Inversion tectonique d'une marge passive : le cas de la marge algérienne

Pierre Leffondré

▶ **To cite this version:**

Pierre Leffondré. Inversion tectonique d'une marge passive : le cas de la marge algérienne. Géologie appliquée. Université de Bretagne Occidentale, 2021. Français. NNT : . tel-03660846v1

HAL Id: tel-03660846

https://theses.hal.science/tel-03660846v1

Submitted on 10 Feb 2022 (v1), last revised 6 May 2022 (v2)

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

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

Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

DOCTORAT SCIENCES BRETAGNE DE LA MER LOIRE ET DU LITTORAL

UBO Université de Bretagne Occidentale

THÈSE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE

ECOLE DOCTORALE N° 598

Sciences de la Mer et du littoral

Spécialité : Géosciences marines

Par
Pierre LEFFONDRÉ

Inversion tectonique d'une marge passive : Le cas de la marge algérienne

Thèse présentée et soutenue à Plouzané , le 17/09/2021
Unité de recherche : Laboratoire Géosciences Océan

Rapporteurs avant soutenance :

Elia D'ACREMONT	Maître de conférence, ISTeP
Carole PETIT	Professeur des universités, Géoazur, UCA

Composition du Jury :

Marc-André GUTSCHER	Directeur de recherche CNRS-LGO, UBO-IUEM, Président du Jury
Matthias DELESCLUSE	Maître de conférence, LG ENS
Elia D'ACREMONT	Maître de conférence, ISTeP
Carole PETIT	Professeur des universités, Géoazur, UCA
Jacques DÉVERCHÈRE	Professeur des universités, LGO, UBO-IUEM, Directeur de thèse
David GRAINDORGE	Maître de conférence, LGO, UBO-IUEM, co-encadrant

Invité(e)s

Anne DOMZIG	spécialiste en géologie structurale Petronas
Frauke KLINGELHOEFER	chercheur, GM, IFREMER, co-encadrante
Mourad MEDAOURI	chercheur, SONATRACH

Remerciements

Ma scolarité à peine entamée, j'ai toujours eu comme objectif de m'orienter vers la Recherche, ce qui m'a conduit jusqu'à cette thèse. Par ces quelques lignes je souhaite remercier tous ceux sans qui je n'y serais pas parvenu et qui m'ont soutenu en toute connaissance de ma différence.

Merci à Jacques Déverchère, qui fut mon professeur dans la licence de Biologie Science de la Terre à l'UBO et le master de Géosciences Marines à l'IUEM, mon directeur de jury de stage de Master 1, et enfin mon directeur de thèse. Merci de m'avoir choisi pour ce sujet de thèse, m'avoir aidé et conseillé durant ces années.

Merci également à David Graindorge, qui m'a lui aussi accompagné tout au long de cette route, aidé et conseillé, notamment sur l'utilisation de Kingdom et la méthodologie de travail.

Merci aussi à Frauke Klingelhoefer, qui m'a également beaucoup aidé dans cette thèse, comme mes autres co-encadrants, mais qui a aussi été ma directrice de stage en Master 1, consacré à l'étude des remontées de fluide dans les sédiments le long de la marge algérienne.

Merci à Matthias Delescluse et Johana Ramirez-Bernal, qui ont constitué mon comité de suivi, pour leurs avis et leurs recommandations.

Merci à Elia D'Acremont et Carole Petit d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce manuscrit, et **merci** à Marc-André Gutsher et Matthias Delescluse, examinateurs de mon jury de thèse, ainsi qu'à Anne Domzig, et Mourad Medaouri qui y participent également en tant qu'invités.

Merci à Mourad Medaouri, Mohamed Arab, Juan I. Soto et Marie-Odile Beslier qui m'ont aidé à compléter mon jeu de données, à améliorer l'interprétation du sel et ont apporté un point de vue extérieur sur ce travail.

Merci à Shaza Haïdar, camarade doctorante avec qui j'ai partagé mon bureau à l'IUEM, qui travaillait sur un sujet voisin du mien, à savoir l'ouverture du bassin algérien. Je n'oublierais pas toutes ces fois où nous nous sommes entraidés, pas plus que le fait que nous nous sommes soutenus mutuellement dans les pires moments.

Plus généralement, **Merci** à toute l'équipe des doctorants de l'IUEM pour ces conversations passionnées, ces échanges intéressants, bref, l'ambiance qui a caractérisée la vie à l'IUEM, tout au moins jusqu'à ce que le Covid s'en mêle…

Merci à toutes les personnes impliquées dans le projet SPIRAL, qu'elles viennent du CRAAG, de la DGRST, du CNRS, de l'IFREMER, des universités de Brest et de Nice, ou encore de la Sonatrach. Sans eux, ce sujet de thèse n'aurait pas existé.

Merci également au Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche qui a financé cette thèse au titre du handicap, ainsi qu'au programme TelluS CNRS/INSU qui nous a apporté une aide financière supplémentaire.

Merci également à Philippe Marion, professeur retraité de l'ENSG-UL qui, il y a des années, a pris le temps de parler avec un enfant avide de connaissances qu'il avait croisé au musée de la Forêt Fossile à la Grand Combe, près d'Alès.

Merci à Muriel Vidal, professeur de paléontologie à l'UBO, pour ses encouragements bienveillants alors que je songeais à m'inscrire dans le master de Géosciences Marines à l'IUEM.

Merci à Mme Burlot, ergothérapeute, sans qui je n'aurais pas pu arriver où j'en suis.

Merci à Mr Boudarène, très efficace et très sympathique ex-Responsable du service handiversité de l'UBO, aujourd'hui retraité.

Et enfin, un grand, un immense **MERCI** à ma famille.
Merci à mes parents, toujours présents pour me soutenir, même dans les pires moment. **Merci** à ma grand-mère, qui m'aura soutenu dans mon projet pendant près d'un quart de siècle, mais qui n'aura finalement pas vécu assez longtemps pour voir la fin de cette aventure… Mamie, pour ma soutenance, j'ai porté la veste de costume que tu m'avais offerte à cette intention.

Table des matières

Remerciements.....2
Liste des figures :.....7
Liste des tableaux.....23
Préambule - Avant-propos.....25
0.1. Initiation de subduction: Définition, intérêt, questionnements, enjeux.....25
0.2 Plan du manuscrit.....27
PARTIE A: INTRODUCTION GENERALE.....29
Chapitre 1: Contexte géologique et géodynamique des marges.....30
1.1 – Problématique de l'inversion des marges passives.....30
1.1.1 – Transition entre marge passive et marge active.....30
1.1.2 – Le cas des marges STEP.....33
1.1.3 – Inversion tectonique, révélatrice des propriétés rhéologiques des lithosphères océaniques et continentales.....35
1.2- Etudes de cas: marges en inversion ou subduction juvénile.....37
1.2.1- La marge Cantabrique : un exemple de subduction figée à un stade juvénile ?.....37
1.2.1.1 Introduction.....37
1.2.1.2 Caractéristiques et formation de la marge Cantabrique.....37
1.2.1.3 Structures d'inversion de la marge Cantabrique.....39
1.2.1.4 Evolution de la marge Cantabrique face à la convergence.....42
1.2.1.5 Déformations actuelles de la marge Cantabrique.....43
1.2.1.6 Conclusions sur la marge Cantabrique.....44
1.2.2- La marge nord-Tyrrhénienne : un cas similaire au voisinage de la marge algérienne…45
1.2.2.1 Introduction.....45
1.2.2.2 contexte géologique.....46
1.2.2.3 Les marqueurs de l'inversion.....48
1.2.2.4 Conclusion.....51
1.2.3- Les Bétiques et la marge sud-ibérique : L'extension Nord-Ouest de la marge algérienne 52
1.2.3.1 Introduction.....52
1.2.3.2 Origine et structure du bassin d'Alboran.....52
1.2.3.3 Evolution régionale face à la convergence continentale.....53
1.2.3.4 Conclusion.....57
1.2.4- La mer du Japon : un bassin arrière-arc à un stade précoce d'inversion.....58
1.2.4.1 Introduction.....58
1.2.4.2 Formation, structure et évolution récente de la mer du Japon.....58
1.2.4.3 Déformation dans le bassin de Tsushima.....59
1.2.4.4 Déformations dans le bassin du Yamato et l'est du bassin du Japon.....61
1.2.4.5 Conclusion.....62
1.3- Synthèse: caractéristiques des marges passives inversées et facteurs de contrôle.....63
Chapitre 2: Contexte géologique de la marge Algérienne (état de l'art).....66
2.1- Histoire du bassin algérien.....66

2.1.1 Géodynamique Téthysienne....66
2.1.2 Cinématique finie en Méditerranée Occidentale....67
2.2 La crise de salinité messinienne....69
2.2.1 La crise et ses origines....70
2.2.2 Implications en termes de dépôts et d'interprétation....74
2.3 Structures géologiques héritées....76
2.3.1. Morphostructures terrestres et sous-marines....76
2.3.2. Grandes unités géologiques à terre et en mer....78
2.3.3. Grandes structures géologiques (failles, plis, dont failles actives)....79
2.4 Sismotectonique....83
2.4.1 Quantification de la convergence Afrique-Eurasie (géodésie spatiale)....83
2.4.2 Sismicité historique et instrumentale et déformation active....87
2.4.3 Conclusion sur la déformation active en Algérie....88
PARTIE B: DONNEES ET METHODOLOGIE....89
Chapitre 3: Présentation des données utilisées....90
3.1 Données sismiques....90
3.1.1 Campagnes et coupes sismiques SPIRAL....91
3.1.2 Lignes industrielles récentes....94
3.1.3 Lignes industrielles anciennes (années 70)....96
3.1.4 Campagnes et coupes sismiques MARADJA....96
3.1.5 Caractéristiques du maillage constitué par les différents jeux de données....97
3.2 Autres données géophysiques utilisées....98
3.2.1 Magnétisme....98
3.2.2 Gravimétrie....99
3.2.3 Géodésie....101
3.2.4 Mécanismes au foyer....101
Chapitre 4: Méthodes d'analyse....102
4.1 Horizons Sismiques....102
4.2 Stratégie d'analyse....104
4.2.1 Flexion et flambage....104
4.2.2 Plis et failles....107
4.3 Méthode d'interpolation et d'interprétation de l'imagerie sismique....108
4.3.1 Construction des croisements....108
4.3.2 Prise en compte des perturbations liées au diapirisme salifère....110
4.4 Conversion en profondeur des profils sismiques....110
4.4.1 Pourquoi convertir en profondeur....110
4.4.2 Procédure de conversion....111
4.4.2.1 Outils....111
4.4.2.2 Modèle de vitesse....113
4.4.3 Processus itératif entre interprétation et conversion....115
PARTIE C : RÉSULTATS ET DISCUSSION....118
Chapitre 5: Résultats....119
5.1 Article....119
5.1.1 résumé de l'article....119

5.1.2 article : « Ongoing Inversion of a Passive Margin: Spatial Variability of Strain Markers Along the Algerian Margin and Basin (Mediterranean Sea) and Seismotectonic Implications » 120

5.2 Compléments aux résultats sur la flexion....145
5.2.1 Raccourcissement horizontal....145
5.2.1.1 Introduction....145
5.2.1.2 Principe de calcul....145
Chapitre 6: Discussion des résultats....150
6.1 Flexion et flambage....150
6.1.1 Taux de raccourcissement élastique et déformations régionales....151
6.1.2 Flexion et flambage: répartition....156
6.1.3 Comparaison avec le cas de la mer du Japon....161
6.1.4 Flexion crustale ou lithosphérique ?....163
6.1.5 Conclusions sur la flexion....164
6.2 Failles....166
6.2.1 Segmentation longitudinale des systèmes faillés....166
6.2.2 Magnitudes maximales et implications concernant le risque sismique au large de l'Algérie....169
6.3. Bilan sur le raccourcissement....172
6.4. Retour sur les modèles....174
6.5. Comparaisons avec la marge Nord-Ibérique....177
6.5.1 L'Algérie et la subduction Marge Océanique / Croûte continentale inférieure....177
6.5.2 Gradient de déformation entre les marges sud-ibériques et ouest-algérienne....180
PARTIE D :....182
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES....182
Conclusions....183
Perspectives....186
Bibliographie....189
Annexes....207

Liste des figures :

Figure 0-1 : *Les différentes zones d'étude du projet SPIRAL*

.....26

Figure 1-1 : *Corrélation entre l'épaisseur élastique (Te) et le rapport age/température de la lithosphère océanique, d'après Burov (2011). Te augmente en fonction de l'age thermique de la lithosphère océanique, ce qui rend la flexion de celle-ci de plus en plus difficile. Cette augmentation est particulièrement rapide dans les premiers millions d'années, avec un isotherme 500°c qui passe de quelques kilomètres de profondeur à près de 20 km en 20 Ma.*

.....31

Figure 1-2 : *Illustration de la flexion lithosphérique et des facteurs qui la contrôlent, avec notamment la distribution des contraintes de déformation (σxx, εxx) avec w la déflection verticale de la plaque, V0 de coupe, M0 le moment aux limites, Te l'épaisseur élastique.*
La flexion lithosphérique traduit l'effet conjugué sur une plaque tectonique de la gravité, des mouvements aux limites de la plaque et des forces s'exerçant sur celle-ci. Il s'agit d'un des modes de déformation lithosphérique les plus répandus. D'après Burov (2011).

.....33

Figure 1-3 : *Représentation schématique du mouvement des plaques le long d'une faille STEP. A : situation initiale avec un domaine continental adjacent à à domaine océanique faisant partie de sa plaque tectonique. Le point noir indique la position de l'extrémité de la faille STEP. B : la faille STEP s'est propagée, permettant la séparation des croûtes océaniques et continentales. La croûte océanique est alors partie en subduction et le front de subduction a avancé. Modifié d'après Gallais et al. (2013).*

.....34

Figure 1-4 : *Carte de la Méditerranée occidentale montrant la position des principales failles "STEP-faults" (en rouge). D'après Haidar et al. (2021, soumis), Badji et al. (2015), de Lis Mancilla et al. (2018), Loreto et al.(2021)*

.....35

Figure (1-5): *D'après Pedreira et al. (2015). Les données évoquées ici proviennent essentiellement des campagnes océanographiques MARCONI-1, ESCIN-4 et IAM-12.*
La mention LDB indique l'emplacement du banc Le Danois.

.....38

Figure 1-6 : *Zoom sur la pente continentale et la plaine abyssale le long du profil ESCIN-4 (**cf Figure 1-5**), modifié d'après Gallastegui et al. (2002). La figure montre une vue en temps double du bassin (a) et de la plate-forme et de son talus continental (b). On remarquera notamment la présence de plissements et de failles sur la plate-forme, ainsi qu'une importante succession de failles dans le pied de pente, incluant un décalage vertical.*

.....39

Figure 1-7 : *Structures imagées par le profil de vitesse des ondes à partir des données collectées sur le transect Marconi 01 (D'après Ruiz et al., 2017).*

.....40

Figure 1-8 : *Interprétation d'une partie du profil MARCONI L-5 présentant le talus de la marge nord-ibérique et son ancien prisme d'accrétion. On remarquera notamment la présence de bassins flexuraux anciens repris dans le prisme qui se propage et l'existence d'une dernière faille au déplacement faible. Identifiée comme la plus jeune par les auteurs, elle est considérée comme la marque d'une écaille de détachement qui commençait sa formation quand la compression s'est arrêtée. D'après Fernández-Viejo et al., (2010).*

.....41

Figure 1-9 : *Schéma simplifié de l'évolution de la marge ibérique pendant l'orogenèse Pyrénéenne le long du profil MARCONI-1. D'après Pedreira et al. (2015).*

.....43

Figure 1-10 : *Vitesses mesurées par GPS, dans un référentiel Eurasie fixe (d'après Serpelloni et al., 2010). On remarquera l'existence d'un gradient de vitesse le long de la côte Nord de la Sicile, avec 3 mm/an à l'ouest et jusqu'à 7 mm/an à l'est.*

.....46

Figure 1-11 : *Schéma de la rotation des blocs de la marge Sicilienne face à l'activité de la faille STEP de Drepano. D'après Filomena Loreto et al. (2021).*
(A) début de la déformation Pliocène. (B) fin du Pliocène. (C) fin de la déformation Quaternaire. Les polygones bleus marquent les bassins sédimentaires. (D) Montre les contraintes calculées d'après les données GPS, avec les flèches noires indiquant un raccourcissement et les blanches une extension.

.....47

Figure 1-12 : *Carte de la Sicile et de la Calabrienne. On observera notamment la transition d'une zone de compression à l'ouest à une zone d'extension arrière arc à l'est, avec une zone de transition au milieu, le tout le long de la seule côte sud-Tyrrhénienne. D'après Cuffaro et al. (2009).*

.....28

Figure 1-13 : *Carte des mécanismes au foyer des séismes de magnitude supérieure à 4 au nord de la Sicile. On observe l'alignement d'un nombre important de mécanismes en compression le long d'un axe ouest/est.. D'après Billi et al. (2007).*

.....49

Figure 1-14 : *Carte des failles identifiées le long de la marge nord-sicilienne et de leurs mouvements actuels.On remarquera notamment que les failles actuelles (traits blancs continus) recoupent l'ancienne faille de Drepano (en pointillés). D'après Billi et al. (2007).*

.....50

Figure 1-15 : *Carte géologique simplifiée du bassin Alboran et des régions avoisinantes, d'après Giaconia et al. (2015)*

.....53

Figure 1-16 : *Carte et coupe des mécanismes aux foyers du sud-est de l'Ibérie, d'après Ruiz-Constan et al. (2011). Les clusters jaunes, oranges et rouges sont associés à l'ancien slab téthysien, tandis que le cluster vert correspond à des séismes de surface, influencés à la fois par la rupture du slab, en profondeur, mais aussi par la contrainte compressive exercées par l'Eurasie et l'Afrique, et les déplacements est-ouest que celle-ci induit dans la région.*

.....54

Figure 1-17 : *Champs de vitesse GPS de la déformation actuelle de la croûte Ibérique et du nord du Maroc, dans un référentiel Eurasie Fixée. D'après Khazaradze et al. (2014).*

.....55

Figure 1-18 : *Modifié d'après Giaconia et al. (2015). En haut, carte des structures actives en lien avec la compression Eurasie/Afrique.*
En bas, la faille d'Abubacer, étudiée par Giaconia et al. (2015), et dont la position est en rouge sur la carte.

.....56

Figure 1.-19 : *Sismicité le long de la marge Est de l'Eurasie (d'après Choi et al., 2012). Les principales structures tectoniques sont indiquées par leurs initiales anglaises :*
le bassin du Japon (JB), avec le Plateau Nord-Coréen (NP) ; le Haut du Yamato (YR) et Banc d'Oki (OB), fragments de croûte continentale qui séparent les bassins; le bassin de Tsushima, avec ses différentes région : Plateau sud-Coréen (SP), Banc de Hupo (HB), Bassin d'Ulleung (UB); et le Bassin du Yamato (YB).

.....59

Figure 1-20 : *Modifié d'après Kim et al. (2018). (A) profil sismique de la marge Sud-Coréenne et (B) zoom sur le pied du talus continental, où les auteurs proposent l'existence d'une faille liée à l'inversion du bassin. SS : sédiment sin-rift, MPS : sédiments post-rift, UPS : sédiment post-rifts récents affectés par l'inversion. On remarquera une oscillation des dépôts sédimentaires. (C) Carte des anomalies gravimétriques de la marge Sud-Coréenne montrant la présence d'une anomalie en pied de marge, en lien avec l'inversion du bassin. (D) Carte des épaisseurs de dépôts d'UPS, montrant l'existence de deux bassins séparés par une zone avec peu de dépôts, ce qui correspond à une oscillation de la croûte.*

.....60

Figure 1-21 : *En haut, section sismique convertie en profondeur de la ligne EMJS205. Les lignes rouges marquent les failles inverses et les lignes noires les failles normales. Modifié d'après No et al. (2014). En bas à droite, extrait de la section avec une rampe crustale proposée d'après l'étude de la section sismique et les épicentres de séismes. En bas à gauche, carte de la mer du Japon localisant en noir le profil EMJS205.*

.....61

Figure 1-22 : *Schéma synthétique des déformations associées à l'inversion d'une marge.*
La lithosphère océanique développe une flexion. Cette flexion peut être de grande longueur d'onde (nommée ci-après DCF) ou de courte longueur d'onde (nommée ci-après flambage). Plusieurs longueurs d'ondes de flexion peuvent se superposer.
Inversement, la marge océanique sera redressée.
Des failles se développent également dans le pied de marge et se propagent possiblement vers le bassin. Ces failles peuvent soulever des blocs crustaux, ou bien conduire à un début d'empilement d'écailles sédimentaires.

.....65

Figure 2-1 : *Reconstitution des bassins océaniques néotéthysiens au crétacé, ainsi que des continents environnants. AT, Alpine Tethys; ADR, Adria; B, Briançonnais; BSB, Black Sea Basin; ITO, Inner Tauride Ocean; LS, Labrador Sea; MA, Madagascar; MP, Menderes Platform; NEAO, NE Atlantic Ocean; NNT, Northern Neotethys; PL, Pelagonia; SAP, South Armenian Platform; SNT, Southern Neotethys; TP, Tauride Platform; VO, Vardar Ocean; ZT, Zhongba Terrane. Modifié d'après Dilek et Furnes (2019)*

.....66

Figure 2-2 : *Schéma structural de la Méditerranée horizontale, d'après Leprêtre et al. (2018). On observera notamment les différentes unités alpines présentes en Algérie, avec les Kabylies qui constituent les zones internes et le Tell-Atlas les zones externes. L'Atlas Saharien est une structure intra-plaque dont la formation a commencé à une époque plus ancienne mais qui accommode toujours une partie du raccourcissement.*

.....68

Figure 2-3 : *Carte de la jonction entre l'Atlantique et la Méditerranée à la fin du Miocène et au Pliocène. Les flèches bleues représentent les paléocourants identifiés dans la littérature (ex : Martin et al., 2014 ; Capella et al., 2018) L'arc volcanique est-alboran pourrait avoir créé un système d'iles interconnectées au Messinien (Booth-Rea et al., 2016). Le détroit de Gibraltar est ici présenté comme étant la dernière connexion entre l'Atlantique et la Méditerrannée au Messinien. D'après Krijgsman et al., 2018.*

.....71

Figure 2-4 : *Distribution actuelle des évaporites messiniennes, ainsi que des fronts orogéniques, marges passives et principales failles transformantes. Les dépôts de gypse sont caractéristiques des plates-formes continentales peu profondes. Le gypse et la halite indiférenciés correspondent aux bassins Est de la méditerrannée qui se sont asséchés rapidement avec la baisse de l'apport d'eau en provenance de l'atlantique. La trilogie gypse/halite/gypse est observée dans les bassins Ouest et correspond à la décantation du sel de ces bassins sur-saturés.. D'après Roveri et al. (2014).*

.....72

Figure 2-5 : *Baisse progressive du niveau d'eau engendrant la fermeture des seuils, suite à la réduction de l'apport en eau provenant de l'atlantique. D'après Ryan (2009).*

.....73

Figure 2-6 : *Représentation schématique des unités messiniennes au niveau d'un diapir (à gauche) et extrait de session sismique montrant les unités messiniennes peu perturbées(à droite). De bas en haut, la Lower Messinian Unit n'est pas séparée des unités pré-messiniennes par un réflecteur marqué. Son toit est la base du sel, et est donc particulièrement repérable. Cet horizon est le plus ancien horizon post-ouverture du bassin visible sur toute la marge, et est donc supposé avoir été plat au moment de son dépôt. Cependant, son interprétation nécessite la prise en compte des effets pull-up liés aux diapirs. La Mobile Unit, ou unité salifère, est responsable du diapirisme observé tout le long de la marge algérienne. Ce diapirisme peut refléter les déformations des horizons plus profonds, mais aussi les masquer ou les déformer. La Upper Unit est la dernière unité messinienne. C'est un horizon remarquable, mais dont l'interprétation ne reflète pas seulement la déformation du bassin, mais également le diapirisme de la Mobile Unit sous-jacente.*
Ces unités sont recouvertes par une épaisseur variable de sédiments post-messinien, dépendamment de la région et du diapirisme.

.....75

Figure 2-7 : *Synthèse des structures géologiques du nord de l'Algérie. 2 à 3 accidents majeurs (traits rouges) délimitent 2 à 3 unités. La plaque africaine est affectée par une déformation interne au niveau de l'Atlas; en lien avec des chevauchements. Une suture océanique est présente sur une partie de la marge, au niveau des blocs de Grande et Petite Kabylies. L'ensemble de la marge algérienne présente des structures d'étirement liés à la croûte transitionnelle. Cependant, cette croûte transitionnelle a été affectée par l'ouverture du bassin triangulaire Est, et plus encore par la formation de Step-Fault le long de la bordure des bassins Centre et Ouest, en lien avec le recul du slab téthysien et la mise en place du bloc d'Alboran. Cette Step-Fault (Badji et al., 2015) met en contact la croûte néoformée du bassin algérien et des portions résiduelles de croûte transitionnelle. La longueur de croûte transitionnelle préservée est plus importante au Centre qu'à l'Ouest. La marge et le bassin ont été localement affectés par le volcanisme lié à la rupture du slab téthysien après la collision entre l'Afrique et les Kabylies (Carminati et al., 1998; Maury et al., 2000; Chazot et al., 2017). Les unités messiniennes constituent un bonne part du remplissage du bassin, avec la LU et les sédiments plus anciens qui remplissent les irrégularités du socle, la MU, responsable du diapirisme, la UU qui marque la fin de la crise messinienne, et la CU qui occupe le pied de marge (Lofi et al., 2011, 2018).*

.....76

Figure 2-8 : *Carte topographique de l'Algérie réalisée à partir des données EMODNET (bathymétrie) et ETOPO 2 (relief). Les traits rouges marquent l'emplacement des STEP-Faults et les traits bleus la suture des Kabylies*

.....77

Figure 2-9 : *Coupes de la marge Algérienne et du Tell-Rif, modifiée d'après Leprêtre (2018). La coupe A se situe à proximité de Mostaganem et la coupe B représente le secteur de Collo. On remarquera sur la section A une transition océan/continent abrupte dans laquelle aucune déformation n'est proposée. Sur la section B, des déformations sont proposées dans le pied de marge, mais leur géométrie demeure mal contrainte.*

.....82

Figure 2-10 : *Synthèse des déplacements mesurés par GPS en référentiel Eurasie Fixe, d'après Serpelloni et al. (2007) (en rouge), Koulali et al. (2011) (en jaune), Bougrine et al. (2019) (en bleu) et Bahrouni et al. (2020) (en noir). D'après Bahrouni et al. (2020).*

.....83

Figure 2-11 : *D'après Bougrine et al. (2019). Interprétation tectonique du champ de contrainte GPS. Les lignes noires continues représentent les principales failles actives. les nombres indiquent le mouvement horizontal en mm/an. Les flèches à la base de l'image indiquent la convergence relative entre Afrique et Eurasie. Les hachures grises correspondent à une zone de raccourcissement possible selon le modèle considéré. OFS = offshore fault system, AR = Alboran ridge, YF = Yussuf fault, GNC = Ghardimaou – North Constantine fault.*

.....84

Figure 2-12 : *Champ de contrainte géodésique d'après Sparacino et al. (2020). Les flèches rouges et bleues représentent respectivement la plus grande contrainte horizontale extensive et compressive. On remarquera au niveau des côtes algériennes une dominante compressive, néanmoins bien moins prononcée au niveau de la marge ouest.*

.....85

Figure 2-13 : *Interprétation des blocs accommodant la déformation au nord de l'Algérie. D'après les auteurs, le bloc Ouest-Atlas se déplace conjointement avec le reste de l'Algérie. D'après Bougrine et al. (2019).*

.....86

Figure 2-14 : *Mécanismes au foyer pour les séismes de magnitude supérieure à 5 et de profondeur inférieure à 40 km survenus entre 1950 et 2015, à travers le Maghreb et le sud de l'Ibérie. La taille est proportionnelle à la magnitude. D'après Ousadou et Bezzeghoud (2019)*

.....87

Figure 3-1 : *Exemple d'une ligne Spiral interprétée.*

.....91

Figure 3-2 : *Séquence de traitement initialement appliquée sur l'Atalante (logiciel geocluster). Les étapes encadrées en vert correspondent à du contrôle qualité ou à des étapes intermédiaires. Les étapes en rouge constituent le cœur du traitement. D'après Leprêtre (2012).*

.....93

Figure 3-3 : *Exemple d'une ligne WG interprétée.*

.....94

Figure 3-4 : *Extrait non interprété d'une section sismique temps double ancienne imageant jusqu'au socle*

.....96

Figure 3-5 : *Carte des anomalies magnétiques du bassin algérien avec l'interprétation proposée par Medaouri (2014) mettant en évidence la segmentation de la marge avec notamment deux Step-faults identifiables dans les données magnétiques, de même que la ride d'Hannibal et un bassin triangulaire à l'est. D'après Medaouri (2014)*

.....98

Figure 3-6 : ***(a)*** *anomalies de Bouguer dans l'ouest du bassin algérien, d'après Medaouri et al. (2014),* ***(b)*** *Anomalies de Bouguer dans le secteur d'Annaba, d'après Bouyahiaoui (2014) et* ***(c)*** *anomalie de Bouguer dans le secteur de Jijel, d'après Mihoubi (2014).*

.....100

Figure 4-1 : *Structures sismiques liées au sel.* ***(gauche)*** *diapir déformant les horizons* ***(droite)*** *rampe dans le sel.*

.....104

Figure 4-2 : *extrait de section sismique montrant le faciès des Complex Units sur une section convertie en profondeur*

.....104

Figure 4-3 : *Représentation schématique de l'impacte sur un horizon des différents modes de flexion observables le long de la marge algérienne.* ***(a)*** *DCF,* ***(b)*** *Flambage,* ***(c)*** *combinaison des deux modes précédents*

.....106

Figure 4-4 : *Bassin asymétrique causé par une faille sous-jacente (extrait de la ligne sismique 6 de l'article, section 5.1).*

.....108

Figure 4-5 : *Extrait de l'interface de Kingdom Seismic Software montrant deux sections sismiques en temps double au niveau de leur croisement.*

.....109

Figure 4-6 : *À gauche extrait d'une ligne sismique montrant un diapir (trait jaune) dont l'interprétation prend en compte l'effet pull-up sur les horizons situés plus bas. à droite, cette même section convertie en profondeur. Le diapir y engendre une perturbation des horizons situés en dessous. Une interprétation du diapir basée uniquement sur l'interprétation des faciès sismiques en temps double ne permet donc pas de bien restituer la géométrie des horizons inférieurs, justement parce que le diapir déforme ou masque les faciès sismiques situés en dessous.*
Dans le cas présenté ici, l'effet pull-up sur l'horizon violet (base de la MU) est sous-estimé. Il faudrait davantage remonter cet horizon à l'intérieur de la zone bruitée.

