.

Weertman J., 1978. Creep laws for the mantel of the Earth. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 288: 9-26.

Weissel, J.K., Anderson R.N., and Geller, C.A., 1980. Deformation of the Indo-Australian plate, Nature, 287, 284-291.

Whitmarsh, R. B., White, R. S., Horsefield, S. J., Sibuet, J. C., Recq, M., and Louvel, V., 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), 28291–28314, doi: 10.1029/96JB02579.

Wildi, W., 1983. La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. Dyn. géog. Phys., (24), 3, pp 201-297.

Wilks, K.R., and Carter, N.L., 1990. Rheology of some continental lower crustal rocks, Tectonophysics, 182, 57-27.

Worzel, J. L., 1959. Continuous gravity measurements on a surface ship with the Graf sea gravimeter. Journal of Geophysical Research, 64, 1299-1315.

Worzel, J. L., 1965. Pendulum Gravity Measurements at Sea. Jonh Wiley and sons, New York.

Worzel, J. L., 1968. Advances in marine geophysical research of continental margins. Can. J. Earth Sci., 5, 963-983.

Wyer, P., & Watts, A. B., 2006. Gravity anomalies and segmentation at the East Coast, USA continental margin. Geophys. Journal International, doi:10.1111/j.l365-246X.2006.03066.x.

Yelles, K., Lammali, K., Mahsas, A., Calais, E., and Briole, P., 2004. Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw=6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements, Geophys. Res. Lett., 31, L13610, doi: 10.1029/2004GL019884.

Yelles, A., Domzig, A., Déverchère, J., Bracene, R., De Lepinay, B.M., Strzerzynski, P., Bertrand, G., Boudiaf, A., Winter, T., Kherroubi, A., Le Roy, P., and Djellit, H., 2009. Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: The Khayr al Din bank, Tectonophysics, 475 (1), pages 98–116.

Yelles-Chaouche A.K., A. Boudiaf, H. Djellit, R. Bracène, 2006. La tectonique active de la région nord-algérienne. C.R. Geoscience, 338, pp. 126–139.

Yelles-Chaouche, A., Lammali, K., Bellik, A., Mahsas, A., Bacha, W., Bougrine, A., 2013a. REGAT: The Algerian Permanent GPS Network. Strategy, configuration and preliminary results. EGU General Assembly Conference Abstracts, 15, EGU2013-8507.

Yelles-Chaouche, A., Allili, T., Alili, A., Messemen, W., Beldjoudi, H., Semmane, F., Kherroubi, A., Djellit, H., Larbes, Y., Haned, S., Deramchi, A., Amrani, A., Chouiref, A., Chaoui, F., Khellaf, K., and Nait Sidi Said, C., 2013b. : The new Algerian Digital Seismic Network (ADSN): towards an earthquake early-warning system, Adv. Geosci., 36, 31-38, doi:10.5194/adgeo-36-31-2013.

Zelt, C. A. and Ellis, R. M., 1988. Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid travel time and amplitude forward modelling, *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 24, 16-31.

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

Zelt, C. A. and D. A. Forsyth, 1994. Modeling wide-angle seismic data for crustal structure: southeastern Grenville province, *Journal of Geophysical Research*, 99, 11687-11704.

Zelt, C. A., 1999. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltime data, Geophys. Journal International (139), pages 183–204.

Zhu, G., Gerya, T. V., Yuen, D. A., Honda, S., Yoshida, T., and Connolly, J. A. D., 2009. 3-D Dynamics of hydrous thermalchemical plumes in oceanic subduction zones, Geochem. Geophys. Geosyst., 10, Q11006, doi:10.1029/2009GC002625.

ANNEXE

Annexe :

Modèle 9 :

Nous avons vu dans le chapitre 5 que la déformation au niveau de la marge algérienne se localise au niveau de la limite TOC-croûte continentale, alors que nos modèles actuels ont tendance à localiser la déformation au niveau de la TOC-croûte océanique. Ces déformations sont issues du contraste mécanique entre la TOC et la croûte océanique combinées à un affaiblissement thermique au niveau de la limite océan-continent.

Afin de créer un contraste mécanique entre la TOC et la croute continentale, nous avons utilisé une rhéologie plus « réaliste » en séparant la croute continentale en croute supérieure dioritique et croute inférieure diabasique. Nous allons utiliser une TOC de nature continentale dioritique afin de créer un contraste rhéologique entre la TOC et la croûte continentale. Un gradient géothermique chaud a été utilisé afin de provoquer une faiblesse au niveau de la limite TOC-croûte continentale.