.....110

Figure 4-7 : *Interface de conversion en profondeur de Kingdom Suite© seismic and geological interpretation software 2015. Dans la colonne de gauche se trouve la liste des horizons disponibles. Dans la colonnes de droite, les horizons sélectionnés comme repères et la vitesse qui leur est attribuée.*

.....112

Figure 4-8 : *Sur la page ci-après, extrait de la section 5 de l'article (WG116) située au large de Jijel, d'après Bouyahiaoui et al. (2014). (a) l'interprétation tirée de la bibliographie, en temps double. (b) l'interprétation proposée ici. (c) la version convertie en profondeur. Un line-drawing interprétatif est visible dans la* ***Figure 7*** *de l'article (section 5.1).*

.....115-116

Figure 4-9 : *Extraits de la section 6 de l'article (section 5.1) située au large d'Annaba. A gauche, l'interprétation tirée de la bibliographie, en temps double, d'après Ara et al. (2015). Au milieu, l'interprétation présentée dans ce travail en profondeur (exagération verticale x5). En bas, un extrait d'une section similaire sur la marge centrale, en profondeur (exagération verticale x5), déjà identifiée comme une accumulation sédimentaire dans les travaux précédents.*

.....117

Figure 1 de l'article : *Simplified tectonic sketch of the south-western Mediterranean basins and margins. Blue lines represent the limit between internal and external zones and dark-red lines is the Tell-Rif front. Bright-red lines is a schematic representation of subsurface active faults, redrawn after Yelles-Chaouche et al. (2006), Cattaneo et al. (2010), Giaconia et al. (2015), Rabaute and Chamot-Rooke (2015), Soumaya et al. (2018), and Gaidi et al. (2020). GPS vectors and their associated errors are taken from Bougrine et al. (2019). Circles are M > 4.5 earthquakes taken from the U.S. Geological Survey (2021). YF marks the position of the Yusuf Fault, a notable structure that accommodates the deformation at the transition between the Alboran and the Algerian basins. See text for details.*

.....123

Figure 2 de l'article : *Bathymetry and topography of the Algerian margin, along with the seismic sections which have been depth-converted. Numbered and overlined with red dashes refer to seismic sections partly displayed in this study (see Figures 4–8). Circles are M > 4.5 earthquakes taken from the U.S. Geological Survey (2021).*

.....124

Figure 3 de l'article : *Seismic section 1 (Mostaganem) as a depth-converted line drawing. No vertical exaggeration is present. Major horizons and faults are identified. No major asymmetric basins are identified on this section. The two insets display raw depth-converted extractions of the seismic line. Downward pointing arrow locates the ocean-continent transition.*

.....125

Figure 4 de l'article : *A comparison of the seismic facies identified on SPIRAL* ***(left)*** *and industrial* ***(right)*** *sections in the deep Algerian basin. Vertical scales are in two-way-travel time and velocities in m/s. Velocity law modified after Leprêtre (2012); Bouyahiaoui (2014), Mihoubi (2014); Arab (2016), and Aïdi et al. (2018).*

.....125

Figure 5 de l'article : *Extraction of Section 5 (East Jijel, Lesser Kabylia, Figure 2) without* ***(A)*** *or with* ***(B)*** *depth conversion and how it modifies the perception of the true geometry of the faults and of the seismic reflectors of the margin.*

.....126

Figure 6 de l'article : ***(Right)*** *Seismic Section 2 (Tipaza) as a depth-converted line drawing. No vertical exaggeration is present and faults are identified, as well as major asymmetric basins. The inset displays a raw depth-converted extraction of the seismic line.* ***(Left)*** *Seismic Section 3* ***(Greater Kabylia)*** *as a line drawing. No vertical exaggeration. Major horizons and faults are identified, as well as major asymmetric basins. Inset displays a raw depth-converted extraction of the seismic line. The inset on the second line is an extraction of the two-way-time section provided to better evidence faults-related shifts and the deformation of the sediments. Light green unit in the margin corresponds to the Messinian Complex unit (CU) coeval to UU and deposited in response to the major sea level drop of the Messinian Salinity Crisis. Stretched black triangles underline post-Messinian depocenters of sub-basins and their potential asymmetry (wedge-shaped sedimentary units or growth strata) which is assumed to evidence a tectonic control by underlying blind flat-ramp thrusts. Downward pointing arrows locate the ocean-continent transition.*

.....129

Figure 7 de l'article : *Seismic Section 4 (southern half of the seismic section only) and 5 (continental margin only)* ***off Jijel****, as depth-converted line drawings. No vertical exaggeration is present. Major horizons and faults are identified, as well as major asymmetric basins. Section 4 evidences the flexure of the basin; its reduced length is due to both the great length of the profile and the absence of any significant geological feature on the second half of the profile with the exception of the global deepening of the horizons toward the margin. Section 5 resolution is higher than the one of Section 4 and goes further onto the continental margin, but it is also shorter and has thus been integrated only to display the faulting system. Light green unit in the margin corresponds to the Complex unit (CU) coeval to UU and deposited in response to the major sea level drop of the Messinian Salinity Crisis. Stretched triangle: same as Figure 6. Downward pointing arrow locates the.*

.....130

Figure 8 de l'article : *Seismic Section 6 (Annaba) as a depth-converted line drawing. No vertical exaggeration. Major horizons and faults are identified, as well as major asymmetric basins. The insets display the raw depth-converted sections of the corresponding boxes. The inset on the second line is an extraction of the two-way-time section provided to better evidence faults-related shifts and the deformation of the sediments. Light green unit in the margin corresponds to the Messinian Complex unit (CU) coeval to UU and deposited in response to the major sea level drop of the Messinian Salinity Crisis. Stretched triangles: same as Figure 6. Downward pointing arrow locates the ocean-continent transition.*

.....131

Figure 9 de l'article : *Interpolated depth map of* ***(A)*** *upper unit top and* ***(B)*** *Mobile Unit base in the offshore domain. Main geological limits and active or inherited faults are plotted. Active thrust faults mapped here result from interpolation between the black dots which locate the direct or indirect imaging of faulting activity (close to the top of the basement) on seismic sections. In* ***(A,B)****, fault segments with the highest density of black dots are considered as the most reliable and are shown as continuous lines, while other segments are interpolated on longer distances and are shown as dotted curves (see text for details). HH marks the position of the Hannibal High.*

.....132

Figure 10 de l'article : *Interpolated depth map of acoustic basement in the offshore domain* ***(A)****. Main geological limits and active or inherited faults are plotted. Active thrust faults mapped here result from interpolation between the black dots which locate the direct or indirect imaging of faulting activity (close to the top of the basement) on seismic sections. For comparison,* ***(B)*** *displays offshore reduced-to-the-pole magnetic anomalies (Medaouri, 2014) superimposed with the same structural sketch as above. HH marks the position of the Hannibal High. In* ***(A,B)****, fault segments with the highest density of black dots are considered as the most reliable and are shown as continuous lines, while other segments are interpolated on longer distances and are shown as dotted curves (see text for details).*

.....133

Figure 11 de l'article : *Synthetic structural sketch of the Algerian margin displaying adjustments to already published fault systems based on the present work. Fault F4 is only partly shown on this map.*

.....134

Figure 5-1 : *Synthèse des vitesses de raccourcissement par déformation élastique continue dans le bassin algérien. Les flèches noires représentent les vecteurs GPS en référence à l'Eurasie, d'après Bougrine et al. (2019) pour l'Algérie, Palano et al. (2015) et Koulali et al. (2017) pour l'Ibérie et les Baléares. Les chiffres en rouge représentent les raccourcissements dus à la déformation élastique continue dans le bassin algérien d'après les profils sismiques (traits rouges) convertis en profondeur (en mm/an). La valeur indiquée en Ibérie correspond à une vitesse de raccourcissement sur les derniers 7 à 8 Ma liée à une faille inverse majeure identifiée au pied de la marge espagnole (Giaconia et al., 2015). Cette carte ne prend pas en compte les raccourcissements liés aux failles actives de la marge algérienne. La bathymétrie (source EMODnet) et la profondeur du toit du sel sont également représentés.*

.....149

Figure 6-1 : ***(a)*** *représentation schématique, d'une marge passive,* ***(b)*** *affectée par une flexion (à gauche) et un flambage (à droite) se développant à partir d'une lithosphère non déformée. L'action de la contrainte compressive provoque une déformation dans la croute et/ou la lithosphère. Dans le cas de la flexion, la déformation se focalise sur un point unique, et le ploiement des structures se fait sur une grande longueur d'onde. Dans le cas du flambage, des oscillations à plus courte longueur d'onde se développent.* ***(c)*** *Lorsque la contrainte persiste et que la déformation se poursuit, elle aboutit à la formation de structures faillées dans le ou les points d'inflexion de la déformation.* ***(d)*** *Dans les deux cas, si le processus se poursuit il aboutira au développement d'une subduction.*

.....151

Figure 6-2 : *Carte présentant les déplacements GPS de la région (seul un nombre de points limité est utilisé par souci de lisibilité), ainsi que les lignes sismiques représentatives utilisées pour l'analyse de la flexion. La limite du domaine océanique dans le bassin algérien est représentée par un trait noir. La ligne rouge sombre correspond à la limite entre les blocs Corso/Sarde, Péloritain et Calabre, et les blocs Baléares, Kabyles et Alboran. Les pointillés rouge sombre marquent les STEP-faults du bassin Algéro-Baléarique.*

.....152

Figure 6-3 : *Horizons du Toit du Socle (haut), de la Base du Sel (milieu) et du toit du Socle (bas) des lignes sismiques types de chaque zone (lignes 1 à 6 de l'article). Les graduations sont en kilomètres, avec une exagération verticale de x4. Les profils ont été alignés sur la transition océan/continent, matérialisée par une flèche noire.*
On remarquera que la flexion des horizons est moins marquée sur la marge Ouest et presque inexistante sur la marge Centre-Ouest.
Inversement, les marges Est et Centre-Est présentent la flexion la plus marquée. Les sections représentatives des zones Centre, Centre-Est et Est permettent d'observer les décrochements liés aux failles dans la marge.

.....157

Figure 6-4 : *Carte de la mer du Japon. Les lignes rouges identifient les lignes sismiques pénétrantes publiées prises en compte dans cette analyse, les lignes violettes des lignes sismique à faible pénétration publiées et prise en compte dans cette analyse. Les flèches indiques la direction de la contrainte compressive d'après Sato (1994).*

.....162

Figure 6-5 : *Synthèse des déformations liées à la flexion élastique et des vitesses dites "résiduelles" (différentiel des vitesses GPS entre les côtes européennes et la côte algérienne).*
Les chiffres en marron clair correspondent aux taux de raccourcissement "élastique" (par flexion et/ou flambage de la lithosphère océanique) et sont associés aux segments correspondants. La limite du domaine océanique dans le bassin algérien est représentée par un trait noir. Les hachures violettes correspondent aux zones affectées par la flexion. Les hachures jaunes correspondent aux zones où le flambage a été observé. Les chiffres rouges le long de la marge algérienne indiquent la part du raccourcissement (en mm/an) non accommodée dans la zone du bassin observée, et donc probablement en partie absorbée par la déformation de la marge et ses failles. Au sud de l'Ibérie, la faille identifiée par Giaconia et al. (2015) avec une vitesse de raccourcissement estimée à 0.4 mm/an est affichée avec la même légende. La ligne rouge sombre correspond à la limite entre les blocs corso/sarde, Péloritain et Calabre, et les blocs Baléares, Kabyles et Alboran. Les pointillés rouge sombres marquent les STEP-faults du bassin Algéro-Baléarique (Badji et al., 2015 ; de Lis Mancilla et al. 2018).

.....165

Figure 6-6 : *Figure 11 de l'article, repostée ici pour favoriser la comparaison avec les autres cartes des failles de la marge algérienne qui seront discutées ici.*

.....166

Figure 6-7 : D'après Mauffret (2007). Carte structurale de la marge Algérienne.

.....167

Figure 6-8 : *Localisation des failles (lignes rouges) dans les zones Centre et Centre-Est d'après Rabaute et Chamot-Rooke (2014)*

.....168

Figure 6-9 : *Synthèse des déformations liées à la flexion élastique et des vitesses dites "résiduelles" (différentiel des vitesses GPS entre les côtes européennes et la côte algérienne).*
Les chiffres en marron clair correspondent aux taux de raccourcissement "élastique" (par flexion et/ou flambage de la lithosphère océanique) et sont associés aux segments correspondants. Les hachures violettes correspondent aux zones affectées par la flexion. Les hachures jaunes correspondent aux zones où le flambage a été observé. Les traits rouges le long de la marge Algérienne sont les failles identifiées durant cette thèse, et les chiffres rouges le long de celle-ci indiquent la part du raccourcissement (en mm/an) non accommodée dans la zone du bassin observée, et donc probablement en partie absorbée par la déformation de la marge et ses failles. Au sud de l'Ibérie, la faille identifiée par Giaconia et al. (2015) avec une vitesse de raccourcissement estimée à 0.4 mm/an est affichée avec la même légende. La ligne rouge sombre correspond à la limite entre les blocs corso/sarde, Péloritain et Calabre, et les blocs Baléares, Kabyles et Alboran. Les pointillés rouge sombres marquent les STEP-faults du bassin Algéro-Baléarique (Badji et al., 2015 ; de Lis Mancilla et al. 2018).

.....174

Figure 6-10 : *Reprise du schéma conceptuel de la flexion (Figure 6-1) avec des modifications basées sur les observations réalisées dans cette thèse. La grande différence entre le modèle conceptuel et les observations tient dans l'absence de failles liées au flambage. Sauf dans le cas particulier du bassin Est, les bassins en flambage voient leur déformation cassante se localiser sur des failles de pied de marge, et non sur des failles secondaires situées aux points d'inflexion du flambage, dans le bassin.*

.....176

Figure 6-11 *: Comparaison entre un modèle de vitesse de la marge cantabrique (Ruiz et al., 2017) et une coupe terre-mer en temps double de la marge algérienne (Leprêtre et al., 2018, cf* ***figure*** *2.8 pour la légende). Sur les deux profils, on constate que la marge, à la faveur de structures de la croûte, a développé une faille à pendage vers l'océan*

.....178

Figure 6-12 : *Carte synthétique des principales failles de l'Ibérie, des séismes de magnitude supérieure à 5, ainsi que des déplacements mesurés par GPS. D'après Somoza et al. (2021).*
Cette carte mes en évidence les failles subissant des déplacements à cause de la convergence Europe/Afrique, notamment exprimée dans l'ouest de l'Algérie. Cette propagation de la contrainte compressive s'observe jusqu'au Nord-Ouest de l'Ibérie, à la faveurs notamment des failles de Torrevieja, Guadiana, Meirama, Ferrol et Ortegal.
Structures identifiées par région :
(A) Golfe de Cadix. ArrF: Arrabida Fault; GBF: Gualdalquivir Bank Fault; GF: Gorringe Fault; HF: Horseshoe Fault; LF: Larache Fault; MPF: Marques de Pombal Fault; SGoCs: South Gulf of Cadiz Shear Zone; SMA: South Moroccan Arc.
(B) Mer d'Alboran. AIFS: Al Idrisi Fault System; ARF: Alborán Ridge Fault; AVF: Averroes Fault; JF: El Jebha Fault; MF: Maro-Nerja Fault; MDF: Motril-Djibouti Fault System; S-CF: La Serrata Carboneras Fault; YF: Yusuf Fault.
(C) Sud-Est et Est de l'Ibérie. AA: Aguilas Arc; AMF: Alhama de Murcia Fault; AvrF: Abubacer volcanic ridge Fault; TF: Torrevieja Fault; EME: Emile Baudot Escarpment.
(D) Marges Nord et Nord-Ouest de l'Ibérie. CRF: Coruña Fault; CSF: Castelao Fault; CRSF: Coruña Seamount Fault; EGBF: East Galicia Bank Fault; FRF: Ferrol Fault; FSF: Finisterre Seamount Fault; MLF: Malpica Fault; OF: Ortegal Fault; VF: Ventaniella Fault.
(E) Failles actives intraplaque en Ibérie. BT = Bajo Tagus; SFV = Vilarica Fault System; LG: Guadiana Lineaments.
(F) Failles Offshores. APF: As Pontes Fault; BF: Becerreá Fault; MRF: Meirama

.....181

Liste des tableaux

Tableau T3-1 : *Paramètres d'acquisition de la campagne SPIRAL (DOI: 10.17600/9010050)*

.....92

Tableau T3-2 : *Caractéristiques de l'acquisition Western GECO*

.....95

Tableau T4-1 : *vitesses des ondes au large de l'Algérie d'après bouyahiaoui (2014)*

.....113

Tableau T4-2 : *modèle de vitesse utilisé pour la conversion en profondeur.*

.....114

Tableau 1 de l'article : *Velocity model used for the depth conversion.*

.....127

Tableau 2 de l'article : *Synthesis of the information regarding the deformation of the Algerian margin and basin in relation with the tectonic inversion.*

.....127

Tableau 3 de l'article : *Lengths of faults estimated at the basement top according to the structural sketch of Figure 11, and estimated values of magnitudes using statistical relationships for thrust faults in Stirling et al. (2013).*

.....138

Tableau 5-1 : *longueurs, pourcentages et vitesses de raccourcissement pour chaque segment type le long de la marge Algérienne. La dernière colonne indique les types de déformation observées.*

.....148

Tableau 6-1 : *Calcul de la flexion et de la part moyenne du raccourcissement élastique dans le raccourcissement total du bassin pour la Zone occidentale.*

.....153

Tableau 6-2 : *Calcul de la flexion et de la part moyenne du raccourcissement élastique dans le raccourcissement total du bassin pour la Zone Centrale.*

.....154

Tableau T6-3 : *Calcul de la flexion et de la part moyenne du raccourcissement élastique dans le raccourcissement total du bassin pour la Zone orientale.*

.....155

Tableau T6-4 : *Synthèse des valeurs de raccourcissement par région et de la part du raccourcissement total que cela représente.*

.....156

Tableau T6-5 : *Comparaison entre la largeur du bassin dans la direction de convergence et les demi-longueur d'onde de flexion et de flambage.*

.....160

Préambule - Avant-propos

0.1. Initiation de subduction: Définition, intérêt, questionnements, enjeux

Le cycle de Wilson (Wilson 1966; Dewey et Burke 1974) décrit les mouvements des plaques tectoniques à la surface de la Terre. Les subductions océaniques constituent une partie de ce cycle et jouent un rôle majeur dans l'évolution de notre planète, notamment dans la convection mantellique et la traction des plaques tectoniques (Coltice, Gérault, et Ulvrová 2017) ainsi que dans les échanges chimiques entre la surface et le manteau profond (Kerrick 2001).

Cependant, la naissance de ces subductions représente une phase de ce cycle qui est cruciale mais encore aujourd'hui mal comprise. Quelques subductions très jeunes ont pu être étudiées, comme la fosse de Yap dans le Pacifique (Lee 2004), mais les exemples de marges passives évoluant vers une subduction sont rares.
Les processus qui conduisent à la naissance d'une subduction sont aujourd'hui en œuvre au niveau des marges en inversion, qui sont des marges passives soumises à une contrainte compressive. Sous l'effet de cette contrainte, les structures se déforment, développant généralement un ploiement de la plaque océanique en direction du continent ainsi que le développement de failles inverses à vergence vers le continent dans la marge. Dans une vision schématique et probablement simpliste, on peut imaginer que ces failles devraient progressivement s'ancrer sur un accident crustal majeur plongeant sous la marge continentale et ainsi accommoder toujours plus de raccourcissement, jusqu'à ce que se développe une subduction. L'étude des marges en inversion permettrait donc de mieux comprendre les premiers stades de déformation à l'origine des zones de subduction. Néanmoins, nous verrons dans le début de cette thèse que de nombreuses études théoriques, analytiques, analogiques ou numériques, montrent que ce passage d'une marge passive à une marge active requiert de réunir certaines conditions (cinématiques, rhéologiques) et dépend de plusieurs paramètres qui peuvent faciliter ou au contraire empêcher qu'il se réalise.

Cette thèse propose de documenter ce processus d'initiation de subduction dans un des rares domaines au monde où l'inversion d'une marge passive est en cours. Comme cela fut déjà mis en lumière par Auzende et al. (1973, 1975), le bassin algérien présente une déflexion d'ensemble de ses horizons sédimentaires plio-quaternaires en direction du sud et de la marge. Ce ploiement est similaire aux bombements périphériques observés dans les zones de subduction. Cette région est, on le sait, située à la frontière entre les plaques Africaines et Eurasiatiques, prise dans la convergence Eurasie/Afrique qui se fait actuellement à une vitesse d'environ 4 mm/an à l'ouest de l'Algérie et 5 mm/an à l'est. De nombreux séismes en témoignent et affectent le territoire algérien du Nord, atteignant parfois des magnitudes élevées (jusqu'à 7.5 historiquement). La marge algérienne est d'ailleurs connue de longue date pour ses séismes réguliers, parfois destructeurs, dont le dernier en date est d'ailleurs survenu début 2021.

La marge algérienne constitue la transition entre les chaînes alpines du Tell-Atlas et une série de bassins arrière-arc formés au cours des 15-20 derniers millions d'années mais dont les modalités d'ouverture restent discutées. Par la suite, ces bassins ont été affectés par la convergence entre l'Eurasie

et l'Afrique, et cette convergence exerce toujours aujourd'hui sur la marge une contrainte compressive que nous évoquions plus tôt. Ces caractéristiques font ainsi de la marge algérienne et de son bassin adjacent un candidat idéal pour l'étude d'une potentielle subduction à un stade précoce de formation.

Ce travail de thèse s'appuie sur plusieurs campagnes océanographiques menées dans la zone, notamment les campagnes Maradja 2003 (DOI:10.17600/3020100 ; Déverchère 2003), Maradja 2 / SAMRA (DOI:10.17600/5020080 ; Déverchère et Savoye 2005) et SPIRAL 2009 (DOI: 10.17600/9010050 ; Graindorge, Sage, et Klingelhoefer 2009). Des campagnes industrielles centrées sur la recherche d'hydrocarbures y ont également eu lieu. En conséquence, un nombre important de résultats scientifiques ont été publiés récemment sur cette zone, notamment une série de thèses qui ont déjà traité un grand nombre de profils sismiques acquis dans le cadre d'une collaboration Franco-Algérienne autour des campagnes MARADJA 1 et 2 (2003 et 2005) et SPIRAL (2009). Ces données ont permis une étude de la marge algérienne sur plusieurs zones successives, généralement par grands secteurs ou segments de marge (***Figure 0-1***) (ex : Aidi et al., 2009 ; Leprêtre et al. 2012, Arab et al. 2016 ; Bouyahiaoui et al., 2015)(ex : Leprêtre et al. 2013; Chafik et al. 2013; Bouyahiaoui et al. 2015; Arab et al. 2016).

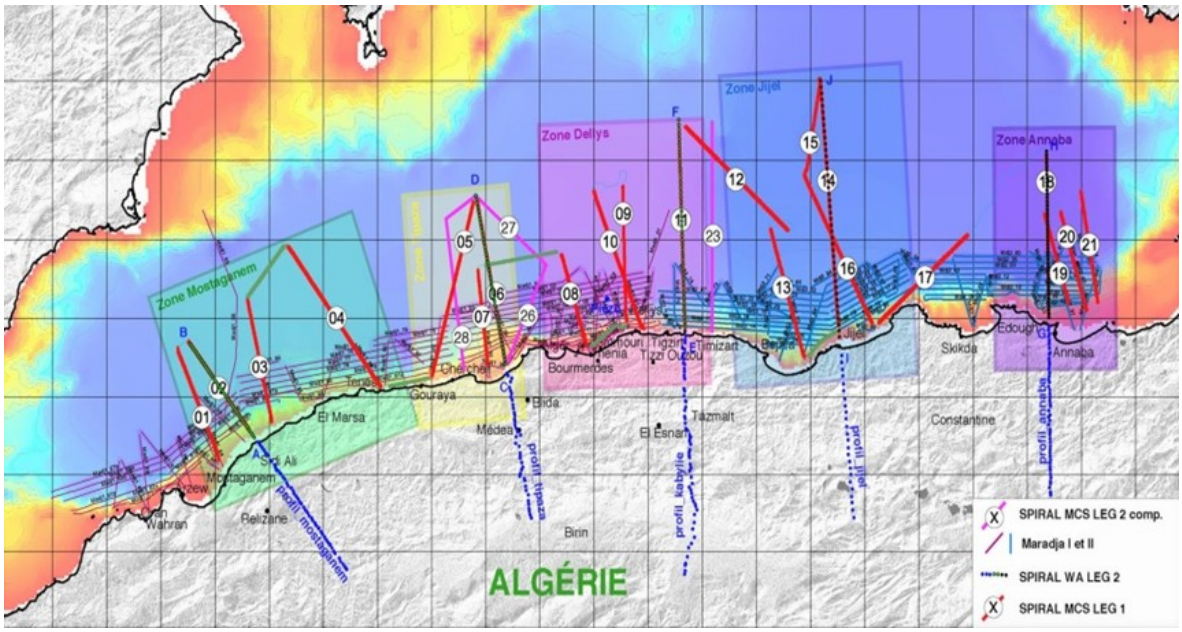


Figure 0-1 : *Les différentes zones d'étude du projet SPIRAL*

L'objectif de cette thèse est d'examiner la déformation de la marge algérienne non plus par segments comme les travaux précédents, mais dans une approche comparative d'ensemble. La motivation principale de l'étude menée ici est de pousser l'analyse des profils sismiques précédemment traités afin de cartographier les marqueurs de l'inversion. Une conversion en profondeur simple via des couches présentant une vitesse fixe sera utilisée pour restituer une géométrie plus proche de la réalité. En combinant ces conversions à l'analyse des lignes temps-double, et en les confrontant à d'autres types de données comme les anomalies gravimétriques ou magnétiques, l'objectif sera de fournir de

nouveaux éléments, tant quantitatifs que qualitatifs, concernant les modalités de l'inversion de la marge algérienne, et notamment la géométrie des failles, à l'échelle des profils comme à l'échelle de la marge. Les questions posées seront: Quels sont les principaux ensembles de failles ? Sur quelles distances s'étendent-ils ? Dans quelle mesure peuvent-ils être interconnectés?

L'autre aspect de l'étude concerne également la géométrie du bassin. En effet, comme observé par Auzende et al. (1975) au large de l'Algérie et comme rapporté quasi systématiquement dans les avant-pays des chaînes ou dans les domaines océaniques, la convergence imposée à des plaques continentales ou océaniques révèlent leurs propriétés thermo-mécaniques (Cloetingh et al. 1997; Burov 2011) et provoquent des déformations permanentes qui peuvent donc être enregistrées dans la structure des bassins. Les questions posées seront: Quels types de flexion et réponses élastiques sont observables dans le bassin ? Quelles sont leurs caractéristiques en termes de longueur d'onde ou d'amplitude ? Comment s'organisent-ils dans l'espace ?

Une analyse approfondie de ces marqueurs de la déformation permettrait de mieux appréhender la manière dont une marge réagit à la contrainte compressive, mettant ainsi en lumière des éléments liés à l'inversion d'une marge passive et à la manière dont celle-ci pourrait évoluer vers une subduction.

Un autre point d'intérêt de cette étude concerne l'aléa sismique. En effet, le fait d'affiner notre connaissance des failles de la marge algérienne et des contraintes que celles-ci doivent accumuler permettra de mieux appréhender le sus-mentionné risque sismique auquel sont exposées les populations locales, comme en témoignent des séismes comme celui de magnitude 7.3 à El-Asnam en 1980 (Yielding 1981; Philip et Meghraoui 1983) ou celui de magnitude 6.9 à Boumerdès en 2003 (Delouis et al. 2004; Déverchère et al. 2005).

0.2 Plan du manuscrit

Pour traiter ce sujet, nous utiliserons un plan en 4 parties. La partie A sera consacrée à l'introduction du sujet, et la partie B à la présentation des données et méthodes d'analyse. La partie C se consacrera aux résultats et à leur discussion. Enfin la partie D présentera les conclusions et perspectives liées à ce travail de recherche.

Partie A : INTRODUCTION GENERALE

Cette première partie sera subdivisée en deux chapitres visant à contextualiser l'étude.
Le Chapitre 1 (contexte géologique et géodynamique des marges) présentera les motivations et les questionnements scientifiques autour de l'inversion tectonique des marges passives, avant de s'intéresser à quatre exemples de marge en inversion ou subduction de par le monde qui serviront de points de comparaison:
- La marge Cantabrique est une subduction avortée, à un stade précoce, par la collision pyrénéenne. Cet arrêt précoce implique que, si les failles avaient bien commencé à se mettre en place en association avec d'autres structures typiques des zones de subduction comme le prisme d'accrétion, elles sont restées peu développées. Cela fait de cette subduction un point de comparaison intéressant pour une marge en inversion dont les structures sont plus jeunes.

- Les marges tyrrhénienne et Sud-ibérique sont les prolongements vers l'Est et le Nord-Ouest de la marge algérienne. Elles constituent deux autres exemples bien documentés de marges en inversion. De plus, ces marges sont voisines, ce qui implique qu'elles peuvent s'influencer mutuellement, et que prendre en compte ce qui se passe sur ces marges est nécessaire pour mieux comprendre et interpréter la marge algérienne.
- Enfin, la Mer du Japon est une autre zone de bassin arrière-arc Cénozoïque en inversion et constitue un autre exemple bien documenté qui enrichira notre étude menée en Méditerranée occidentale.

Le Chapitre 2 (contexte géologique de la marge algérienne : état de l'art) dressera un bilan de nos connaissances actuelles sur la marge algérienne et le bassin adjacent. En effet, l'histoire géologique du bassin influence son évolution présente, qui peut être non seulement imagée par les données sismiques utilisées dans ce travail, mais également par des études sismologiques et géodésiques.

Partie B : DONNEES ET METHODOLOGIE

La Partie B sera composée des Chapitres 3 et 4, consacrés respectivement à la présentation des données utilisées et à la présentation des méthodes d'analyse.

PARTIE C: RESULTATS ET DISCUSSION

La partie C sera découpée en deux chapitres :
- Le Chapitre 5, consacré à la présentation des résultats, sera constitué d'une part d'un article en premier auteur publié dans la revue Frontiers in Geosciences. S'y ajoutera également une analyse supplémentaire de la flexion de la marge algérienne.
- Le Chapitre 6 complètera la discussion des résultats. Cette discussion reprendra des points de la discussion présentée dans l'article, mais en cherchant à les approfondir et les compléter.

PARTIE D: CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La partie D sera séparée entre les conclusions des analyses présentées dans ce manuscrit et les perspectives qu'elles soulèvent pour de futures études.

PARTIE A:
INTRODUCTION GENERALE

Chapitre 1: Contexte géologique et géodynamique des marges

1.1 – Problématique de l’inversion des marges passives

1.1.1 – Transition entre marge passive et marge active

Les marges passives sont le type de marge le plus fréquent sur Terre. Courant sur une longueur de 105 000 km (Mann 2015), elles correspondent aux transitions océan-continent structurées lors de l’ouverture des bassins océaniques.

Les marges actives situées aux limites océan/continent sont le second type de marges. Couvrant une longueur de 45 000 km (S. Lallemand, Heuret, et Boutelier 2005), elles se caractérisent par la subduction de la plaque océanique sous une plaque voisine, souvent continentale.

La manière dont se fait le passage d’une marge passive à une marge active est une question fondamentale de la Tectonique des Plaques, puisqu’elle est nécessaire à la fermeture des bassins océaniques et fait apparaître de nouvelles frontières de plaques. Cependant, c’est une étape qui demeure encore mal comprise et peu documentée, car cette phase transitoire n’est que peu présente sur Terre à l’heure actuelle.

Différents facteurs et paramètres vont jouer un rôle dans ce processus. Ils ont été abondamment discutés depuis une quarantaine d’années. Au premier ordre, l’âge de la lithosphère océanique est souvent retenu comme un paramètre dominant. En effet, cet âge contrôle à la fois la résistance du manteau lithosphérique (épaisseur élastique) et le degré de couplage entre la lithosphère océanique et la lithosphère continentale, qui augmentent tous deux avec le temps (Mckenzie 1977; Cloetingh, Wortel, et Vlaar 1989; Mueller et Phillips 1991). Ces deux évolutions sont donc a priori peu favorables au développement d’une subduction au fur et à mesure qu’une marge passive vieillit, car l’énergie nécessaire pour courber la plaque océanique devient très grande (***Figure 1-1***).

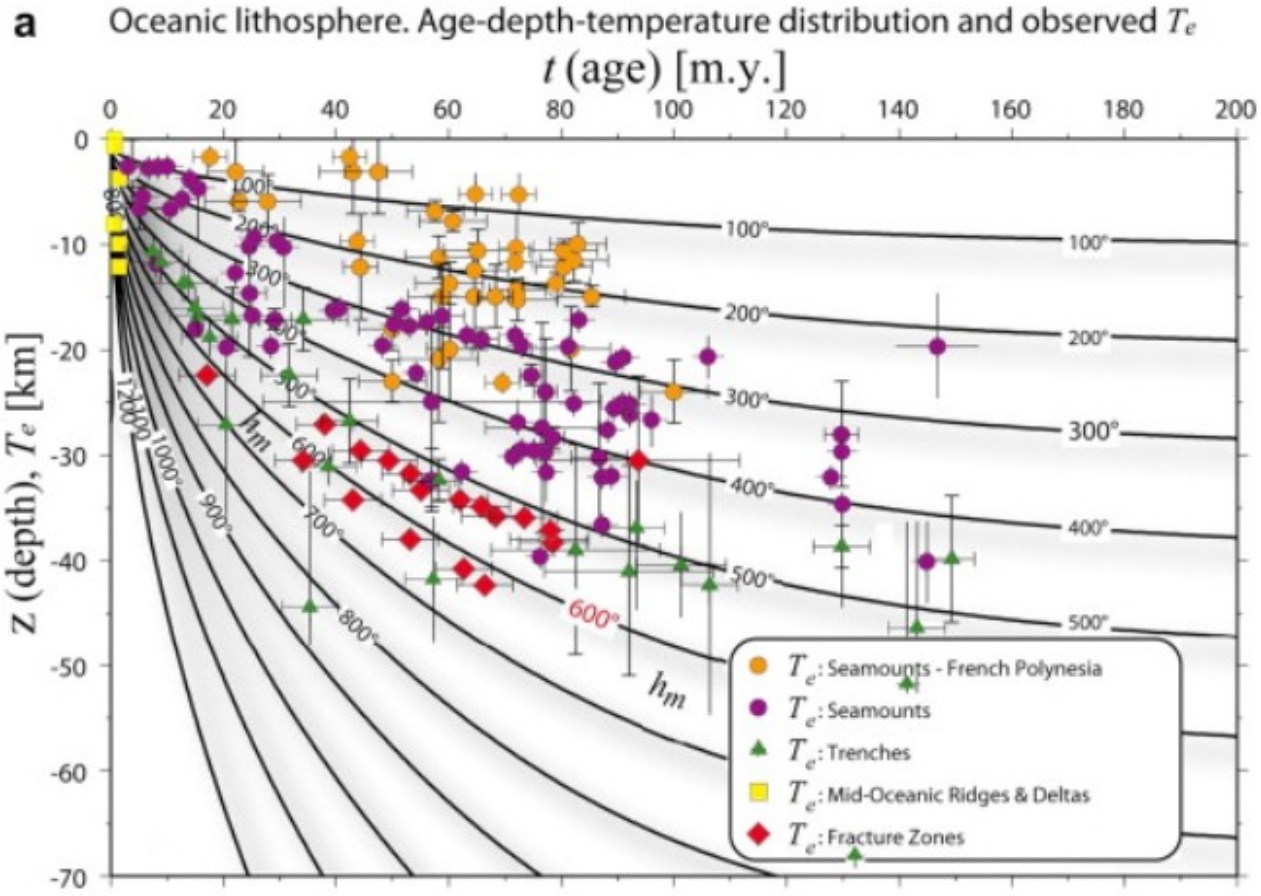


Figure 1-1 : *Corrélation entre l'épaisseur élastique (Te) et le rapport age/température de la lithosphère océanique, d'après Burov (2011). Te augmente en fonction de l'age thermique de la lithosphère océanique, ce qui rend la flexion de celle-ci de plus en plus difficile. Cette augmentation est particulièrement rapide dans les premiers millions d'années, avec un isotherme 500°c qui passe de quelques kilomètres de profondeur à près de 20 km en 20 Ma.*

Néanmoins, on notera que la densité de la lithosphère est, elle, un critère favorable au développement d'une subduction océanique pour des croûtes océaniques âgées de 30 Ma ou plus (Korenaga et Korenaga 2016). Par ailleurs, d'autres facteurs ont été reconnus comme pouvant jouer un rôle important, car susceptibles de fragiliser la croûte et donc de permettre le déclenchement d'une inversion tectonique de la marge passive. Parmi ces facteurs, on peut citer par exemple :

- le vieillissement de la marge va influer sur sa résistance. Si une marge jeune est caractérisée par une lithosphère continentale plus résistante que la lithosphère continentale étirée située à la transition avec le bassin, cette dernière deviendra plus résistante au fil du temps. L'épaisseur élastique et la résistance finissent, entre 20 et 80 Ma, par dépasser celle de la lithosphère continentale d'origine.
  Dans le cas d'une marge jeune, l'écart de résistance, couplé à l'écart de profondeur des

isothermes, favorise des mouvements verticaux, avec une subsidence du pied de marge et un soulèvement du haut de la marge (Leroy, Gueydan, et Dauteuil 2008; Burov 2011). Cela favorise l'émergence d'une flexion de la lithosphère (***Figure 1-2***), caractéristique de l'émergence d'une subduction. Une marge jeune serait donc particulièrement favorable à l'émergence d'une subduction, de part la fragilité de la transition océan/continent qui en fait une zone idéale pour l'accumulation de la déformation.

- l'accumulation de sédiments en pied de marge passive pourrait jouer un rôle en augmentant le niveau de contraintes par "sediment loading" (Cloetingh, Wortel, et Vlaar 1989)(Cloetingh et al., 1989), mais selon certains auteurs elle agirait trop lentement pour permettre le développement de la subduction (Regenauer-Lieb, Yuen, et Branlund 2001) avant que le vieillissement de la lithosphère océanique ne la rende trop rigide pour être courbée.
- un panache magmatique atteignant la surface, ou plus généralement le fait que la lithosphère de la marge présente des températures élevées, généralement en lien avec un épisode magmatique (perturbation thermique par exemple associée à une déchirure lithosphérique) est susceptible d'affaiblir mécaniquement la marge. Les modèles montrent que cela serait suffisant pour déclencher des subductions intra-océaniques (Ueda, Gerya, et Sobolev 2008) ou continent/océan (Nikolaeva, Gerya, et Marques 2010).
- la présence d'une « crête » (remontée) de manteau (olivine) au niveau de la transition océanique peut aussi constituer une zone de faiblesse (Drury 2005).
- la présence d'une zone de faiblesse préexistante au niveau de la transition océanique, comme par exemple des failles STEP le long de la marge (Baes, Govers, et Wortel 2011), ou bien de failles transformantes dans le bassin océanique (Mueller et Phillips 1991), pourrait être favorable au développement d'une subduction le long de la marge. On notera dans le cas des failles parallèles à la marge, comme les susmentionnées failles STEP, qu'un pendage d'environ 45° vers le continent est une structure particulièrement favorable (Baes, Govers, et Wortel 2011). Des pendages plus élevés sont en revanche un obstacle à la subduction. Dans ces situations, les exemples de terrain ont mis en évidence le développement de nouvelles structures plutôt que la remobilisation des failles existantes (Mao, Gurnis, et May 2017).
- Une dernière option serait que ce n'est pas la subduction qui cause la fermeture du bassin océanique et le rapprochement des plaques continentales que ce bassin sépare, mais la pré-existence d'un rapprochement des plaques qui forcerait le bassin à passer en subduction (Hall et al. 2003; Gurnis, Hall, et Lavier 2004).

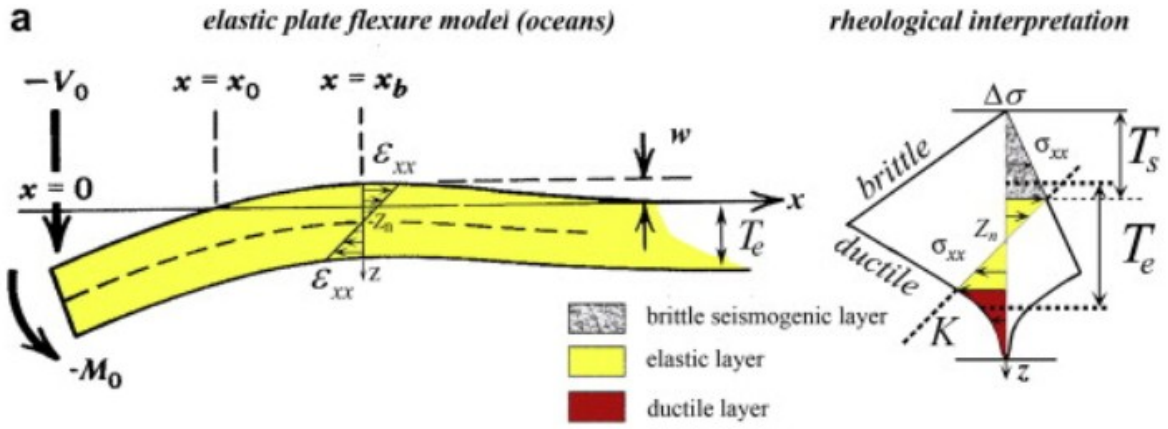


Figure 1-2 : *Illustration de la flexion lithosphérique et des facteurs qui la contrôlent, avec notamment la distribution des contraintes de déformation (σxx, εxx) avec w la déflection verticale de la plaque, V0 de coupe, M0 le moment aux limites, Te l'épaisseur élastique.*
La flexion lithosphérique traduit l'effet conjugué sur une plaque tectonique de la gravité, des mouvements aux limites de la plaque et des forces s'exerçant sur celle-ci. Il s'agit d'un des modes de déformation lithosphérique les plus répandus. D'après Burov (2011).

1.1.2 – Le cas des marges STEP

Concernant la marge algérienne, un autre point important à garder à l'esprit est le cas des failles STEP, pour Subduction-Transform Edge Propagator.

Définies pour la première fois par Govers et Wortel (2005), les failles STEP sont un type particulier de bordures de slab plongeant. Le recul du front de subduction provoque, sur sa bordure, le développement d'une faille le long de laquelle le slab se détache du segment de lithosphère en subduction situé en périphérie (par exemple, une lithosphère continentale). Le bassin arrière-arc se propage à la suite du bassin océanique en subduction et le remplace, ce qui met en place un nouveau bassin océanique (***Figure 1-3***).

Suite à la mise en place de ce nouveau bassin, l'activité de la faille STEP en lien avec la subduction cesse sur le tronçon. Plus loin, au niveau du front de subduction, la faille continue cependant à se propager toujours plus loin au niveau de la subduction, tant que cette subduction persiste. Contrairement à une faille transformante, l'activité de la faille STEP n'implique donc que peu de déplacement horizontal, ce qui est d'ailleurs confirmé par l'étude des mécanismes aux foyers (Bilich, Frohlich, et Mann 2001).

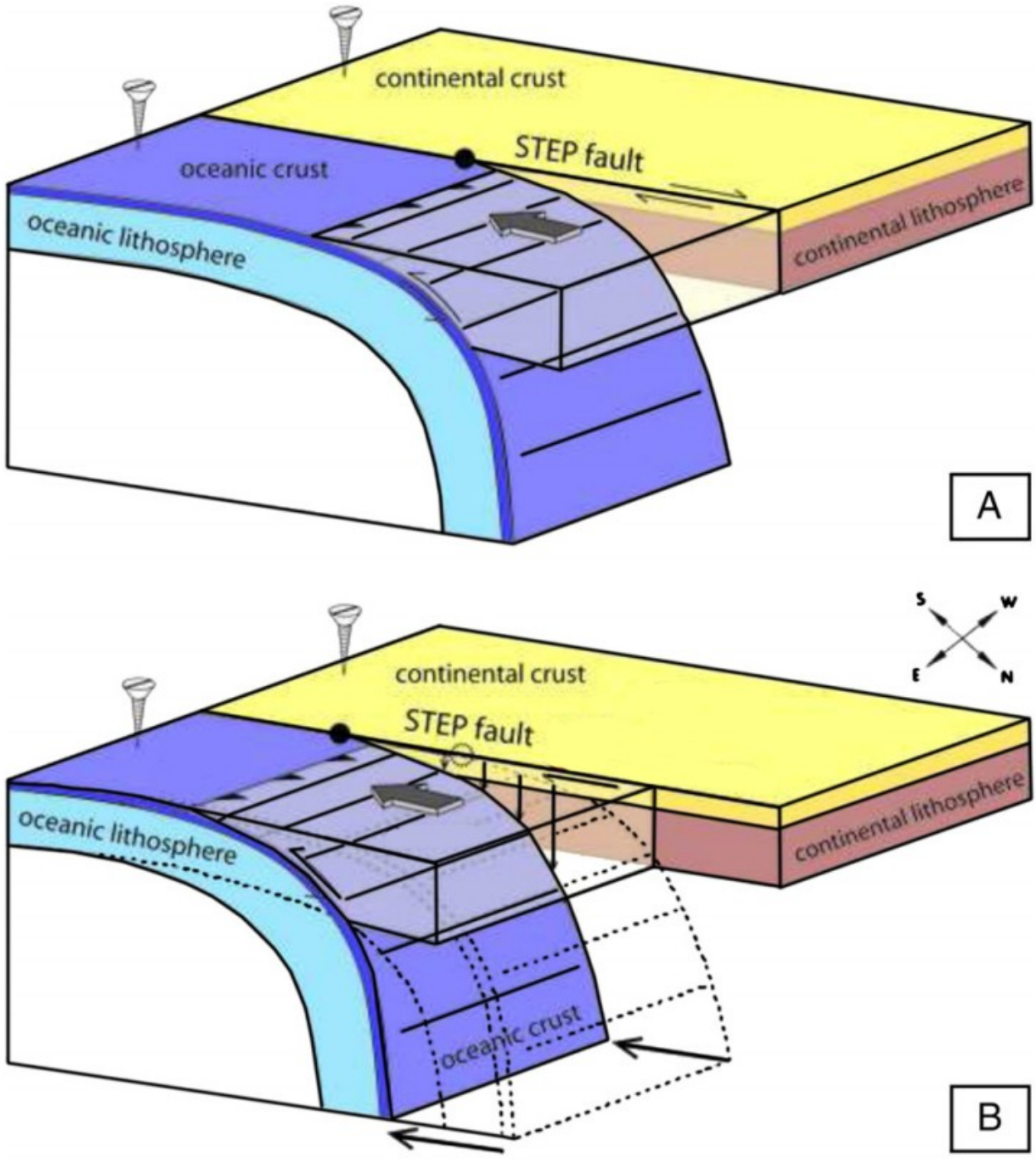


Figure 1-3 : *Représentation schématique du mouvement des plaques le long d'une faille STEP. A : situation initiale avec un domaine continental adjacent à domaine océanique faisant partie de sa plaque tectonique. Le point noir indique la position de l'extrémité de la faille STEP. B : la faille STEP s'est propagée, permettant la séparation des croûtes océaniques et continentales. La croûte océanique est alors partie en subduction et le front de subduction a avancé. Modifié d'après Gallais et al. (2013).*

Ces failles particulières sont associées à des mouvements verticaux, tant dans la croûte que dans le manteau, ce qui peut induire du volcanisme. Elles sont notamment très courantes en Méditerranée occidentale, en association avec l'ouverture de bassins arrière-arc (***Figure 1 - 4***).

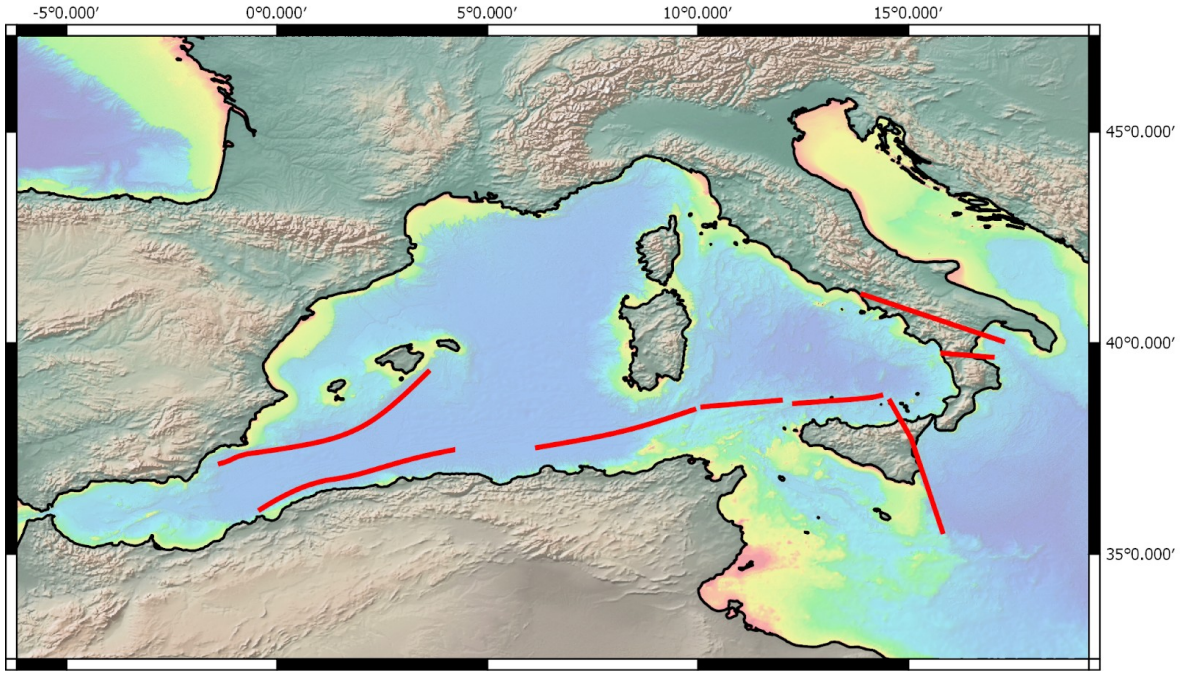


Figure 1-4 : *Carte de la Méditerranée occidentale montrant la position des principales failles "STEP-faults" (en rouge). D'après Haidar et al. (2021, soumis), Badji et al. (2015), de Lis Mancilla et al. (2018), Loreto et al.(2021)*

1.1.3 – Inversion tectonique, révélatrice des propriétés rhéologiques des lithosphères océaniques et continentales

La reprise en compression d'une marge passive (souvent une structure extensive) est appelée inversion tectonique. Elle implique une déformation de la marge, ainsi que du bassin océanique situé dans son prolongement, avec notamment le développement d'une flexion lithosphérique, telle que définie par Burov (2011) (Figure 1-2).

La possibilité de déformer la marge dépendra bien sûr des critères précédemment évoqués pour l'origine des subductions.

1. Les modèles théoriques, analogiques et numériques de formation et d'inversion des marges passives montrent qu'avant le renforcement de la transition océan-continent (20Ma), la transition océanique est plus facile à déformer, ce qui fait d'elle une zone apte à focaliser la contrainte compressive. Les marges jeunes sont donc particulièrement susceptibles de voir se développer des subductions.

2. La présence d'hétérogénéités crustales, particulièrement structurales (ex : failles héritées) est également un facteur favorisant, à condition que les structures présentent des orientations - ainsi que des pendages dans le cas des failles - favorables par rapport à la contrainte.
3. Le volcanisme joue également un rôle, puisque l'altération du gradient thermique peut réduire la résistance de la marge, ce qui cause un "rajeunissement thermique" de la marge, favorisant le point 1, tout en créant des structures aptes à constituer des hétérogénéités crustales (ex : plutons), favorisant le point 2.
4. Etant donné que le contraste entre des lithosphères aux propriétés physiques différentes est également un critère important dans la naissance des subductions, il sera nécessaire d'étudier conjointement la marge continentale étirée et le bassin océanique. Cela dans le but de révéler les caractéristiques globales de l'inversion, tant la déformation continue, par les plissements, la flexion et le flambage, que la déformation discontinue par les failles.
5. La charge sédimentaire joue un rôle significatif, mais surtout dans des circonstances où elle peut représenter une accumulation importante. Une marge jeune, comme la marge algérienne, sera donc peu concernée.

La marge algérienne et son domaine océanique représentent donc un cas d'étude particulièrement stimulant car ils offrent l'opportunité de vérifier les prédictions des modèles de remobilisation tectonique des transitions continent-océan à un stade relativement jeune. Les questions auquelle on peut tenter de répondre sont:

1. Y a-t-il ou non une déformation enregistrée dans la partie océanique ? Si oui, s'exprime-t-elle de manière continue (flambage ? Flexion ?) ou discontinue (failles inverses) ? Quelle est l'intensité de cette déformation ?
2. La marge inversée est-elle déformée dans son ensemble ou sur ses bordures? Les failles normales issues du rifting (failles bordant les blocs basculés, ou failles de détachement) sont-elles inversées ? La déformation est-elle "en-séquence" ou "hors-séquence" ? Se propage-t-elle d'amont en aval vers le bassin océanique ?
3. La partie occidentale de la marge algérienne, structurée en marge transformante de type STEP-Fault, révèle-t-elle un style de déformation distinct des marges orientales et centrales, formées essentiellement par étirement ("stretching") ? La marge en STEP-Fault subit-elle aussi l'inversion, ou bien transfère-t-elle la déformation compressive sur d'autres structures, ou bien par décrochement ?
4. Peut-on évaluer la part de déformation absorbée respectivement par les structures à terre, les structures de la marge, et la partie océanique ? Y a-t-il des variations latérales de style tectonique et de taux de déformation ? Pourquoi les marges septentrionales du bassin algéro-Baléarique (marge bétique et marge Baléares) révèlent-elles un comportement distinct (peu ou pas d'inversion, sauf exception) ?

1.2- Etudes de cas: marges en inversion ou subduction juvénile

Dans cette section, nous allons passer en revus plusieurs exemples de marges en inversions sélectionnées soit par leur proximité géographique avec la zone d'étude – les marge sud-ibériques et tyrrhéniennes constituant les prolongement Ouest et Est de la marge algérienne –, pour la similitude de leur évolution tectonique récente permettant une comparaison – mer du Japon –, et enfin, pour présenter un des rares exemples de subduction imagée à un stade juvénile – la marge Cantabrique, par laquelle nous allons d'ailleurs commencer.

1.2.1- La marge Cantabrique : un exemple de subduction figée à un stade juvénile ?

1.2.1.1 Introduction

Les études réalisées le long de la côte cantabrique ont très tôt montré que cette marge constituait très probablement un exemple de subduction arrêtée à un stade encore jeune. En effet, l'analyse des profils ECORS, réalisés en 1985 (Choukroune et al. 1990) a montré que la formation des Pyrénées, plus à l'est, avait impliqué une subduction continentale du sud vers le nord, et les profils sismiques de la marge Cantabrique présentaient une structure identique sous les monts Cantabriques (Fernández-Viejo 1998). Cependant, les études postérieures ont permis de démontrer l'existence de failles à pendage sud, d'une anomalie gravitationnelle, et pour finir, de comprendre comment la marge Ibérique a réagi à la convergence.

1.2.1.2 Caractéristiques et formation de la marge Cantabrique

Le golfe de Gascogne est un bassin océanique ouvert au Crétacé, dans une région qui subissait une extension depuis la fin du Permien (Gallastegui, Pulgar, et Gallart 2002).

L'extension stoppa lorsque, suite à l'ouverture de l'Atlantique et au début de la convergence Eurasie/Afrique, l'Ibérie commença à nouveau à se rapprocher de l'Europe, tout en pivotant.

Cette convergence Ibérie/Eurasie qui s'est initiée à la fin du Crétacé pour se poursuivre jusqu'à la fin de l'Éocène a conduit à l'orogenèse pyrénéenne qui a ensuite bloqué l'évolution des segments situés plus à l'ouest lorsqu'elle s'est achevée. C'est ainsi que la jeune marge active cantabrique a vu son évolution stoppée et ses structures préservées jusqu'à nos jours (Sibuet, Srivastava, et Spakman 2004; Pedreira et al. 2015).

La marge ibérique arbore des structures de rifts, avec un socle continental divisé par des failles normales en un ensemble de blocs basculés mesurant 10 à 20 km de large pour 60 à 100 km de long et qui plongent vers le nord. C'est une marge au talus continental abrupt, surmontée par une série de haut-fonds comme le banc Le Danois (***Figure 1-5***). Haut topographique formé par l'extension océanique initiale, le banc Le Danois a par la suite été affecté par des failles à pendage sud causées par la compression (Gallastegui, Pulgar, et Gallart 2002) (***Figure 1-6***). Au-delà, le plateau continental est globalement étroit. Il est bordé à l'est par un bassin sédimentaire néogène partiellement érodé au cours des âges récents (Alvarez-Marron, Rubio, et Torne 1997), large de 100 km et profond de 3 à 4 km (Boillot et Malod 1988). Les monts cantabriques, extension ouest des Pyrénées, dominent la côte.

La région présente, en lien avec le mouvement rotatif qu'avait l'Ibérie par rapport à l'Eurasie, un gradient est/ouest sur un certain nombre de ses caractéristiques (Alvarez-Marron, Rubio, et Torne 1997; Pedreira et al. 2015; Ruiz et al. 2017).

- La croûte du bassin est d'abord continentale et amincie à l'est, puis elle devient riche en intrusions gabbroïques avant de céder la place à du manteau exhumé puis à une croûte océanique à l'ouest.
- La déformation et le raccourcissement, tant à terre qu'en mer, sont également plus importants à l'est, près des Pyrénées, qu'à l'ouest. L'épaisseur des dépôts sédimentaires suit également la même variation.

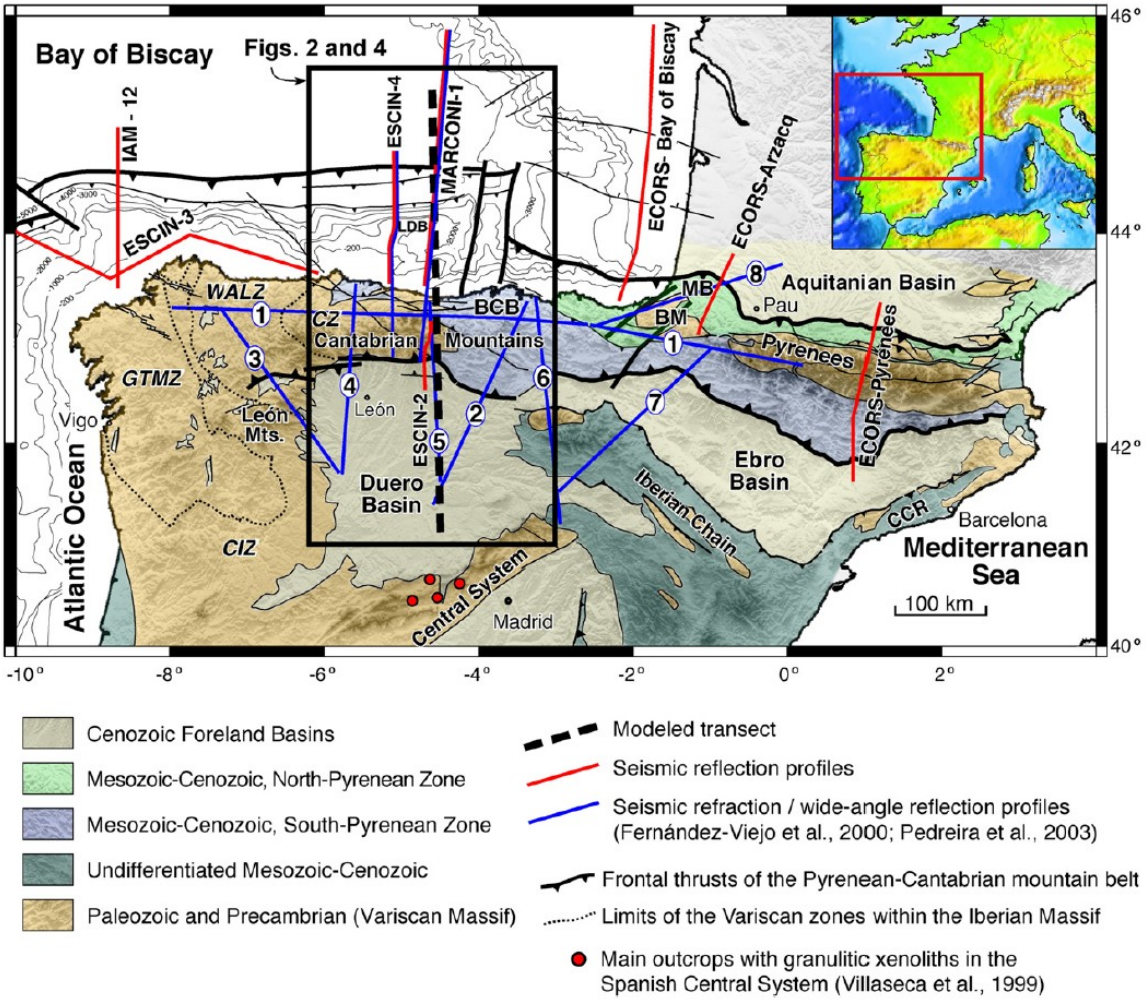


Figure 1-5 : *D'après Pedreira et al. (2015). Les données évoquées ici proviennent essentiellement des campagnes océanographiques MARCONI-1, ESCIN-4 et IAM-12.*
La mention LDB indique l'emplacement du banc Le Danois.