Malgré cette faiblesse mécanique il semble que la déformation se concentre toujours au niveau de la limite TOC-croûte océanique (Figure A-1).

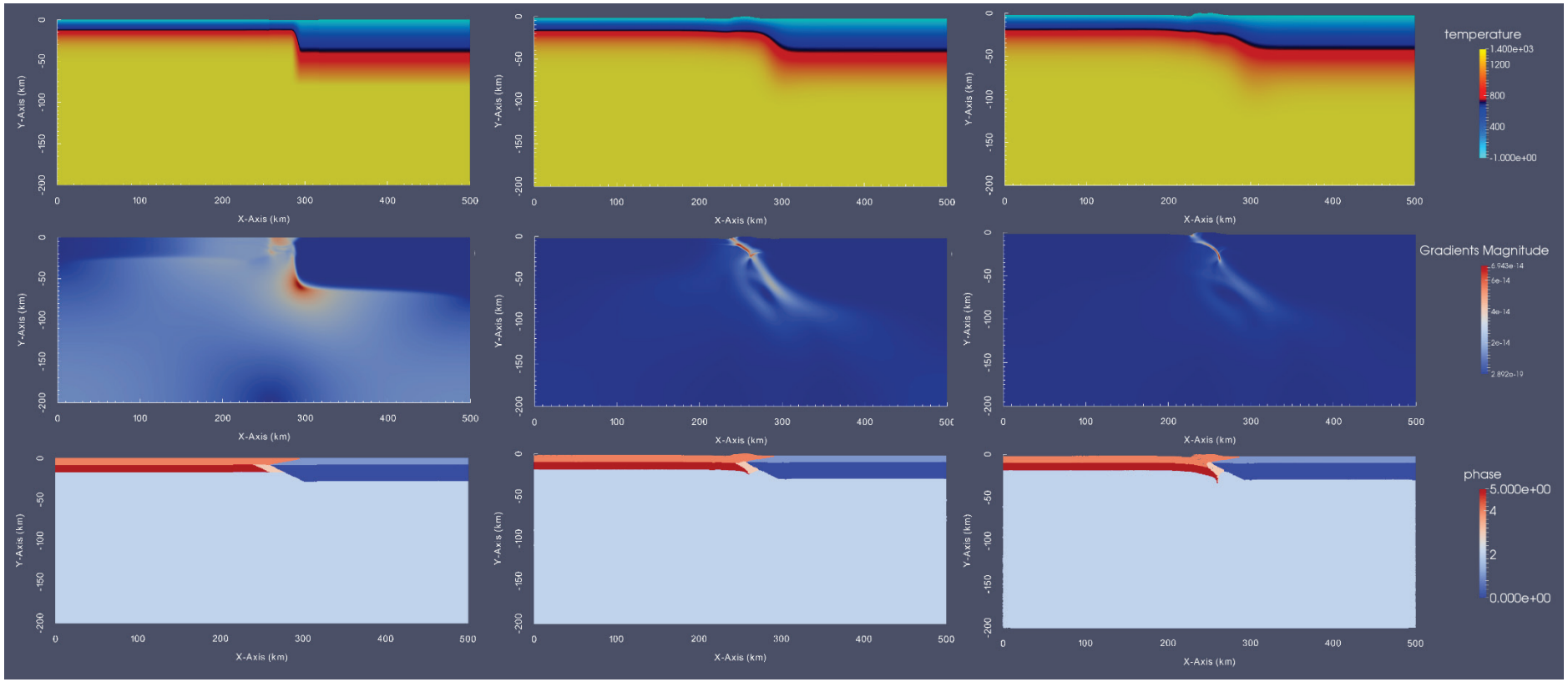


Figure A-1. Modèle thermomécanique (0-5Ma) avec un gradient géothermique chaud au niveau d'une TOC continentale dioritique. En haut : gradient géothermique. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologique (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale inférieure diabasique, bleu azur : croûte continentale supérieure dioritique, bleu ciel : manteau, rose : TOC continentale dioritique et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma).

En effet au bout de 2 Ma une flexion vers le bas de la croûte océanique se produit et une déformation au niveau de la TOC provoque un soulèvement des sédiments en créant un prisme sédimentaire au-dessus de la TOC. Cette déflexion s'accentue de plus en plus pour provoquer une subduction de la plaque océanique au bout de 5 Ma.

L'examen des déformations (Figure A-2) montre clairement le cisaillement au niveau de limite TOC – croûte océanique avec les différents plans de faille au niveau du prisme sédimentaire.