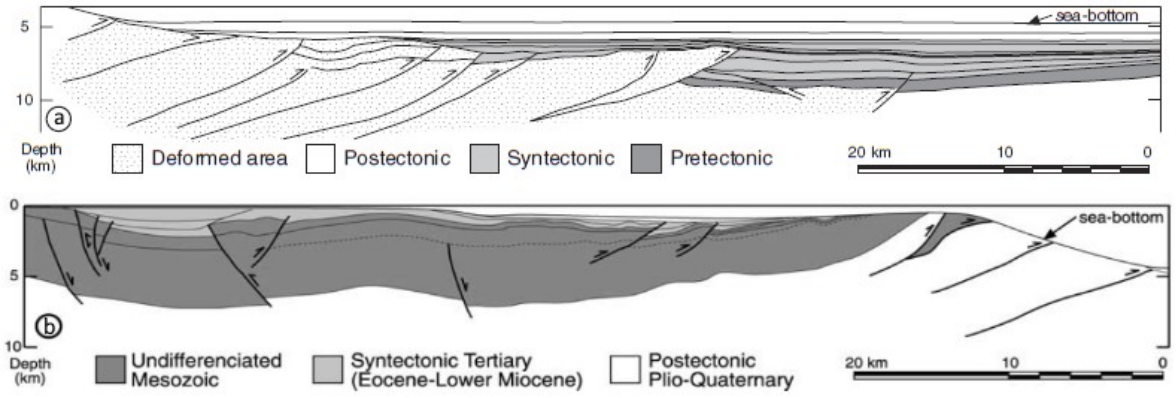


Figure 1-6 : *Zoom sur la pente continentale et la plaine abyssale le long du profil ESCIN-4 (**cf figure 1-5**), modifiée d'après Gallastegui et al. (2002). La figure montre une vue en temps double du bassin (a) et de la plate-forme et de son talus continental (b). On remarquera notamment la présence de plissements et de failles sur la plate-forme, ainsi qu'une importante succession de failles dans le pied de pente, incluant un décalage vertical.*

1.2.1.3 Structures d'inversion de la marge Cantabrique

Les données sismiques profondes issues des campagnes ultérieures ont permis de déterminer la position et la nature des différentes unités crustales de la marge ibérique (Ruiz et al. 2017).

Les données de sismique grand-angle ont montré qu'aucun panneau océanique n'était visible en subduction (Fernández-Viejo 1998) ; en revanche, les vitesses de propagation des ondes révèlent un important épaississement crustal associé à une subduction continentale à pendage nord au niveau des monts cantabriques, avec également la présence d'une unité identifiée comme du manteau serpentinisé qui vient s'insérer dans la croûte continentale (Ruiz et al. 2017) (***Figure 1-7***).

Si le bassin océanique n'est pas à proprement parler entré en subduction, le fait est que les données gravimétriques et sismiques montrent bien qu'il s'est enfoncé sous la marge, ce qui a conduit à la formation d'une structure en prisme sur toute la longueur d'une fosse « de subduction » (Ruiz et al. 2017). Ce prisme, qui affecte au moins superficiellement les unités antérieures au rifting qui composent le socle, a une taille plus importante à l'est qu'à l'ouest, de par la rotation que subissait alors le bloc Ibérique.

L'analyse des profils sismiques (Alvarez-Marron, Rubio, et Torne 1997; Gallastegui, Pulgar, et Gallart 2002) a permis d'analyser sa structure. Il s'agit d'un ensemble de plis-failles qui se sont développées à partir du pied de la marge pour se propager dans le bassin et qui s'étendent sur 12 km de large à l'ouest et 56 km à l'est. Cet ensemble présente une structure simple avec une pente douce que sa forme convexe rend néanmoins plus forte vers la base.

Sur le profil sismique ESCIN-4, le prisme ouest est découpé par neuf failles listriques (Gallastegui, Pulgar, et Gallart 2002) de 15 km environ. La faille située la plus au nord est associée à un anticlinal et présente un faible déplacement. Les failles majeures, plus anciennes, sont elles aussi associées à des anticlinaux ainsi qu'aux bassins sédimentaires qui s'y sont constitués.

D'autres failles sont également visibles dans le talus continental lui-même.

Cet enchaînement de failles avec les plus jeunes au nord et les plus vieilles au sud évoque une progression de la déformation depuis le continent vers le bassin.

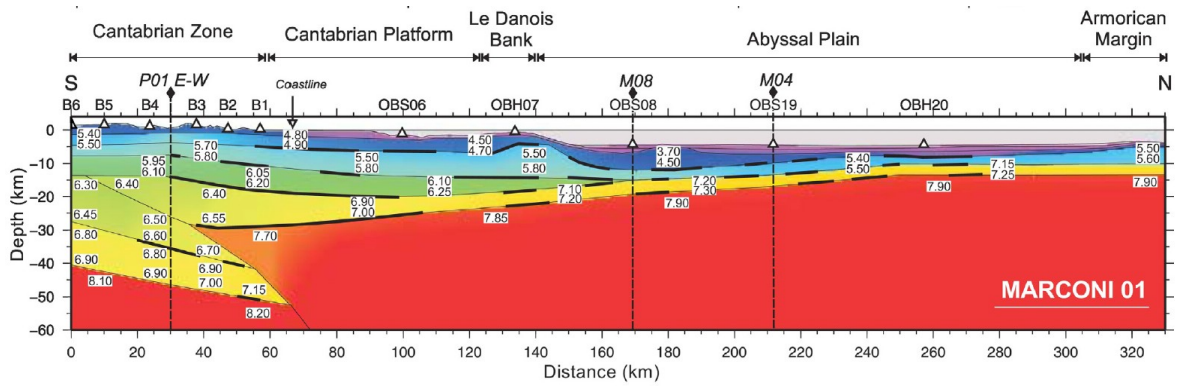


Figure 1-7 : *Structures imagées par le profil de vitesse des ondes à partir des données collectées sur le transect Marconi 01. D'après Ruiz et al. (2017).*

On remarquera cependant que ce prisme d'accrétion (Fernández-Viejo, Gallastegui, et Pulgar 2009) (***Figure 1-8***) n'est pas parfaitement imagé. Les structures profondes ne sont pas observables en sismique grand-angle et pas imagées par les profils sismiques.

Le talus continental est, au moins au niveau de profil ESCIN-4 , affecté par des failles dont l'orientation est la même que celles qui constituent le prisme d'accrétion. Plus loin, la plate-forme continentale se compose d'un ancien bassin sédimentaire modérément déformé par des failles et des plis ouverts (Gallastegui et al., 2002).

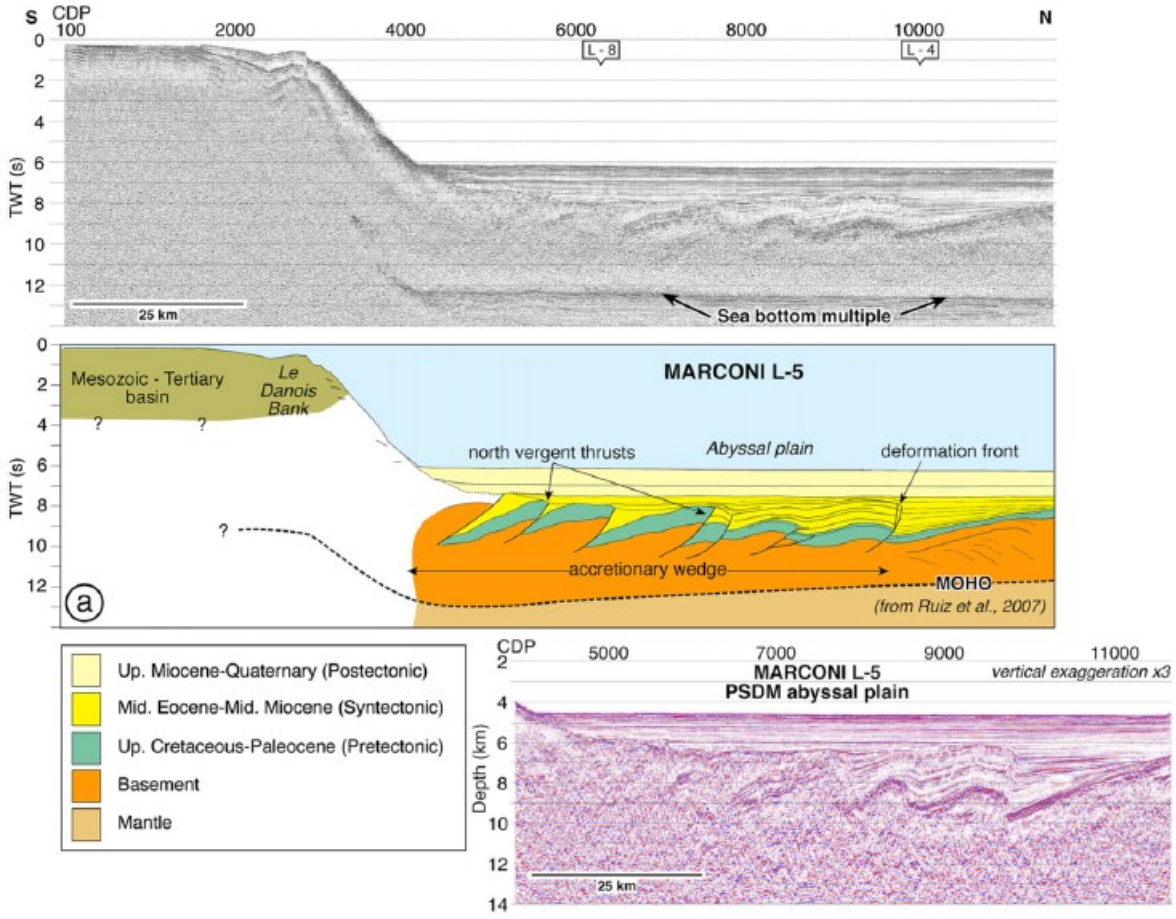


Figure 1-8 : *Interprétation d'une partie du profil MARCONI L-5 présentant le talus de la marge nord-ibérique et son ancien prisme d'accrétion. On remarquera notamment la présence de bassins flexuraux anciens repris dans le prisme qui se propage et l'existence d'une dernière faille au déplacement faible. Identifiée comme la plus jeune par les auteurs, elle est considérée comme la marque d'une écaille de détachement qui commençait sa formation quand la compression s'est arrêtée. D'après Fernández-Viejo et al., (2010).*

Une crête de péridotite serpentinisée est imagée à la limite entre la croûte continentale amincie et la croûte océanique sur une distance de 130 km environ. À l'est, elle est en partie enfouie sous des sédiments crétacés synrift, ce qui indique qu'elle s'est mise en place le long de la marge avant le début de l'océanisation. Cette péridotite est mise en place à la faveur de l'amincissement crustal lié au rifting asymétrique de ce tronçon d'océan (Boillot et Malod 1988).

Les études en sismique grand-angle ont aussi prouvé qu'une part importante du manteau est ou a été serpentinisée (Pedreira et al. 2015). La serpentinisation est visible en profondeur de part la vitesse anormalement faible des ondes sismiques dans la portion superficielle du manteau, sous le Moho

(Pedreira et al. 2015). L'eau peut venir en partie des infiltrations à travers des failles dans la croûte océanique, mais aussi additionnellement de la déshydratation du slab plongeant.

Certains auteurs (Roca et al. 2011) avancent que cette péridotite remontée à l'affleurement et s'étendant aussi en profondeur constitue une zone de faiblesse qui a permis la déformation de la croûte.

D'autres auteurs (Pedreira et al. 2015) pensent cependant que la fusion partielle a par la suite produit des magmas qui ont formé un niveau de 2 à 4 kilomètres d'épaisseur à la base de la croûte dont la résistance contrecarre la faiblesse de la serpentinite initiale. Ce renforcement de la croûte amincie constituerait à leurs yeux une partie de la réponse au fait que la croûte océanique / continentale amincie ne s'est pas enfoncée en subduction mais a plutôt poinçonné la croûte continentale ibérique.
On retrouverait cependant en dessous de ce niveau le reste du manteau serpentinisé avec ses vitesses particulières réduites et un gradient jusqu'à du manteau normal en profondeur, ainsi qu'un coin de manteau serpentinisé entre la croûte de la marge ibérique et la « subduction » de la croûte inférieure.

1.2.1.4 Evolution de la marge Cantabrique face à la convergence

En réalité (***Figure 1-9***), la subduction continent/océan n'a absorbé qu'une partie du raccourcissement et n'a pas abouti à une structure typique de zone de subduction avec un panneau plongeant bien observable. Au lieu de cela, la croûte océanique est restée « plaquée » sous la croûte de la marge continentale alors qu'une faille majeure située à l'intérieur des terres accommodait le raccourcissement en permettant à la croûte inférieure de la marge et au bassin océanique de s'insérer au niveau de la croûte moyenne, surélevant la marge ibérique tout en induisant l'enfoncement dans le manteau de la croûte continentale inférieure ainsi détachée. Cette compression a aussi formé la chaîne cantabrique, conduit à la formation des haut-fonds qui bordent le talus (comme le Banc le-Danois), ainsi qu'à un point de subsidence maximale, sorte de fosse de subduction juvénile associée à l'enfoncement de la croûte du bassin sous la croûte continentale supérieure. Cette dernière structure est associée à des chevauchements d'écailles sédimentaires que certains auteurs identifient comme un prisme d'accrétion (Alvarez-Marron, Rubio, et Torne 1997; Pedreira et al. 2015; Fernández-Viejo, Gallastegui, et Pulgar 2009). Ces structures en mer sont aujourd'hui scellées par les dépôts sédimentaires les plus récents.

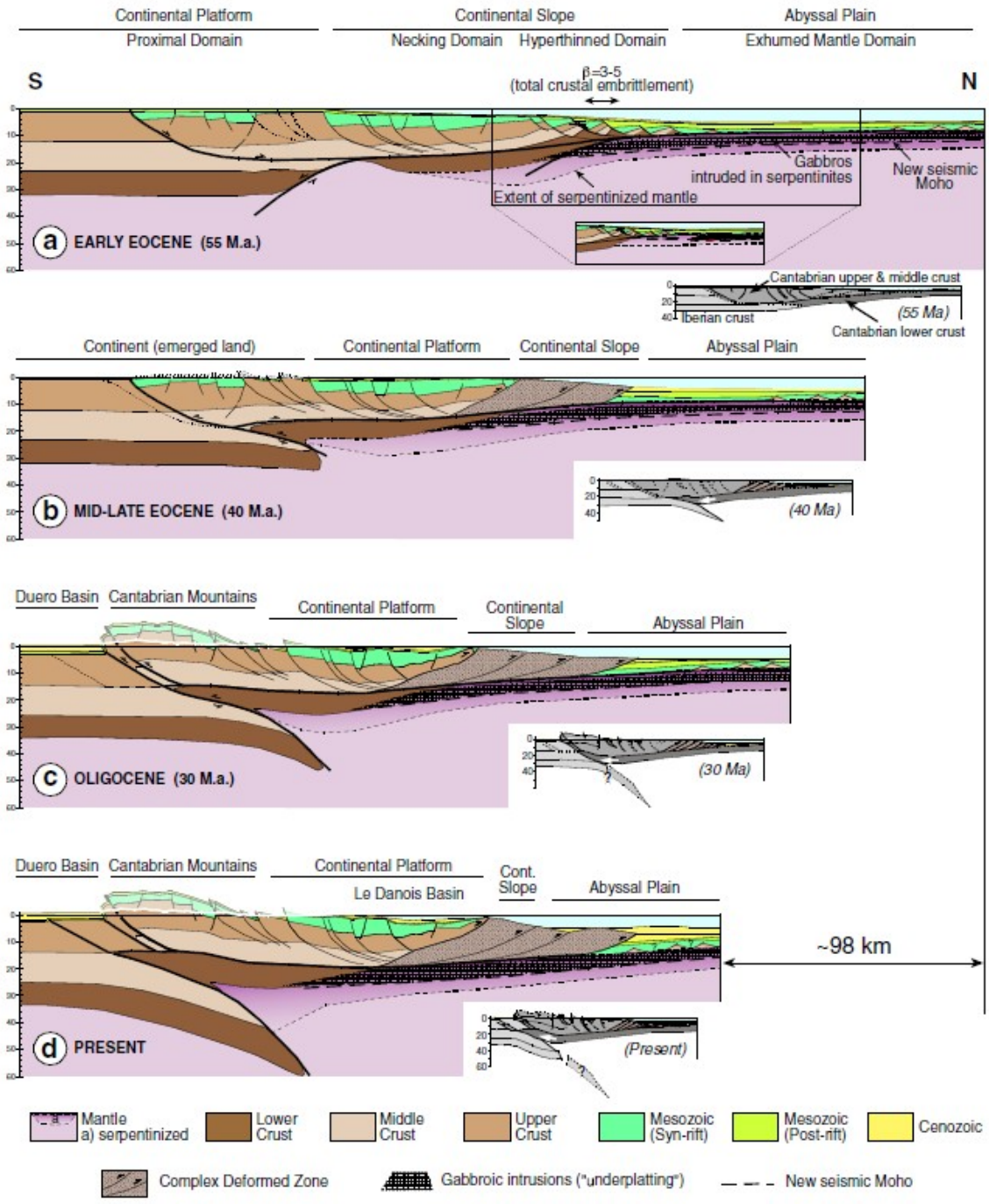


Figure 1-9 : *Schéma simplifié de l'évolution de la marge ibérique pendant l'orogenèse Pyrénéenne le long du profil MARCONI-1. D'après Pedreira et al. (2015).*

1.2.1.5 Déformations actuelles de la marge Cantabrique

A l'heure actuelle, la marge cantabrique subit toujours une déformation liée à la convergence Eurasie/Afrique.

Une partie des contraintes exercées par celle-ci est absorbée à travers l'Ibérie, notamment par des

mouvements le long de la faille Cantabrique (Fernández-Viejo et al. 2021). Cette faille de direction Sud-est / Nord-ouest coupe, dans sa section marine, l'ancienne subduction ibérique. Les contraintes engendrent des séismes le long de la subduction et à proximité de la Faille Cantabrique, en association avec une réactivation d'une partie des structures anciennes dans une convergence de direction sud-est / nord-ouest, différente de l'activité nord/sud précédente (Somoza et al. 2021).

1.2.1.6 Conclusions sur la marge Cantabrique

La subduction cantabrique, ou nord-ibérique, constitue donc un exemple d'une subduction jeune, mais aujourd'hui en cours de réactivation à cause de la convergence Europe-Afrique que nous évoquerons également dans le cas de l'Algérie.

Plusieurs aspects de son histoire et de sa structure méritent l'attention :

- La présence d'un accident majeur à terre (ancienne suture entre deux plaques) a absorbé une part importante de la déformation et rejoué, conduisant même à une subduction de la croûte continentale inférieure vers le nord (donc dans une vergence opposée à celle de la subduction).
- Une subduction, même très jeune, peut développer des structures de failles et de proto-prisme d'accrétion. Les premiers stades de la déformation affectent fortement la marge océanique elle-même, à terre comme en mer.
- Le style tectonique se caractérise par de l'écaillage crustal en propagation et par des bassins flexuraux
- L'inversion de cette marge n'est pas uniforme latéralement: la fermeture du bassin par la rotation de l'Ibérie permet notamment de préserver remarquablement des parties de marge hyper-étirées issues de la phase de rifting et de drifting, notamment des parties amagmatiques caractérisées par du manteau serpentinisé.

1.2.2- La marge nord-Tyrrhénienne : un cas similaire au voisinage de la marge algérienne

1.2.2.1 Introduction

Située à l'est de la jeune marge algérienne, la marge Sud-Tyrrhénienne correspond à la marge continentale du Nord de la Sicile.

La Sicile a été formée par la collision entre une portion de la plaque africaine et un des blocs AlKaPeCa (le Péloritain). D'un point de vue géologique, elle est considérée comme un segment de la plaque africaine auquel est venu s'accréter une "terrane" arrachée à la plaque Européenne par le recul du slab Téthysien (Catalano et al. 2004).

Le bassin tyrrhénien est quant à lui un bassin arrière-arc affecté par le volcanisme de la subduction calabréenne et ouvert au Pliocène, avec un rifting ayant commencé il y a 10 à 12 millions d'années, suivi de plusieurs "pulses" d'océanisation (Malinverno et Ryan 1986; Zitellini et al. 2020), le long d'une faille STEP située sur de sa limite sud, au niveau de la marge Nord-Sicilienne.

La marge Nord-Sicilienne et son bassin accommodent toujours aujourd'hui une part de la convergence entre l'Eurasie et l'Afrique (***Figure 1-10***). Dans un référentiel Eurasie fixe, les mesures GPS réalisées le long de la côte nord de la Sicile mettent en évidence un déplacement vers le nord pouvant aller jusqu'à 7 mm/an à l'est de la zone, et de 3 mm/an à l'ouest. Ces résultats suggèrent également que 4 à 5 mm/an de raccourcissement seraient accommodés dans le bassin Tyrrhénien (d'Agostino et Selvaggi 2004), notamment au niveau de sa marge Sud.

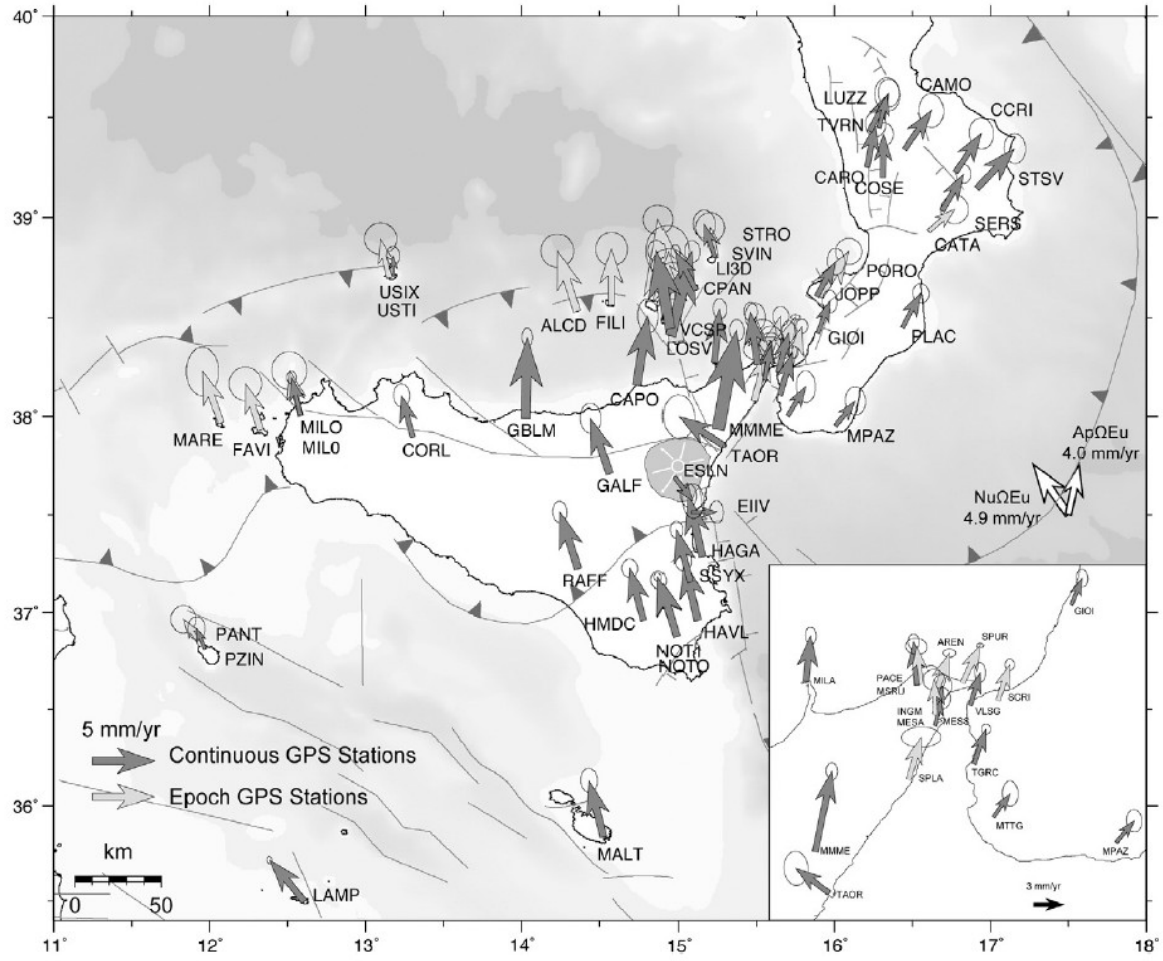


Figure 1-10 : *Vitesses mesurées par GPS, dans un référentiel Eurasie fixe (d'après Serpelloni et al., 2010). On remarquera l'existence d'un gradient de vitesse le long de la côte Nord de la Sicile, avec 3 mm/an à l'ouest et jusqu'à 7 mm/an à l'est.*

1.2.2.2 contexte géologique

Le bassin tyrrhénien a été formé en lien avec le recul du slab téthysien de la Calabre et l'ouverture des bassins arrière-arc liés aux Terranes Européennes AlKaPeCa (***cf partie 2***) (Faccenna et al. 2004; 2005; Rosenbaum et Lister 2004; Nicolosi, Speranza, et Chiappini 2006; Maria Filomena Loreto et al. 2021).

Cette ouverture s'est faite grâce au développement de la faille Drepano, une faille STEP s'étendant de la Tunisie jusqu'à la faille transformante de de Tindari, à proximité du détroit de Messine, dans l'est de la Sicile (Pepe et al. 2005; Maria Filomena Loreto et al. 2021).
Le fonctionnement de la faille de Drepano a été associé à une tectonique en bookshelf qui défini aujourd'hui nombre des grandes structures de la marge Nord-Sicilienne (***Figure 1-11***).

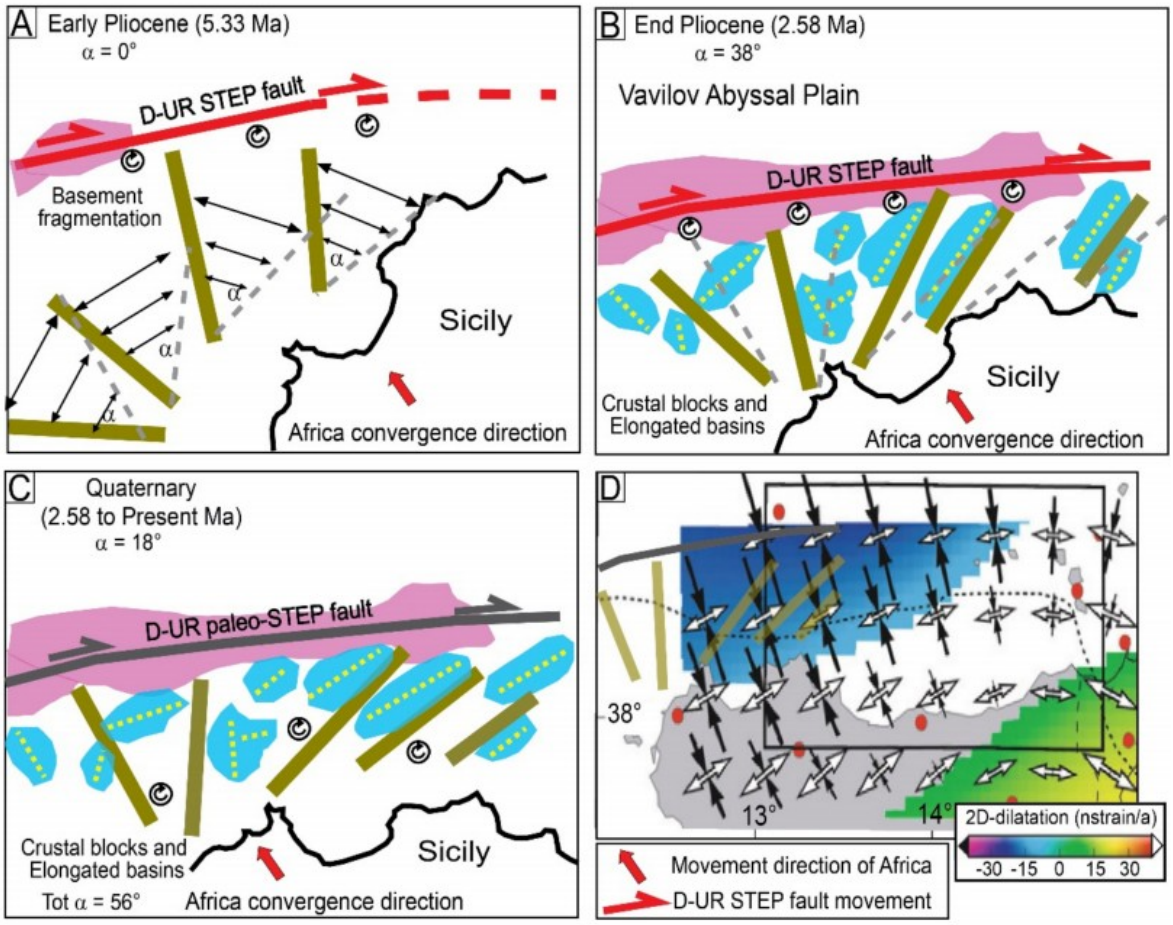


Figure 1-11 : *Schéma de la rotation des blocs de la marge Sicilienne face à l'activité de la faille STEP de Drepano. D'après Filomena Loreto et al. (2021).*
(A) début de la déformation Pliocène. (B) fin du Pliocène. (C) fin de la déformation Quaternaire. Les polygones bleus marquent les bassins sédimentaires. (D) Montre les contraintes calculées d'après les données GPS, avec les flèches noires indiquant un raccourcissement et les blanches une extension.

La faille de Tindari, quant à elle, se situe à la limite entre le domaine compressif Sud-Tyrrhénien, et la marge italienne, toujours affectée par une extension arrière-arc en lien avec le recul du slab de Calabre.

La compression en mer a commencé entre le Messinien et le début du Pliocène, d'abord à l'arrière du prisme orogénique. Elle a notamment activé deux systèmes de failles, les ceintures Kabilio-Peloritani-Calabre et Sicilo-Maghrébine (Billi et al. 2007), qui forment ensemble une structure compressive à pendage sud. Cependant le développement de cette structure compressive a sans doute cessé au milieu du Pliocène: sa propagation a peut-être été stoppée par les unités de la croûte hybléenne, au Sud, car celles-ci étaient plus résistantes. La déformation s'est alors reportée au nord, le long de la marge sud-tyrrhénienne qui subit donc une compression essentiellement Quaternaire.

1.2.2.3 Les marqueurs de l’inversion

Les coupes sismiques ont bien évidemment été utilisées pour étudier l’inversion de la marge Nord-Sicilienne. La plus récente est une étude de sismique haute résolution de Filomena Loreto et al. (2021) qui met en lumière l’existence de failles dans la sédimentation plio-quaternaire

Il est également avéré que la majorité des bassins sédimentaires, tout au moins à l’ouest de de la marge, sont aujourd’hui déformés en compression par la convergence Nord/Sud.

Cependant, ces études sismiques imagent assez peu les structures profondes de la marge Nord-Sicilienne, et on dispose de peu d’informations sur la déformation au toit du socle.

Mais d’autres types de données ont pu être employées pour mettre en évidence l’inversion de la marge.

L’étude des données GPS (Cuffaro et al. 2009; Devoti et al. 2011) confirment ces observations et mettent en évidence la plus grande importance du mouvement Nord-ouest/Sud-est, autrement dit, du mouvement relatif de la Sicile en direction de la mer Tyrrhénienne. Cependant, ils mettent également en lumière les mouvements d’extension arrière-arc qui affectent le Sud de l’Italie et l’est de la Sicile, et qui coexistent avec la compression le long de la côte centre de la Sicile. La présence de ces deux forces dominantes s’explique par l’influence respective de la remontée vers le nord de la plaque Nubienne (Compression ouest) et par le retrait du segment ionien de la subduction des Apennins par rapport à la Sardaigne et à la Sicile (extension est).

Les données GPS éclairent également la transition entre la compression de la marge Nord-Tyrrhénienne et l’extension arrière-arc du sud-ouest de l’Italie (***Figures 1-12***). Les contraintes mesurées montrent que la faille de Tindari n’est pas une limite nette, mais plutôt un élément dans un gradient de déformation, avec la présence d’une zone en compression à l’ouest et au centre de la Sicile, d’une zone en extension au large de l’Italie, et d’une zone intermédiaire mêlant les deux phénomènes au niveau de l’est de la marge Nord-Sicilienne.

L’étude des séismes affectant la région marque également l’inversion.

D’après l’étude de Billi et al. (2007), la ceinture sismique sud-Tyrrhénienne présente un pendage sud et forme un arc bombé vers le nord avec une variation de l’activité sur la longueur. Elle implique essentiellement des failles inverses d’orientation Est-Nord-Est et Nord-Est ainsi que des failles obliques de direction Nord-Ouest.

L’activité de ces failles traduit les importantes contraintes compressives qui affectent la région.

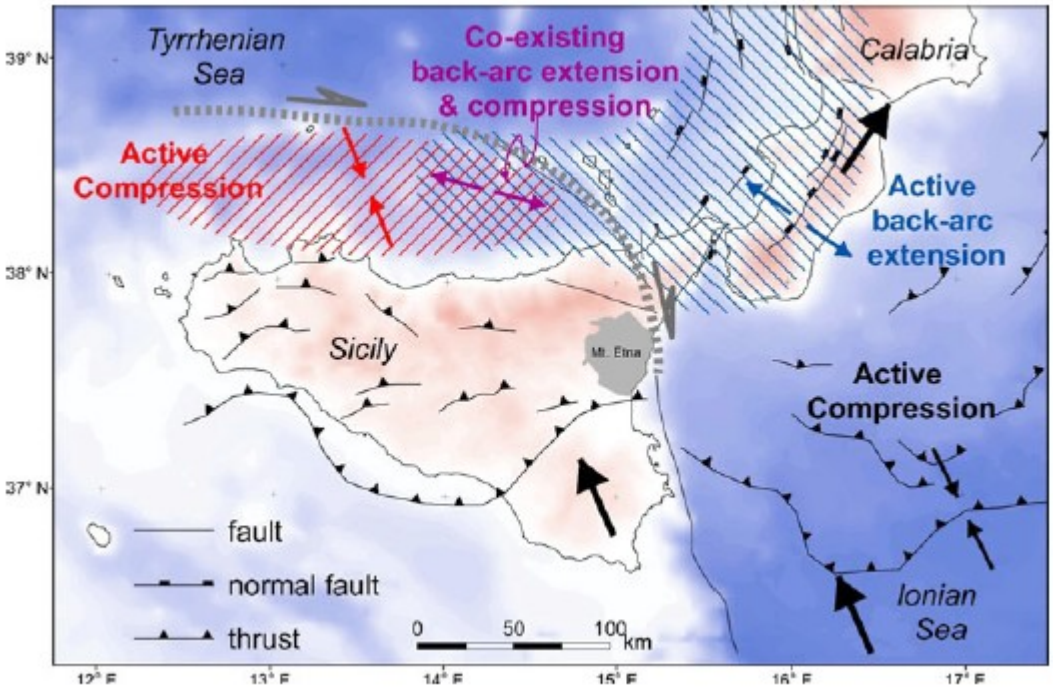


Figure 1-12 : *Carte de la Sicile et de la Calabrienne. On observera notamment la transition d'une zone de compression à l'ouest à une zone d'extension arrière arc à l'est, avec une zone de transition au milieu, le tout le long de la seule côte sud-Tyrrhénienne. D'après Cuffaro et al. (2009).*

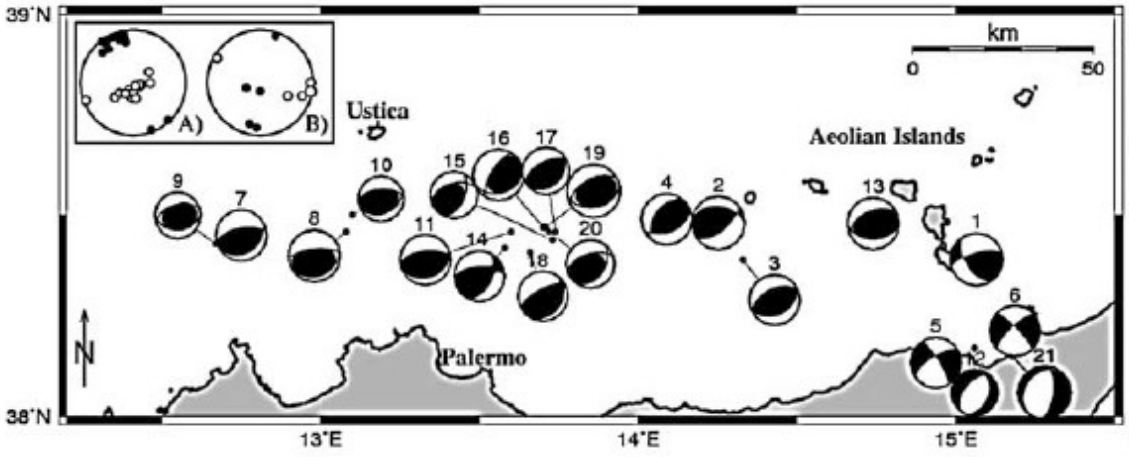
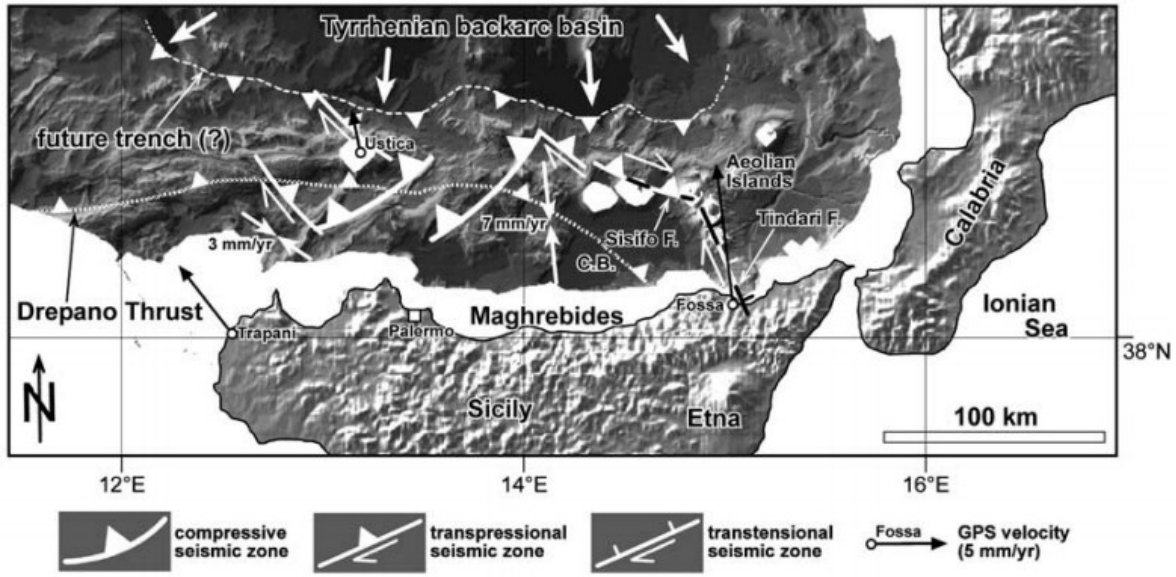


Figure 1-13 : *Carte des mécanismes au foyer des séismes de magnitude supérieure à 4 au nord de la Sicile. On observe l'alignement d'un nombre important de mécanismes en compression le long d'un axe ouest/est.. D'après Billi et al. (2007).*

Les mécanismes au foyer (***Figure 1-13***), notamment, démontrent l'existence d'une forte composante compressive de déformation sur la section ouest de la marge (d'Agostino et Selvaggi 2004; Billi et al.

2007). Les plans nodaux sont de direction globalement E-O ou NE-SO et sont à pendage vers le sud ou le nord (***Figures 1-14***) (Billi et al. 2007), cependant, ils ne se corrèlent pas à l'ancienne faille compressive de Drepano, mais à d'autres structures de la marge. Les alignements des foyers de séismes suggèrent également que ces structures recoupent la faille de Drepano. Il est également possible que ces failles correspondent pour partie à la réactivation de structures anciennes, et notamment les limites des blocs ayant pivoté (***Figure 1-11***) (Maria Filomena Loreto et al. 2021).

Ces failles ne forment pas un ensemble continu, mais une série de failles inverses orientées Sud-Ouest / Nord-est, reliées par des segments en transpression, reprenant parfois le tracé des failles normales créées lors de l'ouverture en faille STEP du bassin tyrrhénien .



<u>Figure 1-14 :</u> *Carte des failles identifiées le long de la marge nord-sicilienne et de leurs mouvements actuels.On remarquera notamment que les failles actuelles (traits blancs continus) recoupent l'ancienne faille de Drepano (en pointillés). D'après Billi et al. (2007).*

1.2.2.4 Conclusion

La marge tyrrhénienne borde un jeune bassin arrière-arc et est affectée depuis le Quaternaire par la convergence Eurasie/Afrique. La déformation à terre étant pour une bonne partie bloquée, la majorité des contraintes doit être absorbée en mer.

Tous les bassins plio-quaternaires du pied de marge sont affectés par l'inversion, et ont également vu se développer des failles actives.

Les profils sismiques publiés sont peu favorables à l'étude des failles en profondeur, dans le socle. On peut néanmoins décrire une déformation commencée à terre, puis se propageant progressivement plus au nord, jusqu'à en arriver à l'état actuel où la marge elle-même est affectée par la compression.

La sédimentation est déjà affectée, montrant l'influence de failles inverses accommodant le raccourcissement et déformant la sédimentation, avec notamment le développement de structures en fleur positive et d'anticlinaux.

De plus, on peut constater que les déformations les plus importantes sont observées à l'ouest de la marge, en direction de la tunisie, puis de la marge algérienne, plutôt qu'au centre et à l'est, soumis à l'extension qui affecte encore la portion calabrienne de l'ouverture arrière-arc européenne.

La faille STEP qui constitue la limite du bassin n'est en revanche, elle, pas réactivée par la tectonique actuelle, et les structures anciennes semblent de manière générale recoupées par des structures plus jeunes ou bien réemployées en transtansion quand leur orientation et leur nature s'y prête.

Il est également possible que l'apparition de la contrainte convergente ait perturbé le volcanisme causé par la subduction Calabréenne.

1.2.3- Les Bétiques et la marge sud-ibérique : L'extension Nord-Ouest de la marge algérienne

1.2.3.1 Introduction

Le bassin d'Alboran fait comme le bassin Tyrrhénien partie des bassins arrière-arc formés par le recul du slab téthysien et se positionne à l'ouest du bassin algéro-baléarique.

Les Bétiques forment une chaîne montagneuse le long de la marge sud-ibérique qui s'étend entre l'Alboran et l'extrême ouest du bassin algéro-baléarique. Rappelons que ce bassin est jeune, formé par la phase finale du recul du slab téthysien à l'ouest de la Méditerranée.

1.2.3.2 Origine et structure du bassin d'Alboran

Après la formation du bassin est-algérien, la subduction s'est propagée en direction de l'Ouest le long de failles transformantes appelées "STEP" (*Subduction Transform Edge Propagator*) (Govers et Wortel 2005; de Lis Mancilla et al. 2018), conduisant à la formation du bassin d'Alboran. La transition entre les marges en extension et les "STEP-faults" se situe au nord et au sud des bassins algéro-baléariques et d'Alboran. Ces zones décrochantes "STEP" se caractérisent par une transition océan-continent étroite, notamment mise en évidence en mer d'Alboran par une profondeur du Moho passant de 38 à 12/22 km sur une distance d'environ 30 km (Torné et Banda 1992).

A ces variations dans la structure de la marge, il convient également d'ajouter des variations de structures et de composition dans le bassin. En effet, l'Alboran s'est formé par la création progressive et le déplacement vers l'ouest d'un arc volcanique (Gómez de la Peña et al. 2020), suivant le recul du slab téthysien en direction de l'Atlantique. Cela donne au bassin lui-même une structure de marge d'arc volcanique en ouest-est (Giaconia et al. 2015) (***Figure 1-15***).

À l'ouest, la croûte de l'arc reste relativement épaisse. Vers l'est, la croûte devient plus fine, avec notamment une diminution de l'épaisseur crustale d'environ 9 à environ 4.5 km en 25 km, en se basant sur une vitesse des ondes de 6 km/s (Giaconia et al. 2015). Il s'agit d'une croûte continentale fortement amincie et intrudée par le volcanisme d'arrière-arc. Les roches volcaniques de l'arc sont calco-alcalines et shoshonitiques (Gill et al. 2004; Giaconia et al. 2015).

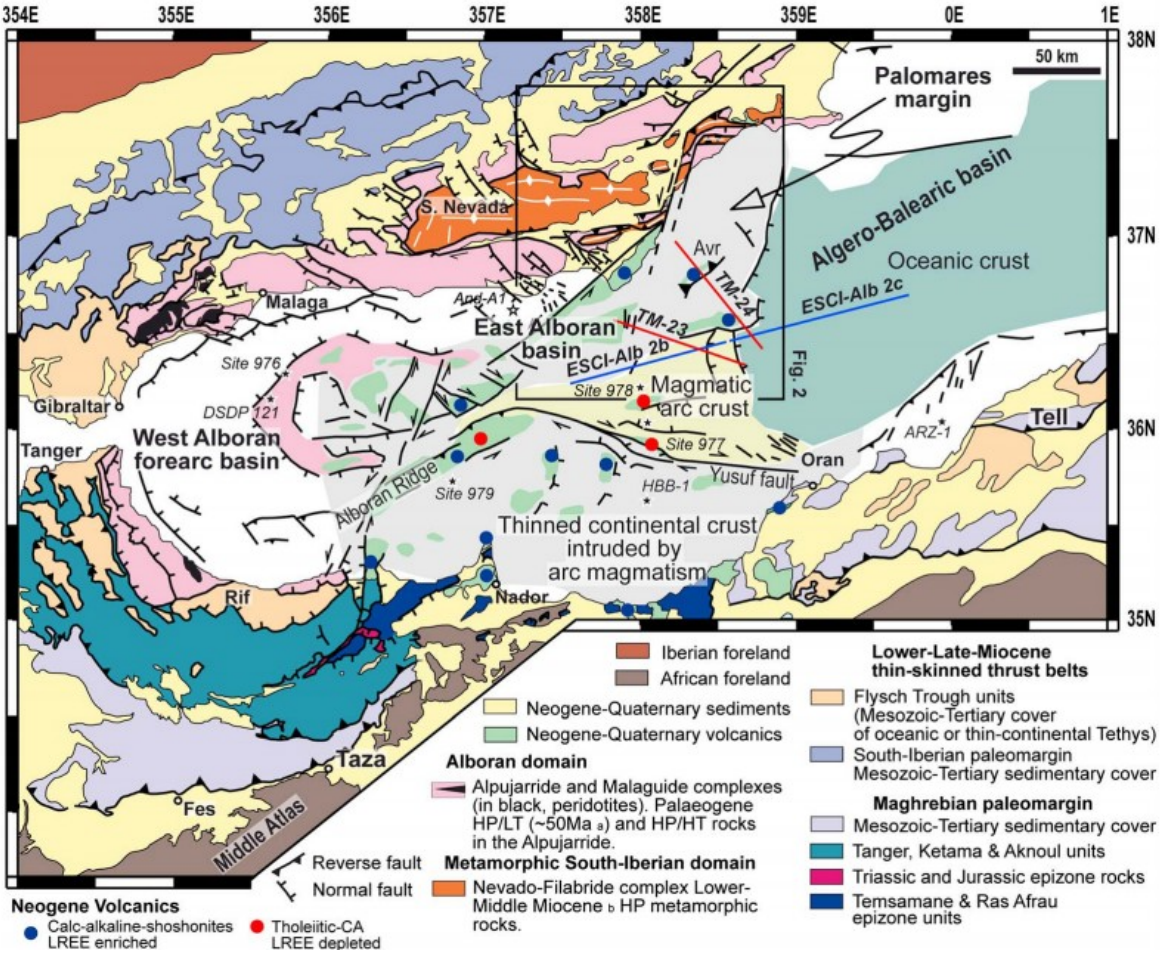


Figure 1-15 : *Carte géologique simplifiée du bassin Alboran et des régions avoisinantes, d'après Giaconia et al. (2015)*

1.2.3.3 Evolution régionale face à la convergence continentale

Suite à son ouverture, et dans le cadre de la convergence eurasie/afrique estimée responsable d'un raccourcissement de 4 à 5 mm par an dans l'Alboran (Nocquet et Calais 2004; Stich et al. 2006; Serpelloni et al. 2007), ce dernier subit une transition entre la subduction et l'extension initiale, et un régime compressif. La paléo-marge ibérique, emportée par le slab plongeant, a subi un épisode de subduction continentale, responsable des premiers stades de déformation du bassin de Grenade (Ruiz-Constán et al. 2011). Le slab lui-même est en train de se détacher de la lithosphère continentale, et près de la surface, l'essentiel de l'activité sismique est liée à la compression, conduisant à la surrection des Bétiques. Cela se reflète dans l'observation de nombreux séismes présentant des mécanismes au foyer en compression dans l'ouest des Bétiques. Vers l'est, un alignement de séisme plonge le long de l'ancien slab téthysien jusqu'à une profondeur de 660 km. (***Figure 1-16***)

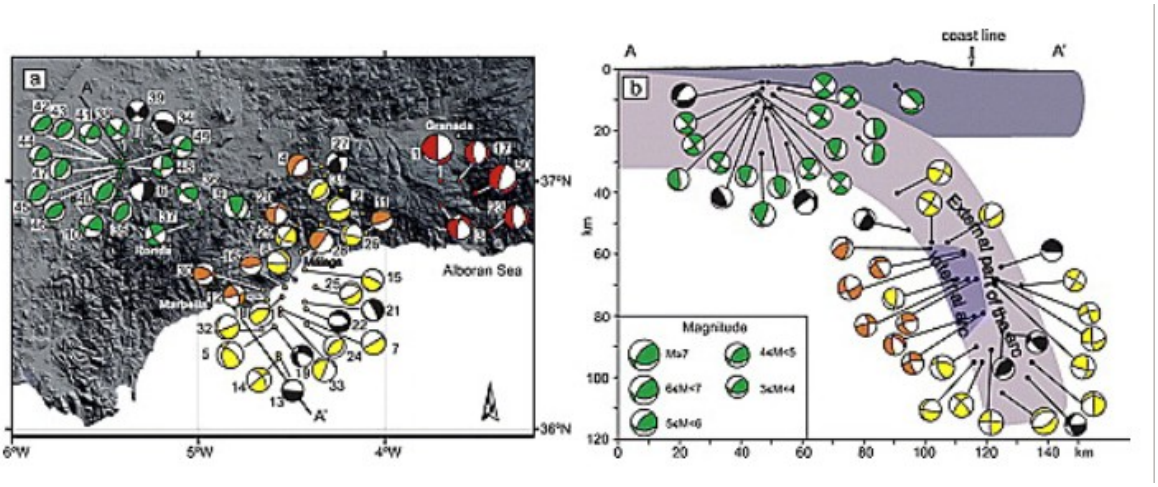


Figure 1-16 : *Carte et coupe des mécanismes aux foyers du sud-est de l'Ibérie, d'après Ruiz-Constan et al. (2011). Les clusters jaunes, oranges et rouges sont associés à l'ancien slab téthysien, tandis que le cluster vert correspond à des séismes de surface, influencés à la fois par la rupture du slab, en profondeur, mais aussi par la contrainte compressive exercées par l'Eurasie et l'Afrique, et les déplacements est-ouest que celle-ci induit dans la région.*

En surface, cette activité sismique ne se compose pas simplement de mouvements compressifs nord/sud. Ceux-ci sont combinés avec des décrochements est-nord-est / ouest-sud-ouest. Des mouvements dextres ou sénestres peuvent être observés d'une faille à l'autre. Ces décrochements s'accompagnent de mécanisme en extension prenant place dans le même axe.

L'étude des données GPS (***Figure 1-17***)(Echeverria et al. 2013; Khazaradze, Echeverria Moreno, et Asensio Ferreira 2014) met en évidence des déplacements globalement nord-sud à la côte, aux environs de la jonction avec le bassin algéro-baléarique, avec une vitesse de 1 à 3 mm par an.

Dans l'ouest de la zone, la déformation se réoriente vers l'ouest et dans les Baléares, vers le nord-est

Ces mouvements à terre n'expliquent bien évidemment pas les 4 à 5 mm de raccourcissement total. Une partie de la déformation est accommodée côté africain, notamment dans l'Atlas. Mais l'accommodation se fait également en mer, comme le montre les mécanismes aux foyers en compression, mais aussi des failles observées dans les profils sismiques (***Figure 1-18***) (Giaconia et al. 2015).

Ces failles, ainsi que les mouvements de plissement associés, se mettent en place à partir du Messinien, ou bien à la toute fin du Tortonien (8 à 7 Ma) et affectent principalement le socle, propageant ensuite leurs déformations dans la sédimentation.

À la jonction des bassins Alboran et Algéro-Baléares, où se trouvent les profils étudiés, ces déformations jouent un rôle important dans la géométrie de la marge, puisqu'elles affectent et surélèvent les structures qui constituent les hauts bathymétriques. Les structures compressives sont donc un des éléments majeurs conditionnant l'évolution de la marge des Bétiques.

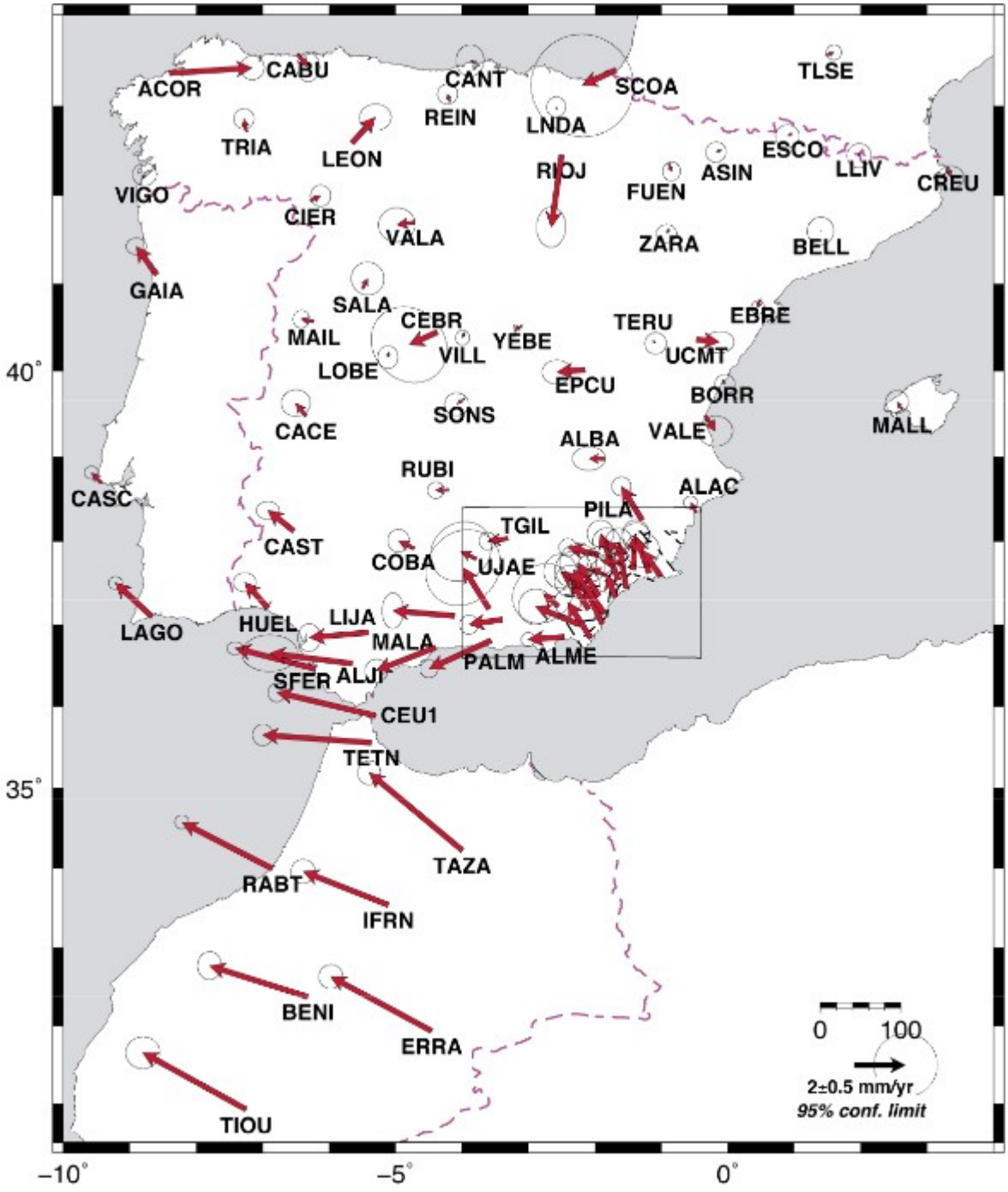


Figure 1-17 : *Champs de vitesse GPS de la déformation actuelle de la croûte Ibérique et du nord du Maroc, dans un référentiel Eurasie Fixée. D'après Khazaradze et al. (2014).*

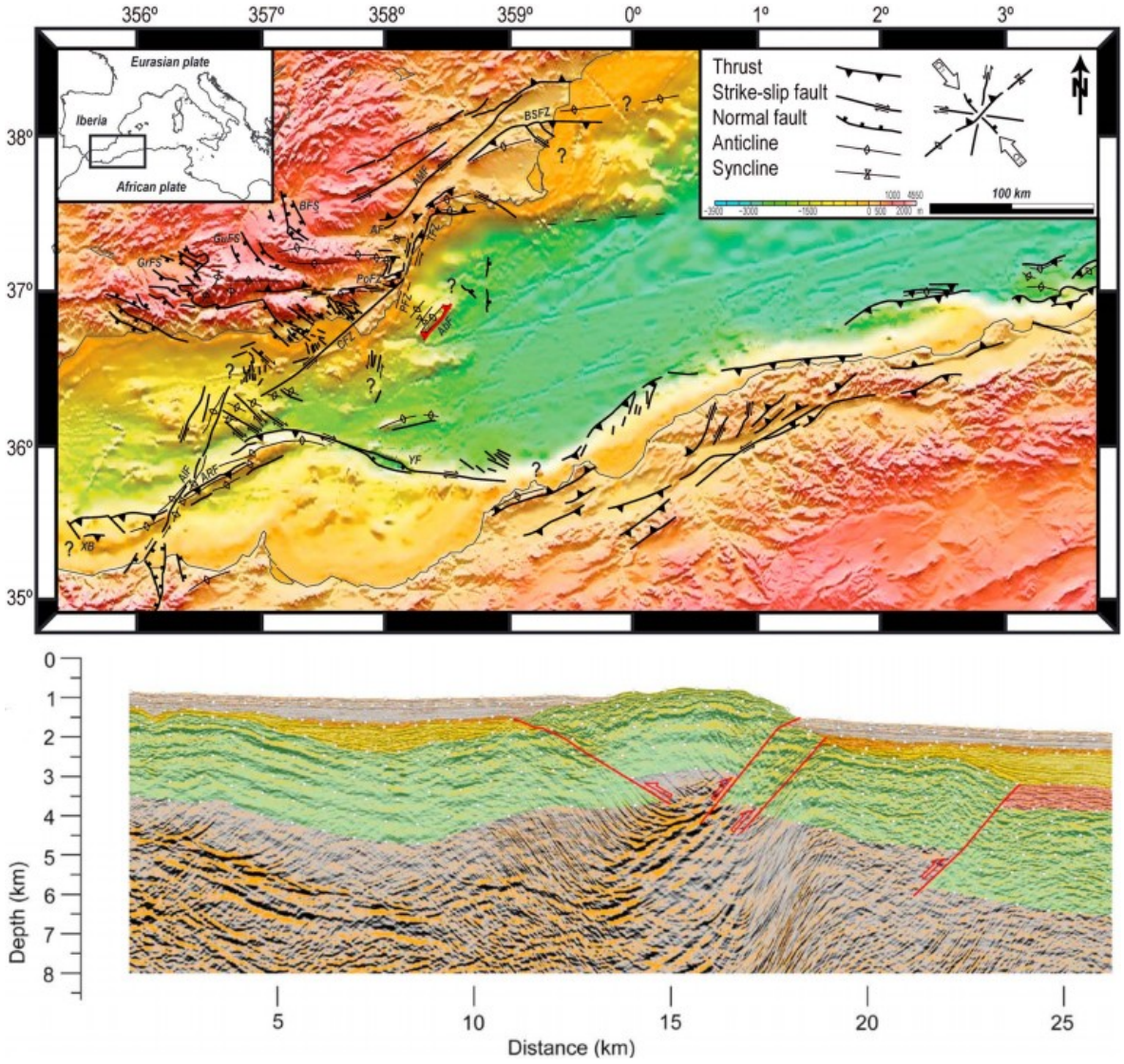


Figure 1-18 : *Modifié d'après Giaconia et al. (2015). En haut, carte des structures actives en lien avec la compression Eurasie/Afrique.*
En bas, la faille d'Abubacer, étudiée par Giaconia et al. (2015), et dont la position est en rouge sur la carte.