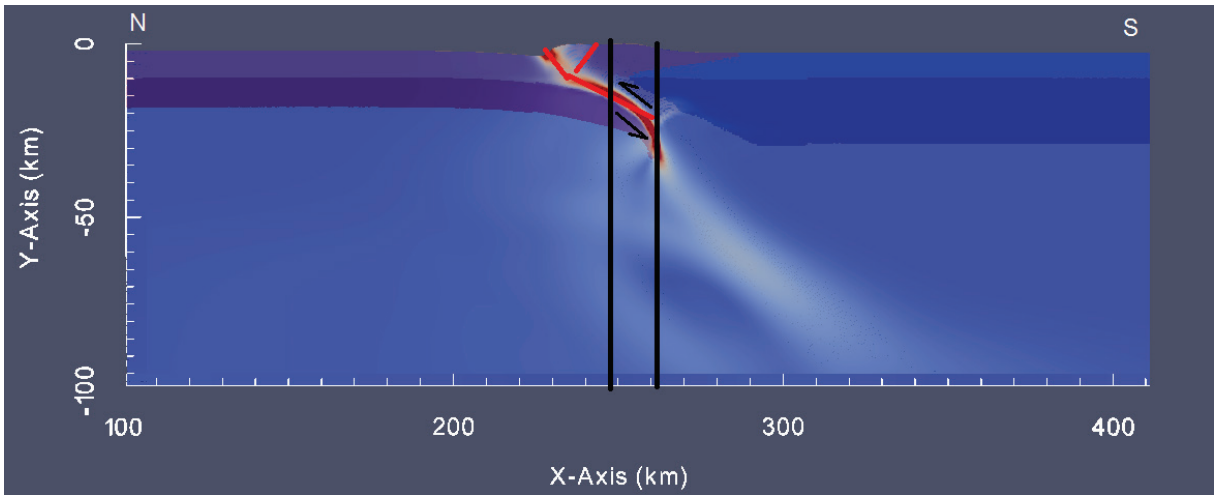


Figure A-2. Taux de déformation du modèle 9 au niveau de la Transition Océan-Continent. Traits noirs : TOC flexurale. Traits rouges : plan de faille supposé. Flèches noirs : sens du cisaillement.

La rhéologie de la lithosphère continentale ne localise pas la déformation au niveau de la limite TOC - croûte continentale. La localisation de la déformation est donc liée à la limite TOC – croûte océanique. Nous proposons donc de diminuer la largeur de la TOC de moitié à 10 km de largeur afin de rapprocher la déformation de la plaque continentale.

Modèle 10 :

Nous utilisons donc dans ce modèle la même configuration que le modèle de référence (modèle 1) mais en diminuant la largeur de la TOC qui reste de nature continentale. Nous utilisons aussi le gradient géothermique en marche d'escalier serré au niveau de la limite océan-continent.

Tout comme le modèle de référence une déformation est localisée au bout de 2 Ma au niveau de la limite TOC continentale – croûte océanique et la charge sédimentaire se déforme et se soulève à l'aplomb des zones déformées au niveau de la TOC. Ainsi, un prisme

sédimentaire se forme bordé par des failles inverses comme on peut le constater sur la Figure A-3. Une déflexion vers le bas de la croûte océanique d'environ 2 km est constatée à la limite océan -continent.

Au bout de 5 Ma, la croûte océanique commence à s'enfoncer dans le manteau. La déformation est localisée au voisinage immédiat de la zone de transition océan-continent. Le cisaillement localisé entre océan et continent (Figure A-4) se propage au front du prisme sédimentaire, causant un soulèvement de celui-ci.