Au nord et à l'ouest, on observe des mouvements sud-est/nord-ouest, voir est-ouest, correspondants aux zones de décrochement et d'extension (D. Stich, Ammon, et Morales 2003).

1.2.3.4 Conclusion

La marge Bétique est donc une marge extrêmement jeune qui, sitôt formée, a été reprise en compression du fait de la convergence entre les continents Africain et Eurasien.

La région d'Alboran, constituée d'une step-fault abrupte, semble affectée par des mouvements est-ouest. La jonction avec le bassin Algéro-Baléarique, présente elle une marge à la morphologie plus étirée, dont les structures du socle, notamment les anciens édifices magmatiques, sont aujourd'hui affectés par la convergence. La géométrie de la marge semble fortement contrôlée par l'inversion.

Les principaux points à retenir sont :

- la présence d'une zone de failles accommodant le raccourcissement, en pied de marge sud-ibérique, est avérée à l'Ouest de la zone d'étude de cette thèse.
- l'accommodation de la contrainte par des déplacements vers l'Ouest (à l'Ouest de la zone) ou l'Est (à l'Est de la zone). Les déplacements Est affectant également les Baléares.

1.2.4- La mer du Japon : un bassin arrière-arc à un stade précoce d'inversion

1.2.4.1 Introduction

La mer du Japon est située entre l'Arc du Japon et le continent Eurasien. Elle représente une succession de bassins d'arrière-arc ouverts suite au retrait du slab de la subduction de la plaque Pacifique sous l'Asie. Le bassin principal, celui du Japon, s'est ouvert au début de l'Oligocène (32Ma) jusqu'à il y a 15 à 10 Ma (Jolivet, Tamaki, et Fournier 1994)

.

1.2.4.2 Formation, structure et évolution récente de la mer du Japon

La mer du Japon est l'un des grands bassins arrière-arc de la ceinture du Pacifique. Elle s'est ouverte à partir du début du Miocène. A l'époque, le recul du slab Pacifique par rapport à l'Eurasie a entraîné un épisode extensif. Cette phase d'extension s'est achevée au milieu du Pliocène, lorsque la contrainte s'est inversée pour devenir compressive (Jolivet, Tamaki, et Fournier 1994).

La mer du Japon est partitionnée en trois bassins principaux séparés par des hauts bathymétriques. Le plus grand est le bassin du Japon, au Nord. Il est délimité au sud par le haut du Yamato, qui le sépare des bassins du Tsushima, à l'ouest, le long de la marge coréenne, et du bassin du Yamato, à l'est, le long des côtes du Japon. Ces deux derniers bassins sont séparés par le bank d'Oki qui relie le Japon au haut du Yamato (Figure 1.3.4). Les trois bassins sont de nature océanique, tandis que le haut du Yamato et la ride d'Oki sont de nature continentale (Kurashimo et al. 1996).

Une compression légère se met en place entre 10 et 3.5 Ma (Sato 1994), puis se renforce après 3.5 Ma. Suite à cette compression, on observe des structures compressives le long des marges. Une importante sismicité affecte également la région (***Figure 1-19***), plus particulièrement le long de la marge Est, avec des séismes pouvant atteindre la magnitude 7.7 à l'ouest du Japon (Nihonkai-Chubu, 1983) et 5.1 à l'est de la Corée (Uljin, 2004).

Des deux côtés du bassin, on observe plus particulièrement un alignement de séismes aux mécanismes aux foyers compressifs le long de la transition océan-continent (Choi et al. 2012; No 2014; Kim et al. 2018).

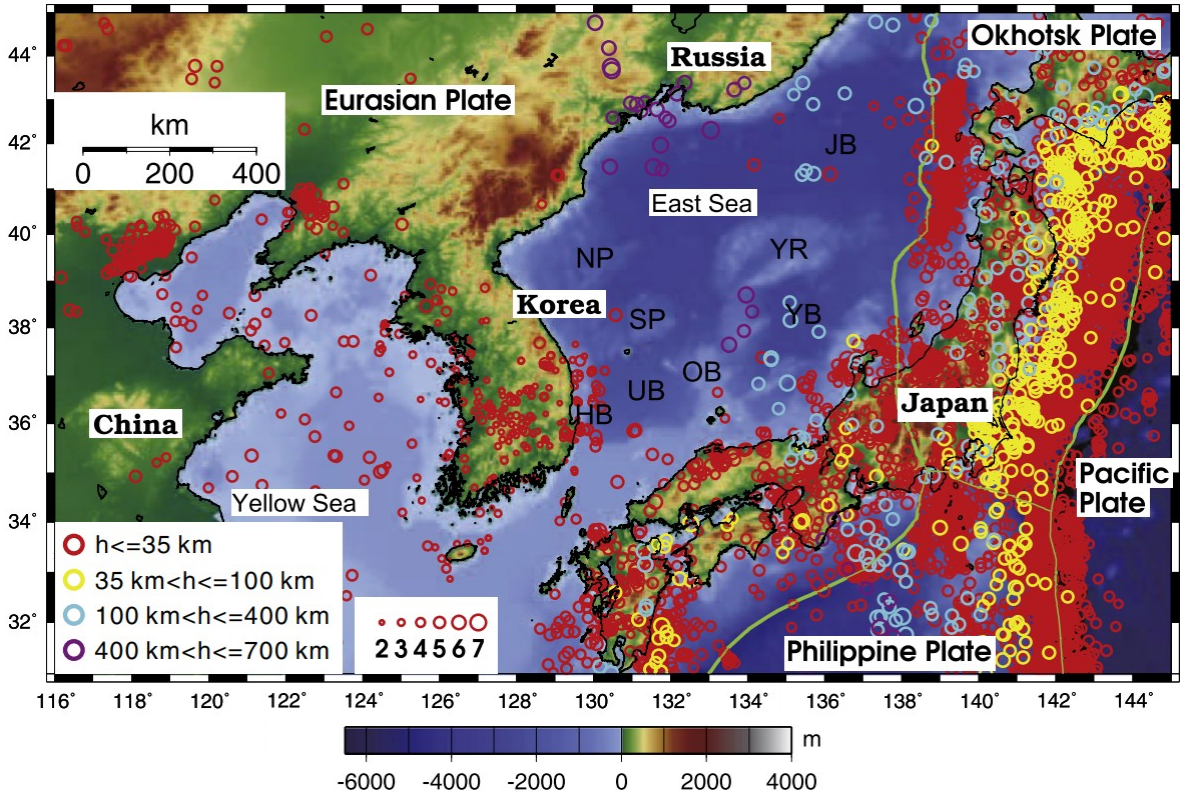


Figure 1.-19 : *Sismicité le long de la marge Est de l'Eurasie (d'après Choi et al., 2012). Les principales structures tectoniques sont indiquées par leurs initiales anglaises :*
le bassin du Japon (JB), avec le Plateau Nord-Coréen (NP) ; le Haut du Yamato (YR) et Banc d'Oki (OB), fragments de croûte continentale qui séparent les bassins; le bassin de Tsushima, avec ses différentes région : Plateau sud-Coréen (SP), Banc de Hupo (HB), Bassin d'Ulleung (UB); et le Bassin du Yamato (YB).

1.2.4.3 Déformation dans le bassin de Tsushima

La marge coréenne est une marge étroite, large d'une vingtaine de kilomètres (Kim et al., 2007). Dans le bassin, on observe un ploiement de la croûte, engendrant une flexion vers le bas en pied de marge associé à un bombement plus au large, le tout constituant un flambage d'une demi-longueur d'onde de 15 km environ (***Figure 1-20***) (Kim et al. 2018).
La marge est affectée par des failles. L'étude de la sédimentation montre que la déformation des sédiments en pied de marge est perceptible à partir de 3.8 millions d'années, avec la mise en place d'un bassin sédimentaire en pied de marge, face à l'approfondissement causé par l'inversion tectonique (Kim et al. 2018).
Les auteurs identifient également selon les profils un à deux points de déformation sédimentaires qui affectent la bathymétrie et occasionnent un décalage avoisinant la demi-seconde temps-double, probablement en relation avec une faille plongeant vers le continent (***Figure 1-20***). On observe aussi d'autres failles sub-verticales dans les profils temps-double, identifiées comme des failles normales

mises en place lors de l'ouverture du bassin et aujourd'hui inversées par la compression (Choi et al. 2012).

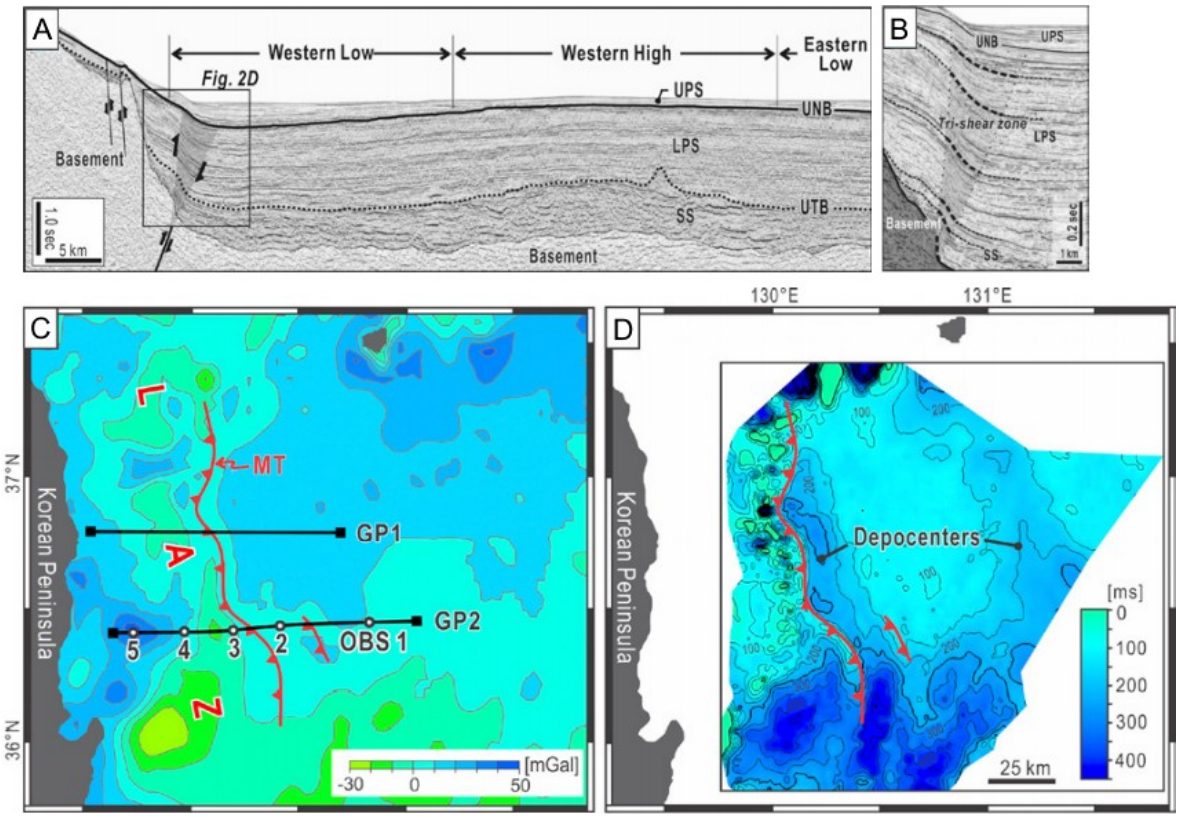


Figure 1-20 : *Modifié d'après Kim et al. (2018). (A) profil sismique de la marge Sud-Coréenne et (B) zoom sur le pied du talus continental, où les auteurs proposent l'existence d'une faille liée à l'inversion du bassin. SS : sédiment sin-rift, MPS : sédiments post-rift, UPS : sédiment post-rifts récents affectés par l'inversion. On remarquera une oscillation des dépôts sédimentaires. (C) Carte des anomalies gravimétriques de la marge Sud-Coréenne montrant la présence d'une anomalie en pied de marge, en lien avec l'inversion du bassin. (D) Carte des épaisseurs de dépôts d'UPS, montrant l'existence de deux bassins séparés par une zone avec peu de dépôts, ce qui correspond à une oscillation de la croûte.*

1.2.4.4 Déformations dans le bassin du Yamato et l'est du bassin du Japon

De l'autre côté du bassin, sur la marge japonaise, les failles s'étendent sur près de 170 km de long. Combiné à l'activité tectonique plus importante, cela conduit les auteurs à proposer que cette marge focalise davantage la déformation compressive que ne le fait l'abrupte marge coréenne. La présence de failles inverses et d'anticlinaux asymétriques est confirmée dans la sédimentation du bassin et indique un pendage Est des failles sous-jacentes (***Figure 1-21***) (No 2014). Cependant, si certains réflecteurs du socle se connectent à ces structures, ce n'est pas tout le temps le cas et l'observation directe des failles n'est donc pas toujours possible.

Le séisme de Nihonkai-Chubu, en 1983, a été localisé au niveau de la transition océan/continent entre le bassin du Japon et la croûte de l'Arc Japonais, à l'endroit où la profondeur du Moho change rapidement et où la composition de la croûte transitionnelle est entre océanique et continental (No 2014).

La compression est aussi responsable d'une activité tectonique à terre dans l'arc japonais, ainsi que des failles et reliefs associés (Choi et al. 2012).

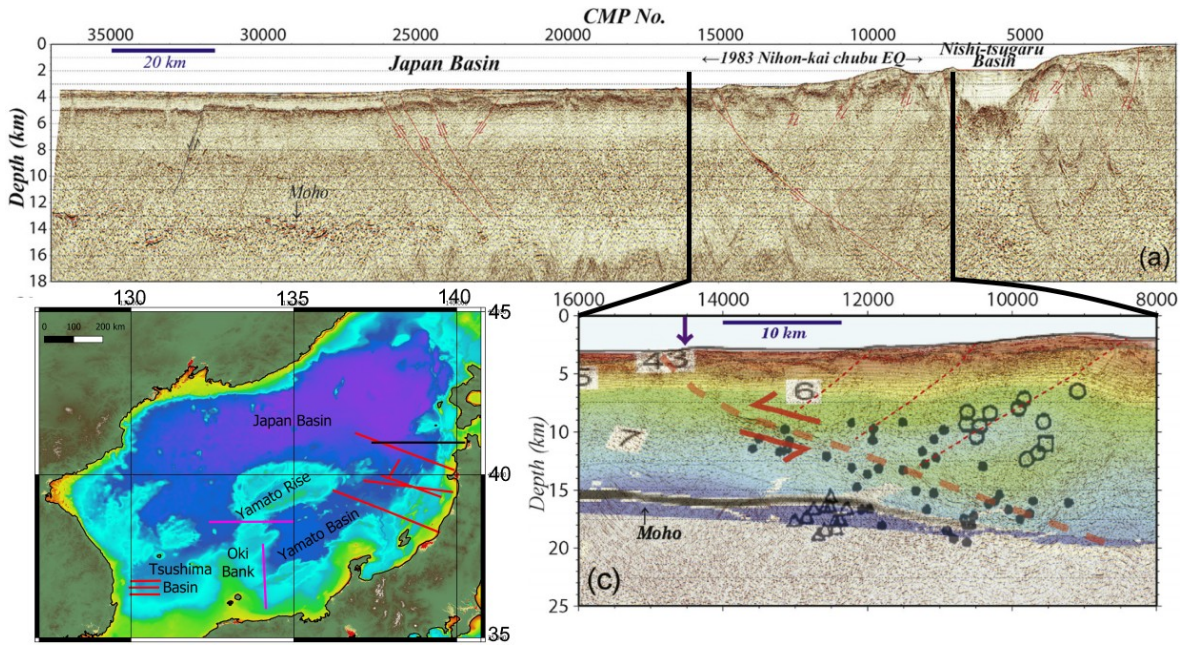


Figure 1-21 : *En haut, section sismique convertie en profondeur de la ligne EMJS205. Les lignes rouges marquent les failles inverses et les lignes noires les failles normales. Modifié d'après No et al. (2014). En bas à droite, extrait de la section avec une rampe crustale proposée d'après l'étude de la section sismique et les épicentres de séismes. En bas à gauche, carte de la mer du Japon localisant en noir le profil EMJS205.*

1.2.4.5 Conclusion

La mer du Japon est un ensemble de bassins arrière-arc ouverts par le recul de la subduction pacifique. La déformation compressive s'exerce très tôt dans l'inversion sur les deux marges du bassin, et si la marge Japonaise semble concentrer la plus grande partie des déformations, c'est actuellement la marge Coréenne qui présente la structure observée la plus semblable à celle déjà observée au large de l'Algérie, avec notamment la formation d'un bassin sédimentaire en pied de marge, ainsi que la présence d'un flambage (buckling) d'une demi-longueur d'onde de 15 km.

Les caractéristiques principales de la mer du Japon sont :

- présence de plusieurs bassins océaniques séparés par de la croûte continentale amincie.
- activité sismique importante sur les marges Est et Ouest, avec notamment des alignements de séismes marquant une compression en pied de marge
- développement de failles crustales à pendage vers le continent
- dans le cas de la Corée et du bassin de Tsushima, flambage de la croûte bien visible dans la sédimentation.

1.3- Synthèse: caractéristiques des marges passives inversées et facteurs de contrôle

En résumé, une marge en inversion (***Figure 1-22***) est une marge soumise à une contrainte compressive. L'inversion d'une marge passive consiste en sa reprise en compression, soit par l'inversion des structures extensives d'origine (Kim et al. 2018; Fernández-Viejo et al. 2021; Somoza et al. 2021), soit par le développement de nouvelles structures (Billi et al. 2007; No 2014; Giaconia et al. 2015; Pedreira et al. 2015; Kim et al. 2018).

Cette compression sera généralement liée aux mouvements des plaques bordant le bassin océanique, la contrainte extensive ayant conduit à l'ouverture du bassin étant remplacée par une convergence. Les marges en inversion sont très communes en méditerranée occidentale du fait du rapprochement entre les plaques Africaine et Eurasiatique, mais existent aussi notamment en Mer du Japon.

Divers types de structures peuvent marquer l'inversion :

Les plissements sont un type de déformation très répandu. Des failles inverses (le plus souvent crustales) peuvent surélever les blocs (Pedreira et al. 2015; Kim et al. 2018; A. Leprêtre et al. 2013), générant des bassins sédimentaires en éventails, voire des bassins perchés (roll-over, bassins en piggy-back ou wedge-top) (Déverchère et al. 2005; Domzig 2006; A. Leprêtre 2012; A. Leprêtre et al. 2013). Ces déformations peuvent affecter la bathymétrie.

Toutes les observations ne s'appuient cependant pas sur des observations au toit du socle. Dans certains cas (ex : No et al., 2014 ; Giaconia et al., 2015 ; Kim et al. 2018), les données permettent d'imager le toit du socle et de proposer des décalages dans celui-ci, avec plus ou moins de netteté selon les données utilisées et le traitement réalisé.

Cependant, beaucoup d'observations reposent sur des données de surface et de sub-surface (ex : Déverchère et al. 2005; Domzig 2006 ; Filomena Loreto et al., 2021). Les auteurs analysent alors des conséquences des failles dans la sédimentation récente (bassins en éventails, plissements), l'activité des failles n'étant pas toujours assez importante pour créer un décrochement visible dans la sédimentation récente. Les failles profondes sont alors proposées sur la base de ces observations de faibles profondeurs.

Dans ce cas, on devra néanmoins tenir compte du découplage qui existe souvent entre le socle et les sédiments. Il ne sera pas rare, tant dans les modèles (Costa et Vendeville 2002; Ruh, Kaus, et Burg 2012; Yan et al. 2016) que dans les exemples de terrain (Echavarria et al. 2003; Sherkati, Letouzey, et Frizon de Lamotte 2006; Barnes et al. 2010; Burg et al. 2013; Tavani et al. 2015), dans les couches sédimentaires, d'observer des niveaux de décollement, des plats et des rampes qui favorisent la propagation de la déformation à travers un bassin d'avant-pays.

On notera que dans tous les cas, les failles proposées par les auteurs se situent dans le pied de marge, ou à proximité immédiate de celui-ci.

Il s'agit de rampes à vergence vers l'océan (ex : Gallastegui et al., 2002 ; Fernández-Viejo et al., 2010 ; No et al., 2014 ; Giaconia et al., 2015 ; Kim et al. 2018), à l'inverse des failles normales associées à

l’ouverture du bassin dont la vergence est en direction du continent.
Elles sont cependant difficilement imagées sous la marge, dans le socle.
Il y a deux raisons à cela. Tout d’abord, on cherche à observer des failles dans le socle, dont la géométrie des réflecteurs peut être complexe, sur des lignes sismiques pas forcément traitées pour imager des structures aussi profondes. Ensuite, la marge est un environnement caractérisé par d’importantes variations dans l’épaisseur des unités de vitesse (colonne d’eau moins profonde, couverture sédimentaire très variable, socle plus épais et moins profond), ce qui perturbe l’observation et déforme les structures, rendant impossible le suivi des failles.

Certaines études (ex : Ruiz et al., 2017) ont recours à la tomographie ou la sismique grand angle pour identifier des variations de vitesses en profondeur. Cependant, pour que ces données mettent en évidence une possible faille, il faut que cette faille mette en contact deux milieux où la vitesse des ondes est significativement différente. C’est le cas le long de la subduction juvénile de la marge Cantabrique, mais ce n’est pas le cas le long d’une marge en inversion où la subduction n’a pas démarré. Si ces données de vitesses peuvent mettre en évidence la déformation liée à l’inversion, elles pourront difficilement mettre en avant l’existence d’une faille en profondeur dans le socle, voire à la limite avec le manteau. Cependant, la focalisation de la déformation dans le pied de marge et sa déformation restent un des aspects majeurs de l’initiation de subduction, en lien avec le fait de vaincre la résistance à la flexion de la lithosphère (Lallemand et Arcay 2021).

Justement, parlons de la flexion de la lithosphère et/ou de la croûte dans le contexte de l’initiation de subduction. Le bassin océanique peut développer une flexion d’une amplitude et d’une longueur d’onde variables (Burov 2011; Kim et al. 2018). Divers facteurs peuvent influer sur la capacité de la marge à développer cette flexion, à commencer par son âge. En effet, les marges âgées de moins de 20 Ma et/ou affectées par du volcanisme présentent une lithosphère océanique plus facile à déformer que la lithosphère continentale voisine, ce qui tend à favoriser la déformation du bassin et de la transition océan/continent (Leroy, Gueydan, et Dauteuil 2008; Nikolaeva, Gerya, et Marques 2010; Burov 2011).

Nous distinguerons ici deux types de réponses élastiques continues, le flambage et la flexion vers le bas ou Downward Concave Flexure (DCF).
Le terme de flambage désigne des oscillations à courte longueur d’onde qui se répètent en s’éloignant du pied de la marge.
Le terme de DCF désigne une unique flexion à grande longueur d’onde, concave, en direction du pied de marge, de l’ensemble du bassin océanique visible sur la coupe sismique. En rapport avec la longueur des coupes sismiques qui représentent souvent plus de la moitié de la largeur du bassin Algéro-Baléarique, on pourra supposer que la DCF représente une unique flexion du bassin, une demi-oscillation à l’échelle du bassin entier, ce qui expliquerait qu’Auzende et al. (1973 ; 1975) n’aient pas noté de flexion des horizons le long de la marge Baléares.
Inversement, la marge continentale tendra à se surélever par réponse élastique, sauf parfois sur certains segments de marge (Hamai et al. 2015).

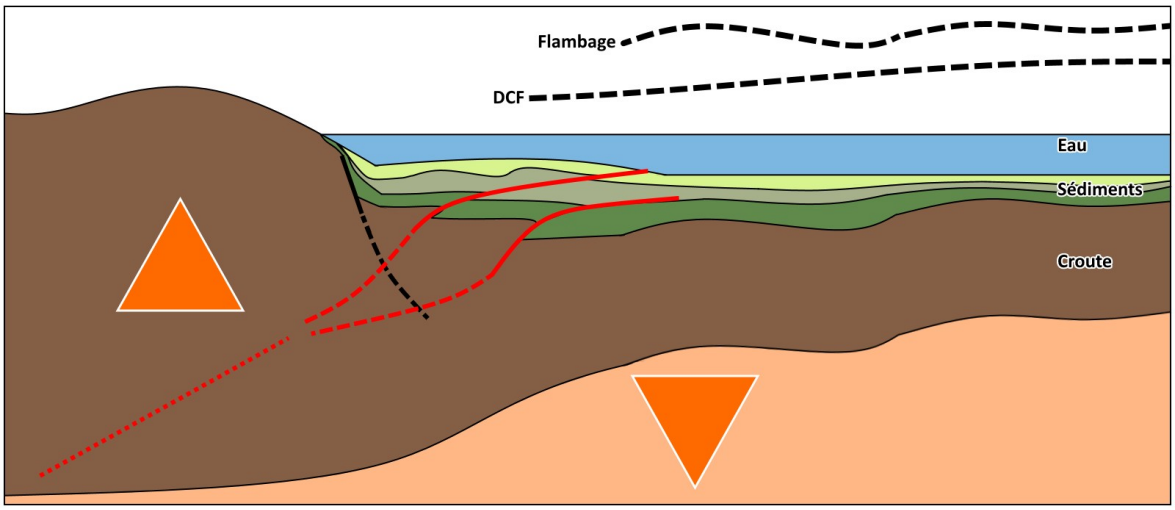


Figure 1-22 : *Schéma synthétique des déformations associées à l'inversion d'une marge.*
La lithosphère océanique développe une flexion. Cette flexion peut être de grande longueur d'onde (nommée ci-après DCF) ou de courte longueur d'onde (nommée ci-après flambage). Plusieurs longueurs d'ondes de flexion peuvent se superposer.
Inversement, la marge océanique sera redressée.
Des failles se développent également dans le pied de marge et se propagent possiblement vers le bassin. Ces failles peuvent soulever des blocs crustaux, ou bien conduire à un début d'empilement d'écailles sédimentaires.

Chapitre 2: Contexte géologique de la marge Algérienne (état de l'art)

2.1- Histoire du bassin algérien

2.1.1 Géodynamique Téthysienne

L'histoire géologique du bassin Algérien s'inscrit dans le cadre de la fermeture de la Téthys. Cette fermeture s'initie au Crétacé (***Figure 2-1***) (Dilek et Furnes 2019).

La remonté de l'Afrique, formée suite à la séparation du Gondwana il y a 140 Ma, forcera l'Ibérie à remonter vers le nord et à pivoter sur elle-même, conduisant à la fermeture des deux jeunes bassins océaniques et à l'orogenèse Pyrénéenne à partir de 53 Ma.

Dans le même temps, à l'est, l'ouverture de l'Atlantique nord stoppe l'expansion océanique dans la Téthys alpine à la fin du crétacé. L'Apulie, séparée du reste de la plaque africaine, remonte vers le nord où elle rentre en collision avec l'Eurasie à l'Oligocène .