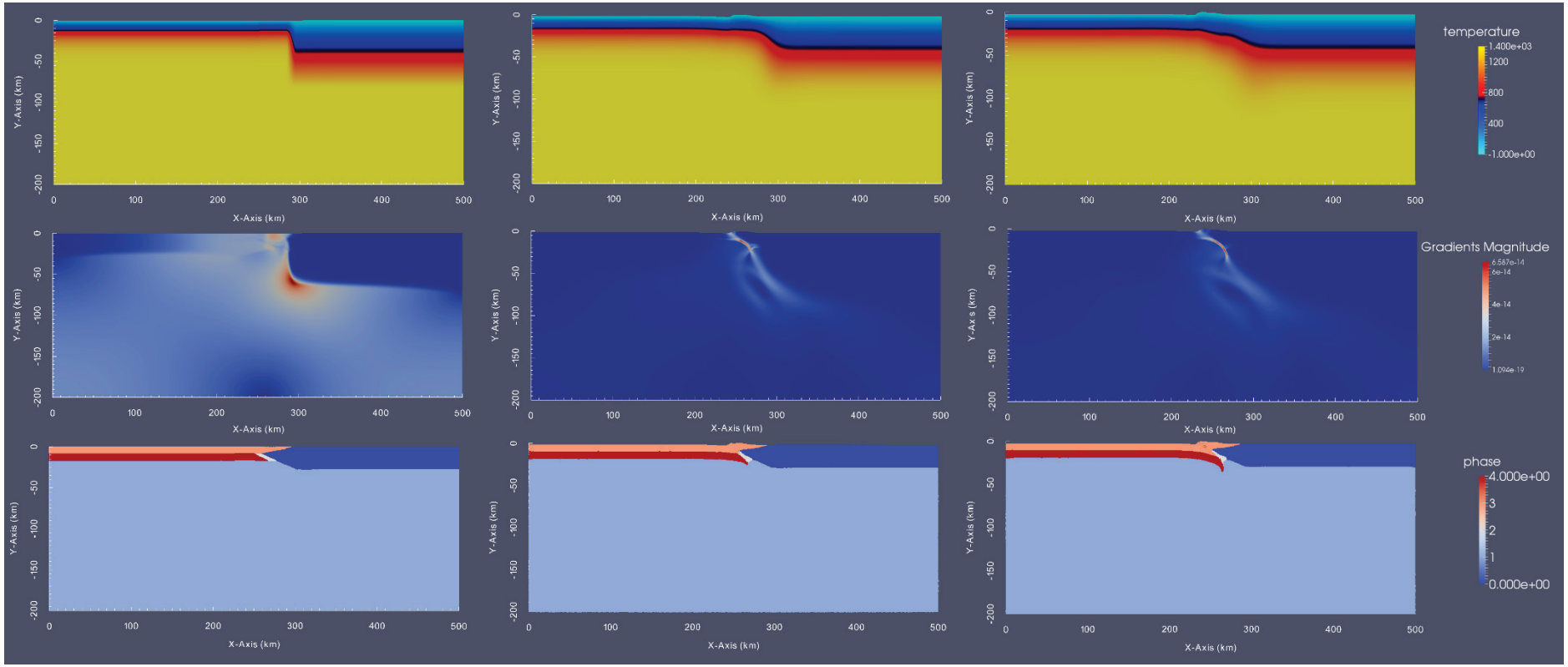


Figure A-3. Modèle thermomécanique avec un géotherme étroit chaud élargi au niveau de la croûte continentale avec une TOC étroite (10 km) à contact inclinés. En haut : températures. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologiques (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC et orange : sédiments). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma).

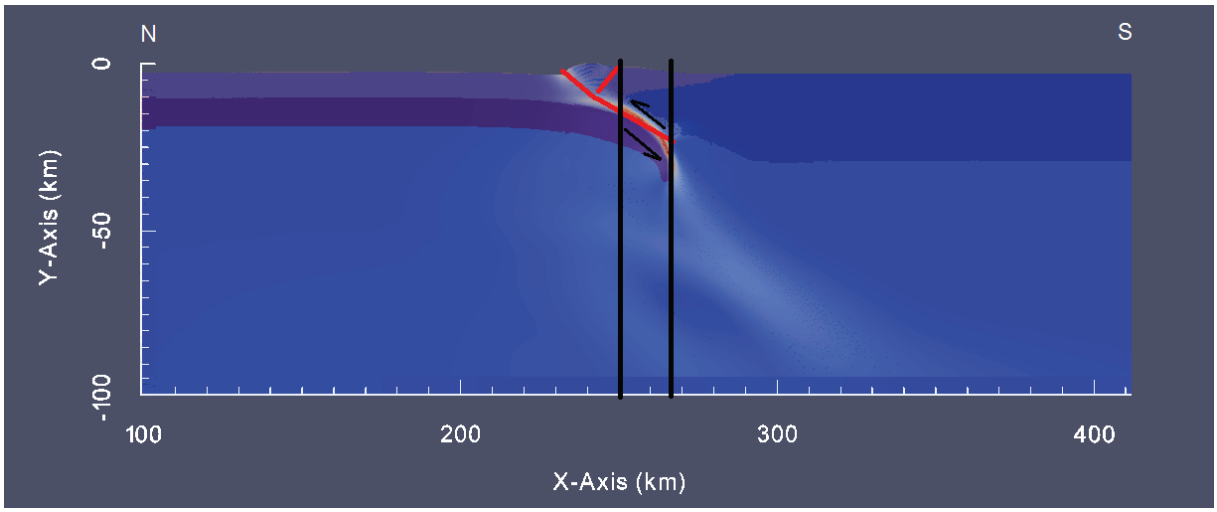


Figure A-4. Taux de déformation du modèle 10 au niveau de la Transition Océan-Continent. Traits noirs : TOC flexurale. Traits rouges : plan de faille supposé. Flèches noirs : sens du cisaillement.

Nous remarquons que la largeur de la TOC a fait que la déflexion se situe au voisinage immédiat de la croute continentale en pied de marge. Cette configuration est comparable à la position de la déflexion au niveau de la marge algérienne calculée à partir des modèles de flexion (voir chapitre 4). La modélisation numérique suggère donc que la TOC soit de nature continentale et étroite (<10 km) afin de localiser la déformation au niveau du pied de marge.

Modèle 11 :

Nous avons voulu pousser la modélisation en rajoutant une couche de sel afin de modéliser la couche messinienne. Nous avons donc gardé le modèle précédant avec une TOC étroite de 10 km de largeur avec un gradient géothermique chaud étendu à la limite continentale Nord.

Le but de cette modélisation et de voir si la charge sédimentaire a une influence sur la flexion de la croûte océanique. En effet, la couche du sel avec une densité inférieure (2.2) à la densité des sédiments (2.4) diminuerai le poids de la charge topographique sur la croûte océanique.

Le modèle obtenu (Figure A-5) sous l'action du rapprochement des lithosphères continentale et océanique déforme la croûte océanique et au bout de 2 Ma nous remarquons une tectonique qui altère la couche de sel dû à cette déformation.

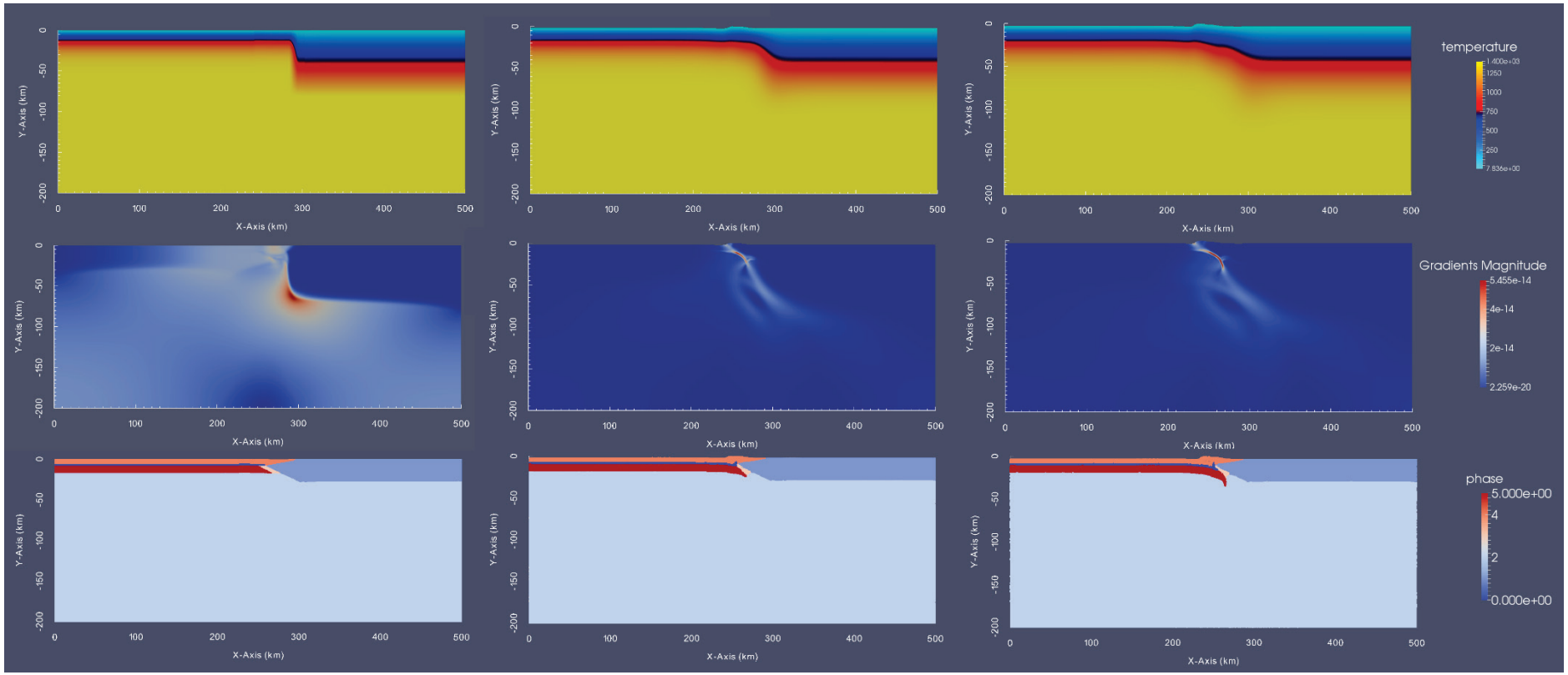