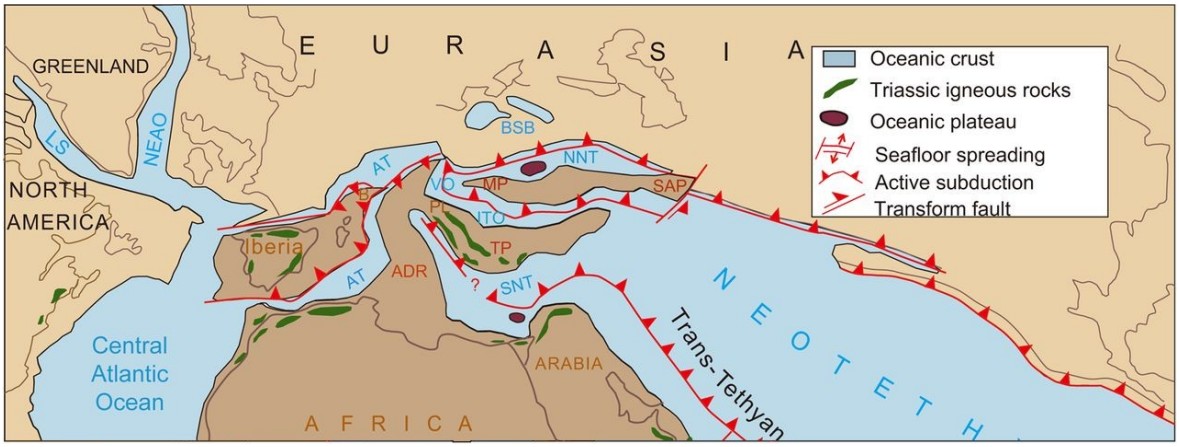


Figure 2-1 : *Reconstitution des bassins océaniques néotéthysiens au crétacé, ainsi que des continents environnants. AT, Alpine Tethys; ADR, Adria; B, Briançonnais; BSB, Black Sea Basin; ITO, Inner Tauride Ocean; LS, Labrador Sea; MA, Madagascar; MP, Menderes Platform; NEAO, NE Atlantic Ocean; NNT, Northern Neotethys; PL, Pelagonia; SAP, South Armenian Platform; SNT, Southern Neotethys; TP, Tauride Platform; VO, Vardar Ocean; ZT, Zhongba Terrane. Modifié d'après Dilek et Furnes (2019)*

Alors que les bassins néo-téthysiens continuent à se refermer aux abords de la future mer méditerranée, la subduction téthysienne située au sud de l'europe se met à reculer vers le sud, emportant une série de terranes (AlKaPeCa) (Bouillin, Durand-delga, et Olivier 1986) et déclenchant l'ouverture d'une série

de bassins arrière-arc. Les Kabylies sont deux de ces terranes européens accrétés à la plaque africaine au niveau de l'Algérie, et le bassin algérien est quant à lui un de ces bassins arrière-arc.

L'histoire récente de la marge algérienne s'initie avec le recul du slab de la subduction téthysienne située au nord. En effet, les différentes unités des zones internes alpines dispersées autour de la Méditerranée occidentale présentent une origine commune (Bouillin, Durand-delga, et Olivier 1986). Ces blocs qui constituent l'Alboran, les Kabylies, le Péloritain et la Calabre (AlKaPeCa) correspondent en fait à des fragments de croûte continentale européenne téthysienne. qui vont migrer vers le sud à la faveur d'ouverture du bassin arrière-arc.

Cette ouverture se concrétise par la rotation des blocs Baléares et Corso-Sarde, mais c'est aussi elle qui entraînera les fragments du bloc AlKaPeCa.

Le schéma exact du déplacement de ces blocs, ainsi que l'ordre et le mode d'ouverture des bassins associés reste aujourd'hui encore discuté (Mauffret et al. 2004; B. Bouyahiaoui et al. 2015; Romagny et al. 2020; Gómez de la Peña et al. 2021).

2.1.2 Cinématique finie en Méditerranée Occidentale

Parmi les blocs AlKaPeCa, et dans le cadre du bassin Algérien, nous nous intéresserons surtout aux Kabylies, et dans une moindre mesure au domaine Alboran.
Les blocs Kabyles sont supposés entrer en collision avec la marge algérienne vers 17 Ma (Chazot et al. 2017).

Cette collision, combinée à la fin de l'accommodation du rapprochement entre Eurasie et Afrique par la subduction téthysienne, accentue la compression des structures de l'Atlas Saharien et provoque une orogenèse dans le Tell-Atlas (***Figure 2-2)***. La déformation dans l'Atlas Saharien est accentuée car elle est en réalité plus ancienne, datant d'avant même le début du recul du slab téthysien et à l'ouverture des bassins-arrières Arc Ouest-Méditerranéens (Frizon de Lamotte et al. 2000; 2009; 2011).

Le Tell-Atlas est majoritairement constitué par la structure déformée de l'ancienne marge, téthysienne Nord-africaine qui correspond à ce que l'on identifie comme les zones externes des orogenèses alpines. Ces zones externes sont chevauchées par des unités de flyschs, elles-mêmes chevauchées par les zones internes (Wildi 1983) qui correspondent ici aux deux terranes continentaux européens de Grande Kabylie et Petite Kabylie.

Les flyschs présentent un métamorphisme HP-HT lié à l'orogenèse alpine dans l'Atlas. Ils correspondent à des sédiments de l'ancien bassin téthysien, datés à 30Ma, et qui ont conservé les marques de la fermeture du bassin (Guerrera et Martín-Martín 2014).

Au niveau des Kabylies, la suture liée à la fermeture du bassin téthysien se trouve à terre, tandis qu'elle se trouve en mer dans le reste de la région (***Figure 1 de l'article, section 5.1***).
Plus généralement, les flyschs et les zones internes deviennent moins proéminentes à l'Ouest, et leur interprétation est rendue compliquée par l'expansion du domaine Alboran (Domzig et al. 2006; Domzig 2006).

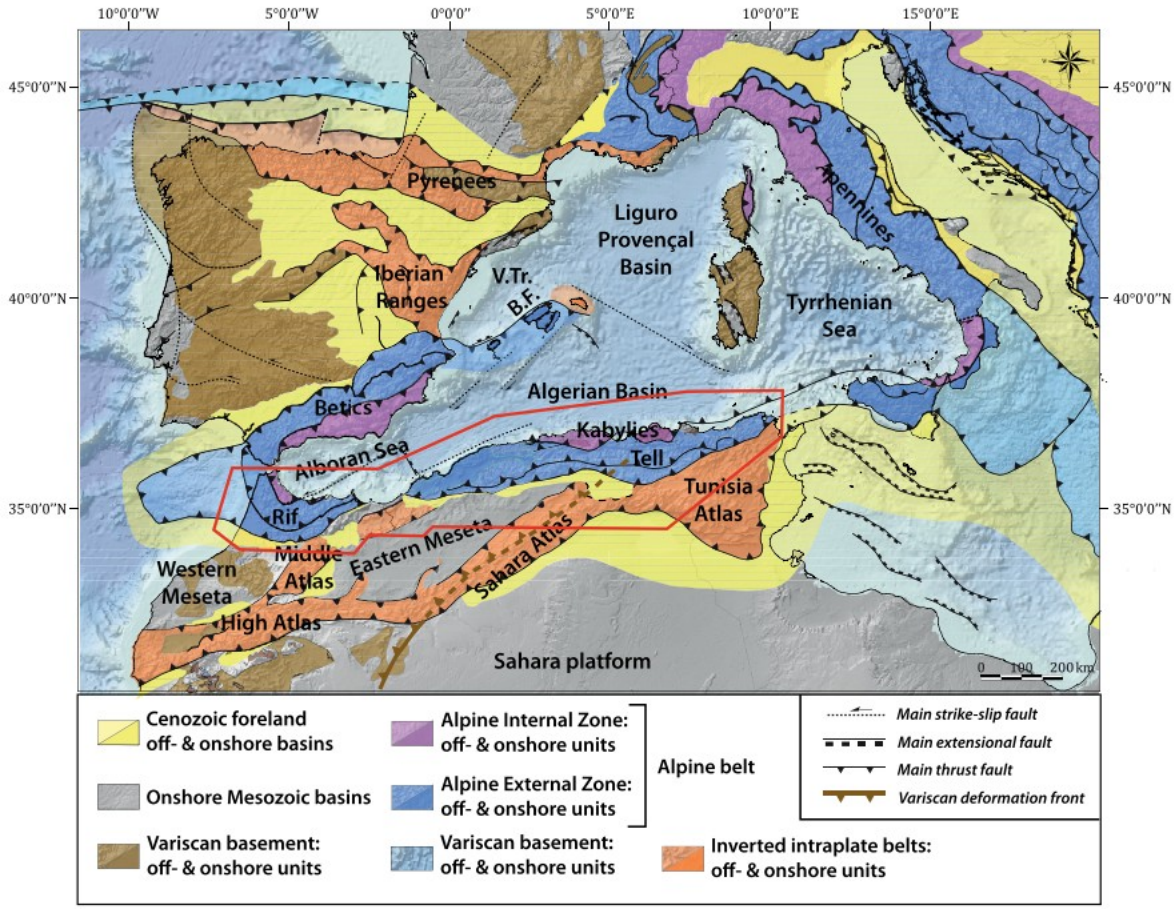


Figure 2-2 : *Schéma structural de la Méditerranée horizontale, d'après Leprêtre et al. (2018). On observera notamment les différentes unités alpines présentes en Algérie, avec les Kabylies qui constituent les zones internes et le Tell-Atlas les zones externes. L'Atlas Saharien est une structure intra-plaque dont la formation a commencé à une époque plus ancienne mais qui accommode toujours une partie du raccourcissement.*

C'est vers 17 Ma d'années également que le slab océanique se déchire et se sépare de l'ancienne marge africaine reprise en collision (Chazot et al. 2017). La déchirure du slab s'est ensuite propagée latéralement. Ceci est associé à un épisode volcanique important, particulièrement entre 17 et 16 Ma (Maury et al. 2000; Coulon et al. 2002). La remontée asthénosphérique à travers la déchirure serait à l'origine d' une érosion thermique de la portion inférieure de la lithosphère et d'une fusion partielle, responsable d'un épisode volcanique (Chazot et al. 2017). Ce volcanisme entraîne la mise en place de massifs volcaniques comme celui de Colo, à terre, mais aussi de structures en mer visibles dans les cartes des anomalies magnétiques et les profils sismiques (Bouyahiaoui 2014).

L'ouverture des bassins arrière-arc s'est ensuite poursuivie au nord des Kabylies. Certains modèles récents basés sur l'étude des données magnétiques (Haidar et al. 2021, preprint) supportent l'hypothèse (Mauffret et al. 2004) que le bassin algérien se serait ouvert en deux étapes

majeures suite à la collision des Kabylies. Le bassin triangulaire situé au large de Jijel se serait ouvert en premier, suivi ensuite du déplacement vers l'ouest du futur bloc Alboran alors situé entre les Baléares et Grande Kabylie. Cette ouverture se fit à la faveur de deux alignements de failles STEPs situés le long des marges nord et sud du bassin (Badji et al. 2015; de Lis Mancilla et al. 2018). Cette ouverture se traduira par le développement de marges abruptes, notamment le long des segments Centre-Ouest et Ouest de la marge algérienne étudiée ici.

Dans le cas de l'Algérie, la position de la faille STEP change latéralement (***figure 1-4***). A l'ouest de l'Algérie, elle se situe directement au pied de la marge, tandis que sur la marge centrale, elle se situe plus au large, laissant une plus vaste portion de croûte transitionnelle entre la marge continentale et la nouvelle croûte océanique.

L'ouverture du bassin algérien s'achève à l'ouest de la zone, au tout début du Messinien, alors que la collision entre l'Alboran, l'Eurasie et l'Afrique bat son plein.

2.2 La crise de salinité messinienne

La crise de salinité messinienne a été identifiée pour la première fois dans les années 70 (Hsü, Ryan, et Cita 1973), suite à la réalisation des premières lignes sismiques révélant l'existence d'un niveau particulièrement réflectif en profondeur, que les forages ont identifié comme étant du sel. Ce sel serait par la suite nommé évaporites messiniennes, en référence à un affleurement d'évaporites situé près de Messine en Italie, qui a donné son nom à l'étage géologique et à la crise (Mayer 1867).

L'hypothèse fut par la suite émise que la méditerranée se soit complètement asséchée il y a quelques 6 millions d'années.
Cela expliquait d'autres observations déjà effectuées, comme la désertification de l'Europe centrale, ou bien les canyons d'incision aujourd'hui comblés de fleuves méditerranéens comme le Rhône ou le Nil (Hsü 1972).

Cependant, quelques problèmes insurmontables vinrent rapidement affaiblir cette interprétation. La paléontologie démontre notamment que, si une crise environnementale, voire plusieurs, a bien affecté la Méditerranée à cette époque, des espèces marines pourtant endémiques ont persisté pendant et après la crise, ce qui implique que l'assèchement n'était pas total (Jaume et Boxshall 1996).
Vinrent ensuite les premières estimations du volume d'évaporites, bien trop important pour provenir d'un unique assèchement. Ainsi, même dans l'hypothèse d'une mer méditerranée déjà sur-saturée en sel au moment de son isolement, un assèchement total ne saurait expliquer que moins de 50% des dépôts messiniens (Ryan 2008).

On a découvert par la suite une organisation dans les évaporites, avec trois unités principales dans le bassin. Les évaporites inférieures, parfois absentes ou très peu épaisses, les évaporites moyennes, ou unité mobile, responsable du diapirisme, et l'unité supérieure, déformée par la précédente. Des études plus approfondies de la nature des évaporites supérieures, les dépôts les plus récents, ont révélé également la nature marine de ces évaporites. Leur dépôt ne s'est donc pas produit par l'assèchement complet du bassin, mais par décantation et/ou cristallisation sur le fond marin à partir d'une saumure qui occupait le fond du bassin (Lugli et al. 2015). C'est la baisse du niveau marin,

même minime, provoquée par les périodes sèches où l'apport en eau très restreint ne permet plus de compenser l'évaporation, qui occasionne des dépôts supplémentaires (Ryan 2008).

Ces éléments alimentèrent le débat sur la crise messinienne, apportant des arguments à l'hypothèse d'un assèchement partiel réduisant la méditerranée à des bassins de saumure. Une hypothèse qui faisait déjà partie des scénarios envisagés dans les années 70 (Hsü, Ryan, et Cita 1973).

2.2.1 La crise et ses origines

Le Messinien, qui aboutira à la crise messinienne, est un étage géologique qui commence à 7.25 Ma. Cette date correspond à l'apparition de foraminifères *Globorotalia miotimida (Sierro 1985)*, marquant un changement des populations d'espèces en méditerranée qui aurait constitué le premier signe de la réduction de l'approvisionnement en eau du bassin.
Les origines de la crise messinienne sont toujours débattues, mais un scénario global semble aujourd'hui faire consensus.

A la fin du Tortonien, la Méditerranée, désormais de plus en plus fermée à l'est (Figure 2.3a), communiquait avec l'Atlantique au niveau des futurs Bétiques espagnoles et Rif Marocain (Benson, Bied, et Bonaduce 1991; Krijgsman et al. 1999; Govers 2009; Booth-Rea, Ranero, et Grevemeyer 2018).

L'arrivée du bloc Alboran et sa collision avec les marges des deux continents serait à l'origine d' un soulèvement de la région, suivi de la formation de chaînes de montagnes, refermant le passage originel au profit d'une nouvelle passe à travers l'arc Alboran (Duggen et al. 2008; Garcia-Castellanos et Villaseñor 2011; Krijgsman et al. 2018) (***Figure 2.3b***). Il est aussi possible que cet arc ait joué un rôle dans le contrôle de l'approvisionnement en eau (Booth-Rea, Ranero, et Grevemeyer 2018), la terrane continentale d'Alboran et l'arc volcanique qui la surmontait pouvant constituer selon les époques une barrière plus ou moins perméable, et pouvant même en certaines occasion former un pont continental permettant des transferts d'espèces entre l'Ibérie et l'Afrique du Nord. La rupture du slab téthysien aurait aussi pu jouer un rôle dans ces mouvements verticaux (Garcia-Castellanos et Villaseñor 2011; Capella et al. 2020).

La Méditerranée ne recevant pas un apport suffisant par son réseau fluviatile, la salinité a augmenté suite à la réduction de l'arrivée d'eau en provenance de l'Atlantique, conduisant au dépôt des évaporites (Lofi et al. 2011) (***Figure 2.4***).

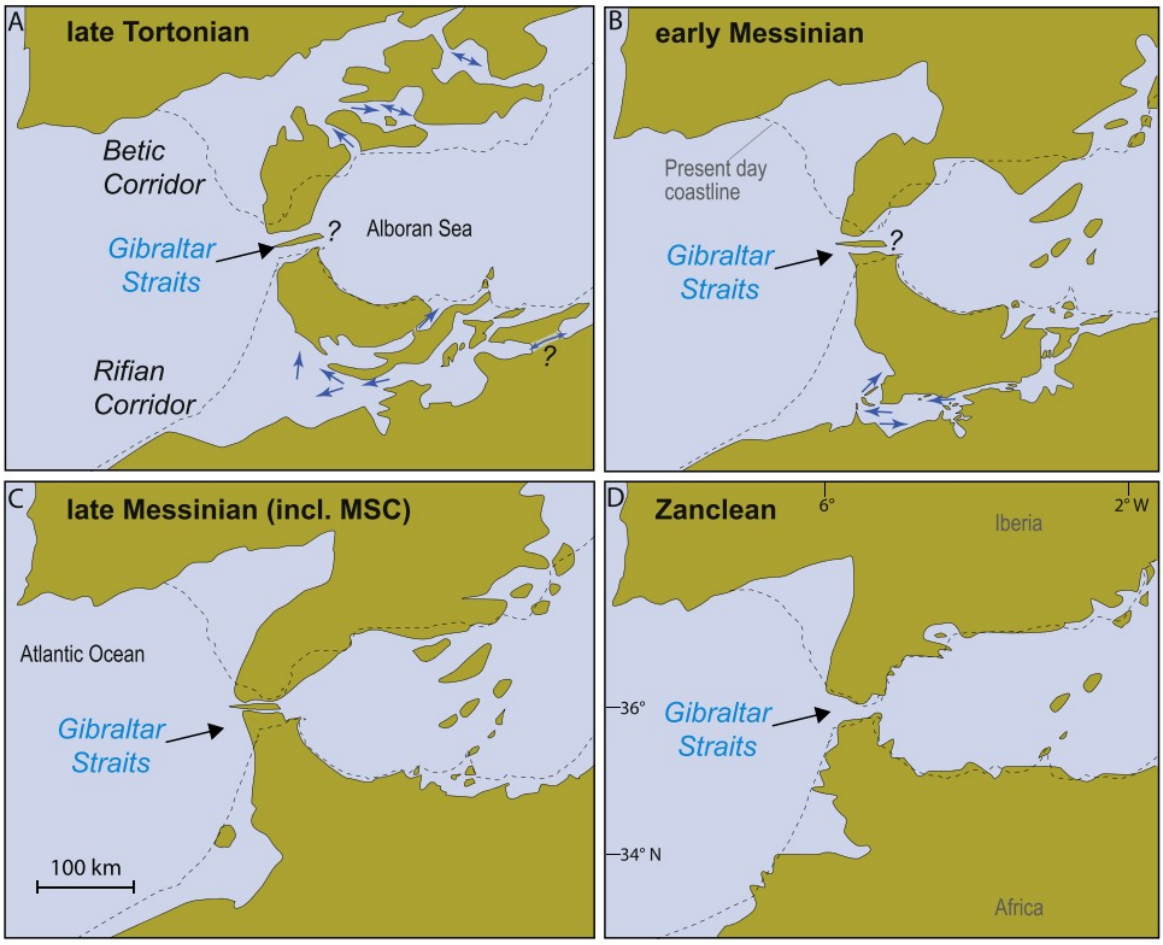


Figure 2-3 : *Carte de la jonction entre l'Atlantique et la Méditerranée à la fin du Miocène et au Pliocène. Les flèches bleues représentent les paléocourants identifiés dans la littérature (ex : Martin et al. 2014 ; Capella et al., 2018) L'arc volcanique est-alboran pourrait avoir créé un système d'iles interconnectées au Messinien (Booth-Rea et al. 2016). Le détroit de Gibraltar est ici présenté comme étant la dernière connexion entre l'Atlantique et la Méditerrannée au Messinien. D'après Krijgsman et al. (2018).*

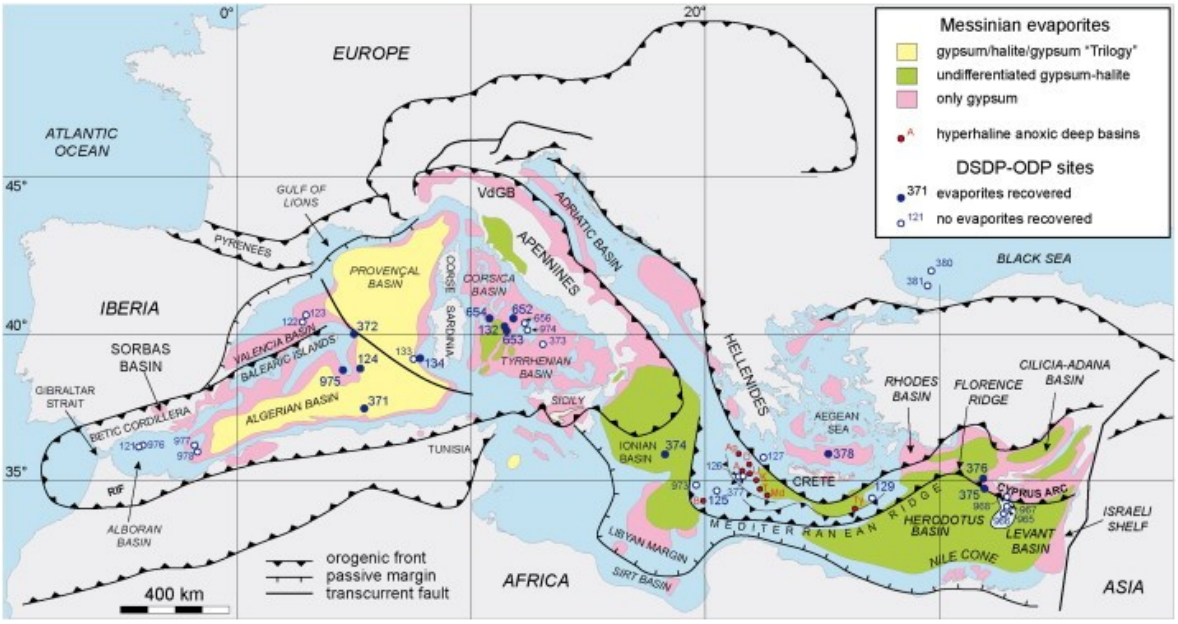


Figure 2-4 : Distribution actuelle des évaporites messiniennes, ainsi que des fronts orogéniques, marges passives et principales failles transformantes. Les dépôts de gypse sont caractéristiques des plates-formes continentales peu profondes. Le gypse et la halite indiférenciés correspondent aux bassins Est de la méditerrannée qui se sont asséchés rapidement avec la baisse de l'apport d'eau en provenance de l'atlantique. La trilogie gypse/halite/gypse est observée dans les bassins Ouest et correspond à la décantation du sel de ces bassins sur-saturés.. D'après Roveri et al. (2014).

Ces dépôts ne se sont cependant pas faits en une seule fois (Ryan 2008; Ryan 2009; Roveri et al. 2014).

Suite à la réduction de l'apport en eau et à cause de l'évaporation, la salinité a augmenté, mais le niveau marin aurait été relativement peu affecté. Des dépôts de gypse cristallisé se sont parallèlement formés dans les eaux peu profondes des plateformes continentales.

L'approvisionnement limité en eau venant uniquement de l'ouest et la méditerranée étant découpé en plusieurs bassins séparés par des seuils (***Figure 2-5***), l'approvisionnement de la méditerranée orientale est devenu plus critique, favorisant une baisse plus rapide du niveau marin qui correspond à la seconde phase de la crise (Ryan, 2009 ; Roveri et al., 2014).

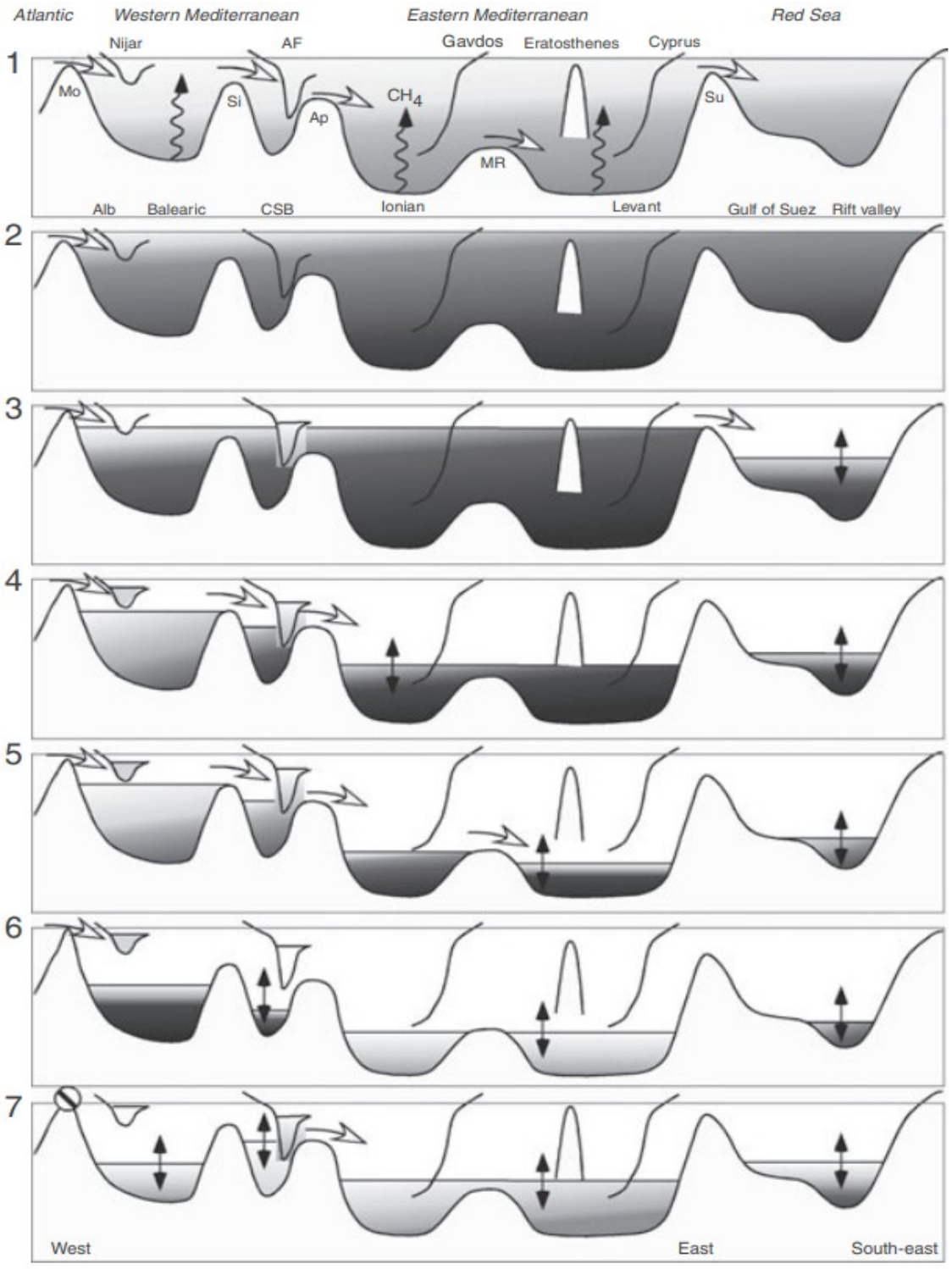


Figure 2-5 : *Baisse progressive du niveau d'eau engendrant la fermeture des seuils, suite à la réduction de l'apport en eau provenant de l'atlantique. D'après Ryan (2009).*

La troisième phase (***Figure 2.3c***) correspond à une nouvelle réduction de l'apport d'eau en provenance de l'Atlantique, conduisant à une nouvelle baisse du niveau marin dans l'ensemble des bassins méditerranéens, y compris les plus à l'ouest. C'est dans cette phase de baisse importante du niveau marin (qui serait descendu d' environ 1500 m sous l'actuel) que les fleuves vont creuser de profonds canyons pour retrouver leur profil d'équilibre. L'érosion des plate-formes continentales ainsi exposées a eu pour effet de transférer d'importants volumes de sédiments vers le pied des marges méditerranéennes, de remobiliser une partie des évaporites déposées lors de la première phase, et de laisser une surface d'érosion sous marine majeure sur le pourtour méditerranéen (Roveri et al. 2014, et ses références ; Lofi 2018). C'est pendant ces seconde et troisième phases que d'importants dépôts de sel se seraient mis en place dans les bassins, avec une épaisseur pouvant atteindre une vingtaine de centimètres par saison sèche (Ryan 2008).

La baisse du niveau marin conduira à l'émersion du seuil de Sicile, séparant les méditerranées occidentales et orientales, cette dernière se retrouvant alors presque privée d'approvisionnement en eau.

La crise s'est achevée vers 5.33 Ma avec la mise en place d'une connexion permanente entre l'Atlantique et la Méditerranée via le détroit de Gibraltar et l'Alboran (***Figure 2-3d***).

2.2.2 Implications en termes de dépôts et d'interprétation

Le bassin algérien a été affecté par la crise messinienne, comme tous les bassins méditerranéens, et il présente donc une série de dépôts sédimentaires liés à cette crise (***Figure 2-6***). Ces dépôts sédimentaires constituent une importante épaisseur dans le bassin, avec près de 450 à 600 m de LU, 1.2 km de MU et 500 à 900m de UU à l'ouest de la Méditerranée, et il a été avancé que la charge sédimentaire représentée par ce dépôt massif pouvait favoriser la flexion du bassin (Govers 2009).
Cette séquence sédimentaire joue donc un rôle majeur dans l'interprétation des profils, avec le pointage de trois unités dans le bassin :

- Les plus profonds sont ceux de la Lower Messinian Unit (LU). Leur faciès sismique demeure proche de celui des unités sédimentaires pré-messiniennes, et ils peuvent être absents ou très peu développés à l'ouest du bassin algérien, à proximité de l'Alboran, de par la jeunesse de cette portion du bassin océanique formée au début du Messinien.
- La Mobile Messinian Unit (MU) est une unité salifère responsable du diapirisme en Méditerranée. Elle a été formée par la cristallisation et la décantation du sel lors de la principale baisse du niveau marin (Roveri et al. 2014). Elle influence énormément la déformation des sédiments situés au-dessus d'elle, et peut aussi décorréler la déformation des unités pré-

messiniennes et post-messiniennes, de par la grande capacité de déformation des dépôts salifères qui constituent souvent des niveaux de décollement.