Figure A-5. Modèle thermomécanique avec un géotherme étroit chaud élargi au niveau de la croûte continentale avec une TOC étroite (10 km) et une couche de sel messinien. En haut : températures. Au milieu : taux de déformation. En bas : phases rhéologiques (rouge : croûte océanique, bleu nuit : croûte continentale, bleu ciel : manteau, blanc : TOC, orange : sédiments et vert : couche de sel). Captures d'image au début (0Ma) au milieu (2,5Ma) et à la fin (5Ma).

Ainsi, au bout de 2 Ma une flexion vers le bas de la croûte océanique se produit et une déformation au niveau de la TOC provoque un soulèvement des sédiments en créant un prisme sédimentaire au-dessus de la TOC. Une déflexion assez importante se produit au bout de 5Ma provoquée par un grand cisaillement localisé entre la TOC et la croûte océanique.

L'examen des déformations (Figure A-6) montre clairement le cisaillement au niveau de limite TOC – croûte océanique avec les différents plans de faille au niveau du prisme sédimentaire.

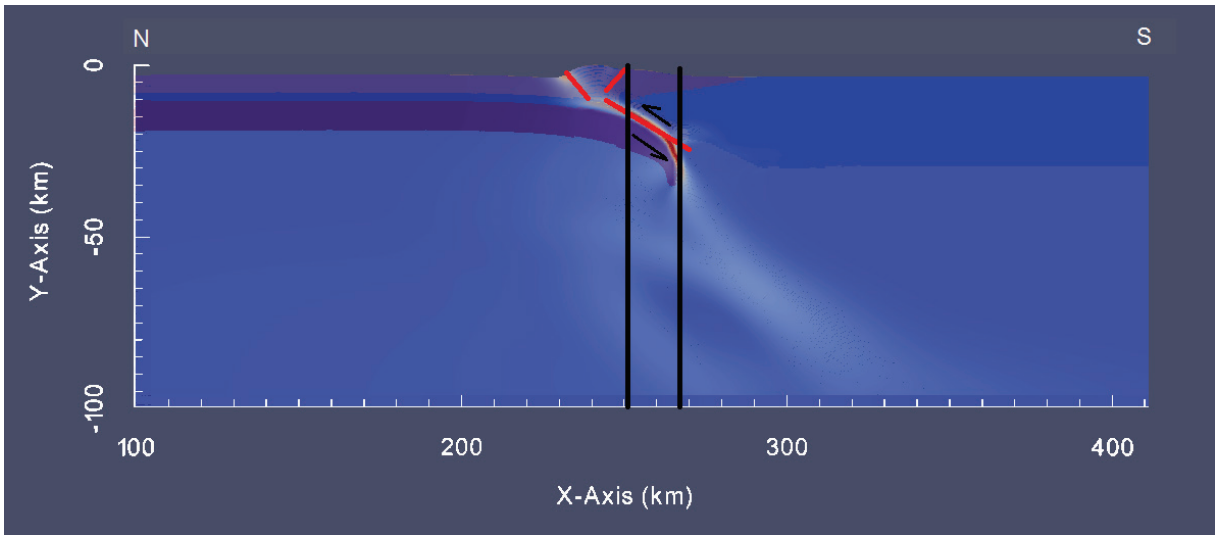


Figure A-6. Taux de déformation du modèle 11 au niveau de la Transition Océan-Continent. Traits noirs : TOC flexurale. Traits rouges : plan de faille supposé. Flèches noirs : sens du cisaillement.

Ce modèle est représentatif de la géodynamique au niveau de la marge algérienne avec une TOC d'environ 10-15 km et une flexion océanique d'environ 10 km au maximum.