- Les derniers dépôts messiniens sont ceux de la Upper Messinian Unit (UU), une unité qui correspond à la phase finale de la baisse du niveau marin et est suivie par la sédimentation marine pliocène, après la fin de la crise. Cette unité est caractérisée sur les profils sismiques par une série de réflecteurs de forte amplitude, ce qui la rend facile à observer et constitue un très bon repère.

Sur les marges et à proximité des marges, il faut également considérer la présence de la surface d'érosion messinienne, ainsi que les Complex Units. Cette dernière unité est une unité à forte réflectivité observée au pied des marges continentales, et qui correspond aux sédiments remobilisés pendant la crise, notamment des dépôts sédimentaires déstabilisés par la variation du niveau marin.

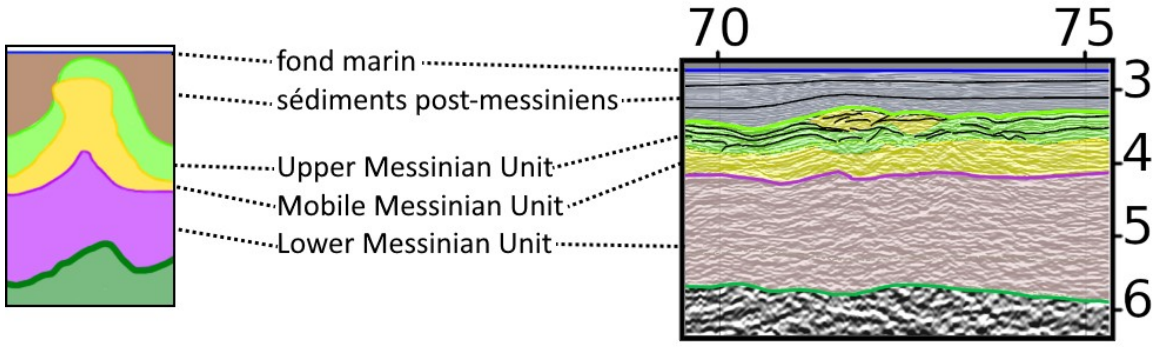


Figure 2-6 : *Représentation schématique des unités messiniennes au niveau d'un diapir (à gauche) et extrait de session sismique montrant les unités messiniennes peu perturbées(à droite). De bas en haut, la Lower Messinian Unit n'est pas séparée des unités pré-messiniennes par un réflecteur marqué. Son toit est la base du sel, et est donc particulièrement repérable. Cet horizon est le plus ancien horizon post-ouverture du bassin visible sur toute la marge, et est donc supposé avoir été plat au moment de son dépôt. Cependant, son interprétation nécessite la prise en compte des effets pull-up liés aux diapirs. La Mobile Unit, ou unité salifère, est responsable du diapirisme observé tout le long de la marge algérienne. Ce diapirisme peut refléter les déformations des horizons plus profonds, mais aussi les masquer ou les déformer. La Upper Unit est la dernière unité messinienne. C'est un horizon remarquable, mais dont l'interprétation ne reflète pas seulement la déformation du bassin, mais également le diapirisme de la Mobile Unit sous-jacente.*
Ces unités sont recouvertes par une épaisseur variable de sédiments post-messinien, dépendamment de la région et du diapirisme.

2.3 Structures géologiques héritées

L'histoire géologique de la marge algérienne n'est pas sans conséquence, et les structures héritées (Figure 2-7) de la marge algérienne en sont les témoins. Elles peuvent influencer cette étude, et c'est pourquoi il est important de les garder à l'esprit.

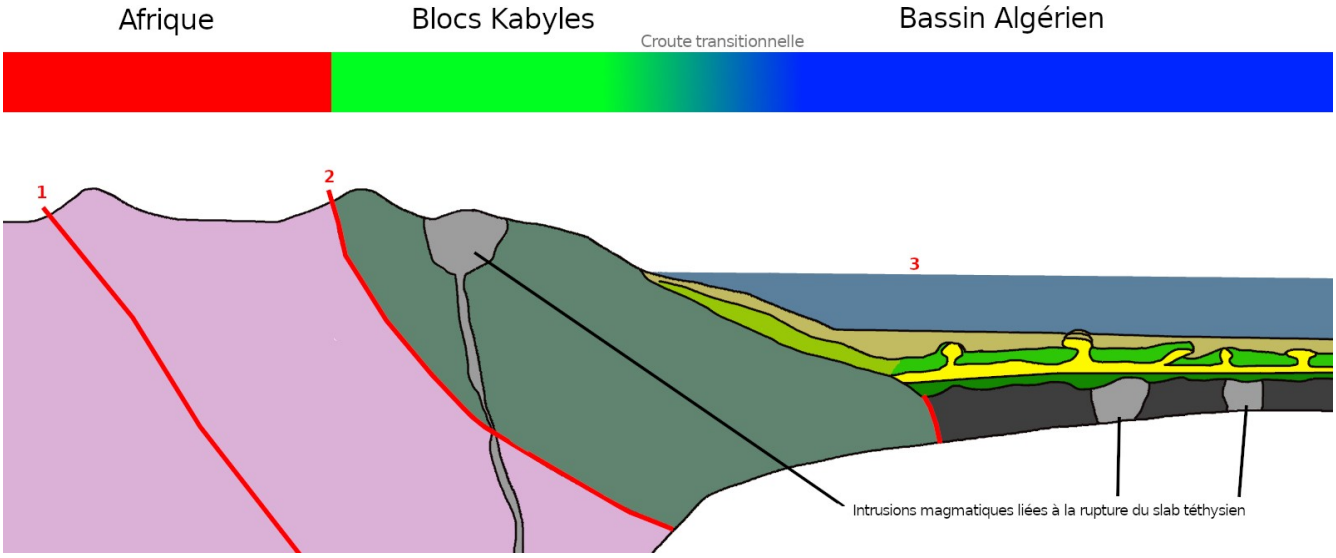


Figure 2-7 : *Synthèse des structures géologiques du nord de l'Algérie. 2 à 3 accidents majeurs (traits rouges) délimitent 2 à 3 unités. La plaque africaine est affectée par une déformation interne au niveau de l'Atlas; en lien avec des chevauchements. Une suture océanique est présente sur une partie de la marge, au niveau des blocs de Grande et Petite Kabylies. L'ensemble de la marge algérienne présente des structures d'étirement liés à la croûte transitionnelle. Cependant, cette croûte transitionnelle a été affectée par l'ouverture du bassin triangulaire Est, et plus encore par la formation de Step-Fault le long de la bordure des bassins Centre et Ouest, en lien avec le recul du slab téthysien et la mise en place du bloc d'Alboran. Cette Step-Fault (Badji et al. 2015) met en contact la croûte néoformée du bassin algérien et des portions résiduelles de croûte transitionnelle. La longueur de croûte transitionnelle préservée est plus importante au Centre qu'à l'Ouest. La marge et le bassin ont été localement affectés par le volcanisme lié à la rupture du slab téthysien après la collision entre l'Afrique et les Kabylies (Carminati et al., 1998; Maury et al., 2000; Chazot et al., 2017). Les unités messiniennes constituent un bonne part du remplissage du bassin, avec la LU et les sédiments plus anciens qui remplissent les irrégularités du socle, la MU, responsable du diapirisme, la UU qui marque la fin de la crise messinienne, et la CU qui occupe le pied de marge (Lofi et al., 2011, 2018).*

2.3.1. Morphostructures terrestres et sous-marines

Toute cette histoire se reflète assez peu dans la bathymétrie, mais est responsable du relief observé à terre (***Figure 2-8***).

Les structures anciennes du bassin algérien son masquées par les sédiments récents, et le relief sous-

marin est surtout lié à l'activité de la marge et à l'inversion (ex : Déverchère et al. 2005; Babonneau et al. 2017).
A terre, les montagnes du Tell-Atlas occupent la côte où sont accrétées les Kabylies. L'Atlas Saharien se trouve au Sud, avec une orientation Sud-Ouest/Nord-Est. Ces deux chaînes de montagnes font face à une déformation active qui accommode la convergence.

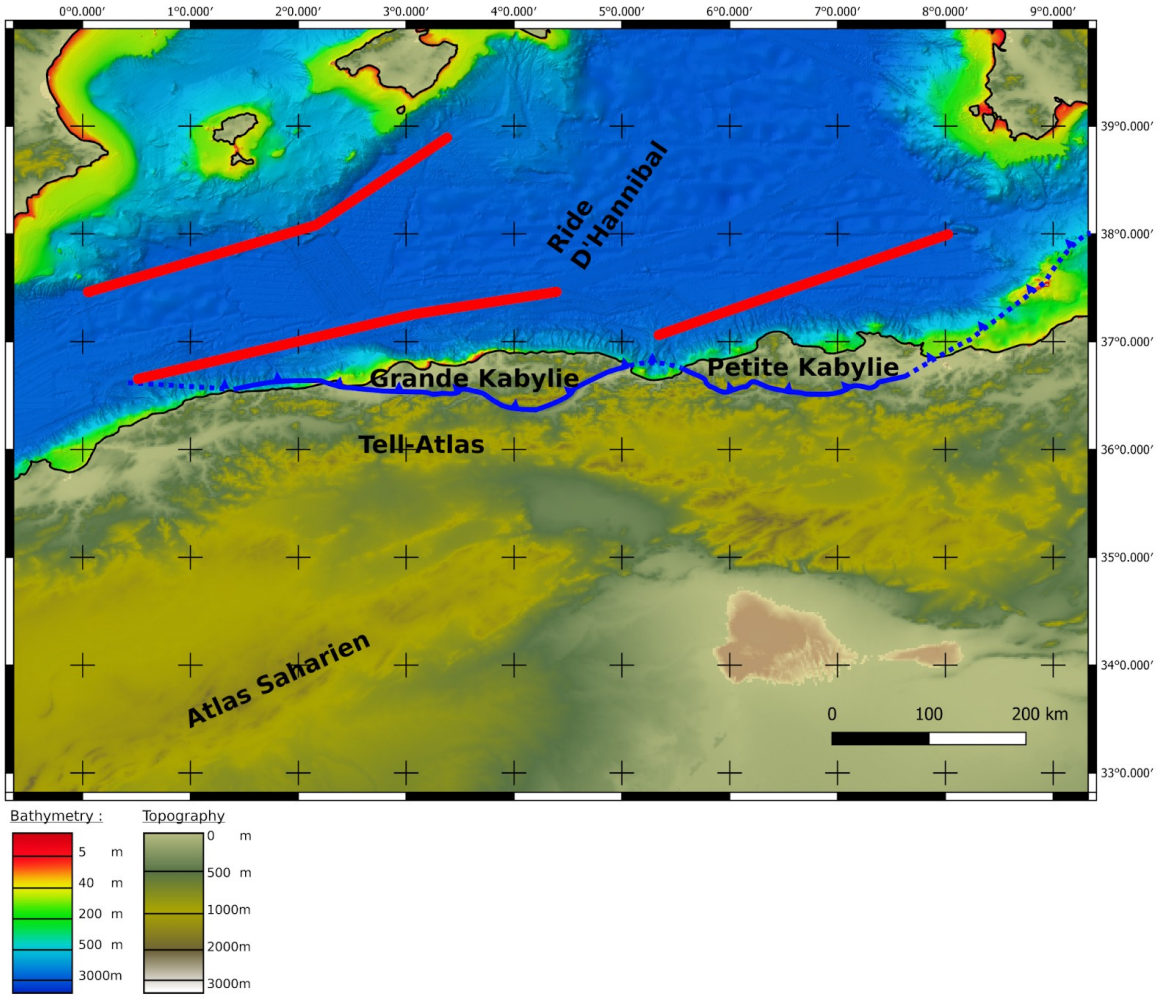


Figure 2-8 : *Carte topographique de l'Algérie réalisée à partir des données EMODNET (bathymétrie) et ETOPO 2 (relief). Les traits rouges marquent l'emplacement des STEP-Faults et les traits bleus la suture des Kabylies*

2.3.2. Grandes unités géologiques à terre et en mer

Résumé de l'évolution de la marge Algérienne :

La marge algérienne s'insère dans la continuité de l'histoire des bassins néo-téthysiens au sud de l'Europe (Leprêtre et al. 2018). La marge européenne a été affectée par le recul du slab téthysien, provocant une ouverture arrière-arc à partir de l'Oligocène (Leprêtre et al. 2018). Cette situation a également modifié les contraintes en Afrique du Nord, provoquant des phénomènes d'extension dans les chaîne de l'Atlas, préalablement formée par une convergence Eurasie/Afrique pas entièrement accommodée par la subduction située au sud de l'Europe.

Suite à l'extension arrière-arc de la marge Européenne, la collision entre les blocs Kabyles, deux terranes Européennes, et l'Algérie surviendra entre la fin du Burdigalien et le Langhien (17/14Ma). La convergence sera alors accomodée par les failles de l'Atlas et par la suture des Kabylies.

Pendant ce temps, plus au nord, les bassins algériens commencent à s'ouvrir. D'abord un premier bassin triangulaire à l'est, puis un second bassin lié au déplacement vers l'ouest du bloc Alboran. Ces deux bassins se retrouvent séparés par la ride D'Hannibal, une structure de croûte continentale amincie affectée par un volcanisme important qui se poursuit jusqu'au Messinien et constitue toujours un haut topographique dans le bassin, en association avec une faible épaisseur de dépôts messiniens (Mauffret et al. 2004; Leprêtre et al. 2018; Haidar et al. 2021, preprint).

Suite à cette ouverture, c'est au Tortonien que la déformation provoquée par la contrainte compressive se propagera depuis l'Atlas vers le nord et commencera à affecter la marge algérienne, aujourd'hui en inversion (Leprêtre et al. 2018; Recanati et al. 2019).

liste des unités :

- domaine externe : croûte et sédiments de la plaque africaine.
- Rif : sédiments de l'ancien bassin téthysien pris en tenaille entre les deux plaques lors de la collision.
- domaine interne : croûte et sédiments de l'arc volcanique Européen.
- marge océanique : elle correspond à l'ancienne marge étirée du bassin arrière arc, mais elle a été remaniée par la propagation du bassin en direction de l'ouest. Cette histoire fait varier la largeur de la zone transitionnelle d'Est en Ouest.
  A l'Est, la zone transitionnelle correspond à un mélange d'extension et de marge transformante qui est responsable de la formation d'un bassin de forme triangulaire, le bassin est-algérien (Bouyahiaoui et al., 2015; Haidar et al., soumis).
  Au Centre, le déplacement du bloc Alboran a laissé une STEP fault située au large (Leprêtre et al., 2013; Medaouri et al., 2014; Aïdi et al., 2018). Une part significative de la croûte transitionnelle a donc été conservée.
  Enfin, la marge Ouest est affectée par une step-fault située juste au pied de la marge. La zone transitionnelle est alors marquée par un fossé d'effondrement qui correspond à l'emplacement de la step-fault, et très peu de croûte transitionnelle a été conservée, ce qui a donné naissance à une marge abrupte avec une transition rapide entre les domaines océaniques et continentaux (Medaouri et al., 2014; Badji et al., 2015).
- Bassin algérien : deux bassins océaniques principaux, un à l'Est et un à l'Ouest et au centre. Ils sont séparés par la ride d'Hannibal qui correspond peut-être à une croûte continentale fortement étirée.
- Structures messiniennes :
  - la surface d'érosion messinienne participe à la morphologie de la marge actuelle.
  - les Complex Units sont visibles sur la marge et le pied de marge et peuvent représenter une importante épaisseur de sédiments liés à des mouvements gravitaires là où l' on cherche à observer d'importantes épaisseurs de sédiments liés à des plissements et des failles.
  - la Mobile Unit est une unité salifère responsable d'un important diapiùrisme. Ce diapirisme peut ou pas se corréler à l'action des failles sous-jacentes. En revanche, il a un impact indéniable sur la géométrie des horizons sous-jacents, de par la vitesse des ondes dans le sel par rapport aux autres sédiments voisins des diapirs. Sa présence est donc à prendre en compte dans l'étude des données sismiques.

2.3.3. Grandes structures géologiques (failles, plis, dont failles actives)

Liste des structures :

- front Tell-Rif : zone de déformation accommodant le raccourcissement dans la plaque africaine. Le Tell-Rif est une chaîne secondaire située au nord de l'Atlas. La déformation avait déjà créé une structure avant l'AlKaPeCa. Le Tell-Rif est issu d'un déplacement vers le nord d'une partie de l'accommodation, toujours actif de nos jours...
- structures liées à l'ouverture du bassin : notamment les premiers sédiments du bassin, déposés en pied de marge. Ces structures sédimentaires participent aux importants bassins sédimentaires du pied de marge, mais ne reflètent pas les déformations récentes liées à l'inversion.
- suture AlKaPeCa : suture entre l'Afrique et le bassin arrière-arc européen, formée il y a 17Ma. La suture se trouve à terre au niveau des *terranes* Kabyles, en mer le reste du temps.
- roches volcaniques et plutoniques : volcanisme lié au bassin arrière arc, puis surtout à la déchirure du slab téthysien. Le volcanisme affecte aussi bien le continent que la marge et le bassin et les insertions plutoniques sont supposées plus résistantes que la croûte originelle. On citera notamment la ride d'Hannibal et les anomalies magnétiques de la zone est de la marge.
- Failles STEP héritées de la propagation du bassin vers l'Ouest. Elles affectent uniquement les marges Ouest et Centre-Ouest, ainsi que la marge Centre, mais dans le cas du bassin algérien, la faille STEP se trouve alors plus loin de la côte. Une autre faille STEP est également présente sur la marge Centre-Est, en relation avec l'ouverture d'un bassin triangulaire dans l'arrière-arc.

Si ces structures régionales sont aujourd'hui communément admises, même si leur histoire reste discutée, ce n'est pas le cas des structures plus récentes causées par l'inversion.

De nombreux modèles de la déformation actuelle de la marge Algérienne ont été proposés, notamment par Mauffret (2007) Rabaute et Chamot-Rooke (2014, 2019), que nous rediscuterons plus avant dans la section 6.2 de ce manuscrit mais dont nous dirons dès à présent qu'elles ne s'accordent pas l'une avec l'autre. Le premier propose une interprétation relativement continue, s'appuyant sur des failles transtensives pour relier des segments de marge accommodant la déformation par un nombre variable de failles compressives dans l'ouest de l'Algérie, tandis qu'un unique accident de pied de marge accommode l'inversion de Jijel à la Tunisie. Le second propose pour l'Est de l'Algérie un système de failles en relais qui suit une direction Est-Ouest plutôt que le pied de la marge et qui ne se connecte en aucune façon aux failles de la marge centrale.

On pourrait également citer, pour la moitié Ouest de la marge algérienne, le travail de Yelle-Chaouche et al. (2005) qui propose au niveau de la ville de Ténès, une faille inverse. Cette interprétation diffère du modèle de Mauffret (2007) qui propose lui une faille sénestre. Les tracés de failles proposés par les deux auteurs diffèrent également dans le secteur de Boumerdès, avec là encore le questionnement entre des relais de failles, qui seraient donc séparées, et un ensemble plus continu, où les failles inverses sont reliées par des failles transformantes.

Un certain nombre de ces interprétations ont été résumées par Leprêtre et al. (2018), qui a également proposé une série de coupes synthétiques terre-mer (***Figure 2-9***). Ces sections mettent

encore une fois en avant une certaine méconnaissance des structures de l'inversion de la marge algérienne dans sa partie marine.

La structure des failles de la marge algérienne reste donc incertaine. Si les interprétations s'accordent sur certains points, et notamment la présence d'importants groupes de failles au large de Boumerdès et Jijel, la géométrie de ces failles, leur nombre exact, et leur continuité latérale restent discutées. Une meilleure compréhension de ces structures serait un atout pour définir l'inversion de la marge algérienne et mieux appréhender l'aléa sismique auquel sont soumises les populations locales.

Parallèlement, la flexion de la marge, bien qu'observable sur les différentes sections sismiques publiées depuis les premiers résultats d'Auzende et al. (1973), n'a jamais été quantifiée, et encore moins étudiée à l'échelle de la marge. Pourtant elle participe à l'accommodation de la convergence, et se corrèle donc inversement au mouvement accommodé par les failles.

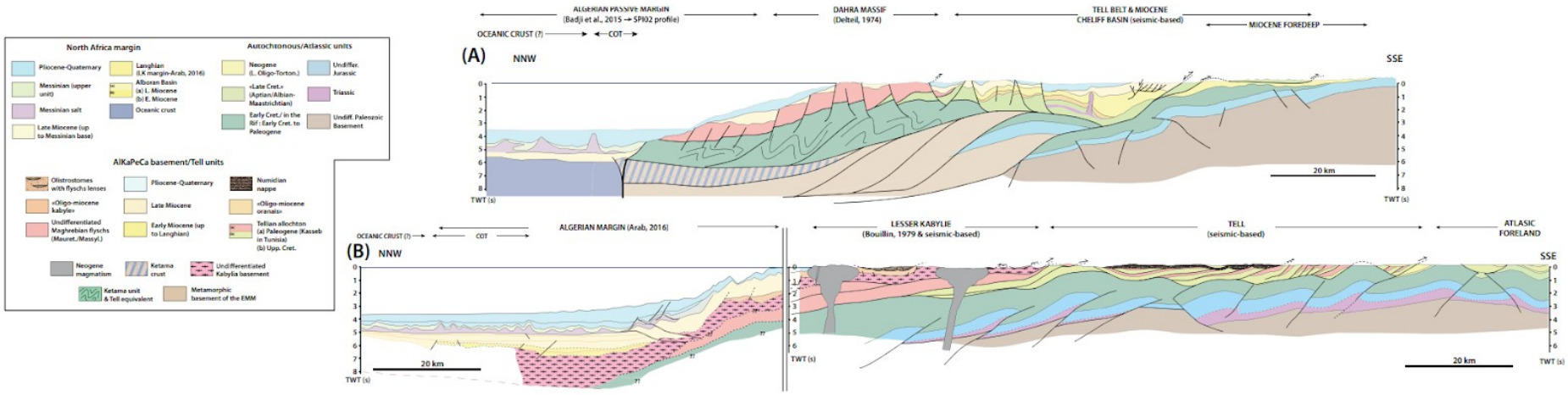


Figure 2-9 : *Coupes de la marge Algérienne et du Tell-Rif, modifiée d'après Leprêtre (2018). La coupe A se situe à proximité de Mostaganem et la coupe B représente le secteur de Collo. On remarquera sur la section A une transition océan/continent abrupte dans laquelle aucune déformation n'est proposée. Sur la section B, des déformations sont proposées dans le pied de marge, mais leur géométrie demeure mal contrainte.*

2.4 Sismotectonique

L'Algérie subit aujourd'hui une contrainte compressive causée par la convergence Eurasie-Afrique. Cette contrainte induit des déformations observables par différentes méthodes.

2.4.1 Quantification de la convergence Afrique-Eurasie (géodésie spatiale)

L'utilisation de données GPS pour mesurer les déplacements des plaques tectoniques permet non seulement de calculer les taux de convergence entre plaques, mais aussi, quand le réseau est suffisamment dense, de mesurer les déformations au sein des plaques.

C'est notamment ce qui a été réalisé au Maroc par Koulali et al. (2011), en Algérie par Bougrine et al. (2019), et en Tunisie par Bahrouni et al. (2020) (***Figure 2-10***).

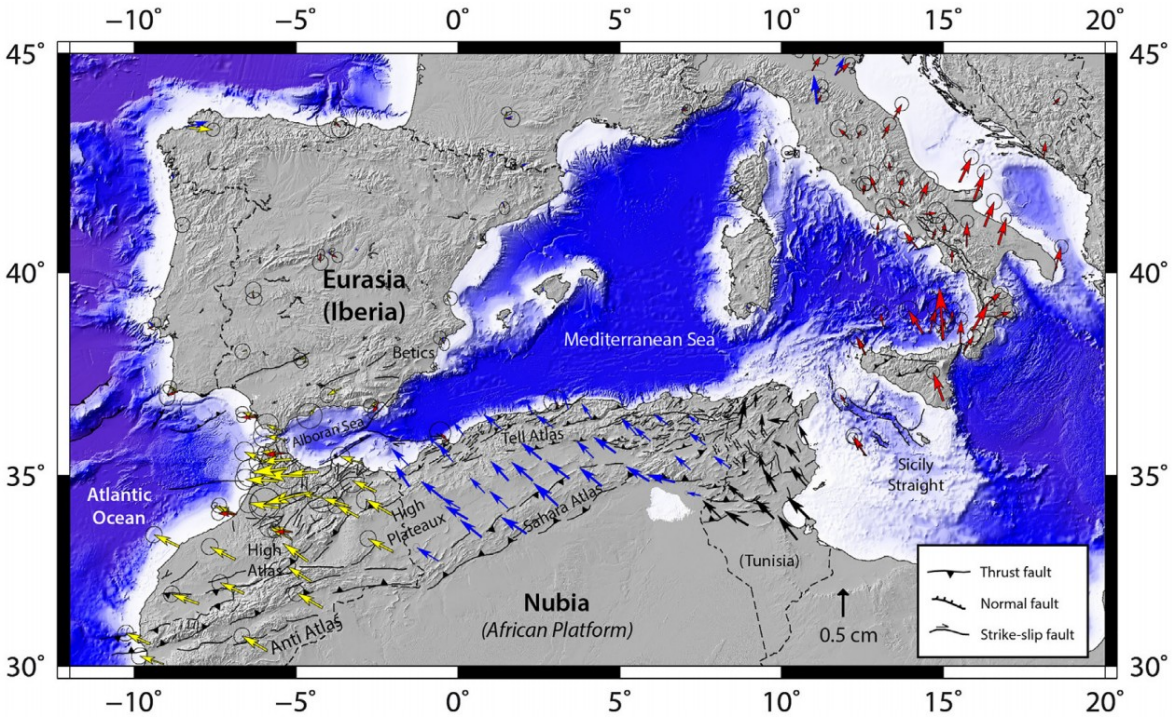


Figure 2-10 : *Synthèse des déplacements mesurés par GPS en référentiel Eurasie Fixe, d'après Serpelloni et al. (2007) (en rouge), Koulali et al. (2011) (en jaune), Bougrine et al. (2019) (en bleu) et Bahrouni et al. (2020) (en noir). D'après Bahrouni et al. (2020).*

De manière générale, les données GPS montrent que la plaque africaine décrit un mouvement de rotation anti-horaire par rapport à l'Eurasie (pôle dans l'Atlantique central), ce qui se traduit par un régime de contrainte transpressif et un gradient de vitesse moyen allant de 4 à 7 mm/an d'Ouest en Est (Serpelloni et al., 2007 et références citées). Néanmoins, la situation est complexe au nord de l'Afrique car les bordures de la limite de plaques accommodent une partie de la convergence par raccourcissement et décrochements, à la fois dans les bassins, les marges, et sur les continents.

L'Ouest de la plaque présente un mouvement décalé vers l'Ouest par rapport au reste de la région, d'une manière similaire à l'Alboran dont nous avons déjà parlé (Koulali et al. 2011). L'Algérie et la Tunisie présentent elles un mouvement essentiellement dirigé vers le Nord-Ouest. Cela crée un partitionnement de l'Algérie en deux blocs (Bougrine, Yelles-Chaouche, et Calais 2019). Le bloc Ouest, jusqu'au niveau de la Grande Kabylie, nécessite uniquement des failles actives le long de la côte pour expliquer son déplacement. Le bloc Est, de Petite Kabylie, requiert lui l'intégration d'une faille transformante à l'intérieur des terres pour réconcilier les mouvements observés dans les différentes régions (***Figure 2-11***).

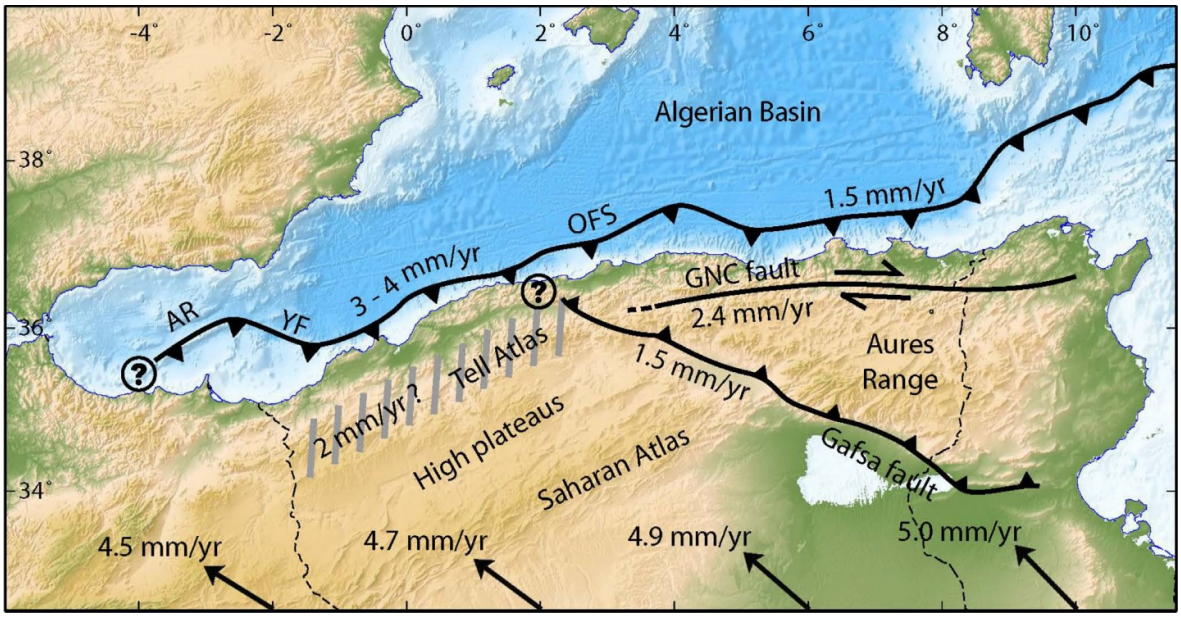


Figure 2-11 : *D'après Bougrine et al. (2019). Interprétation tectonique du champ de contrainte GPS. Les lignes noires continues représentent les principales failles actives. les nombres indiquent le mouvement horizontal en mm/an. Les flèches à la base de l'image indiquent la convergence relative entre Afrique et Eurasie. Les hachures grises correspondent à une zone de raccourcissement possible selon le modèle considéré. OFS = offshore fault system, AR = Alboran ridge, YF = Yussuf fault, GNC = Ghardimaou – North Constantine fault.*

Le champ de contraintes tiré des données GPS (Sparacino et al. 2020) (***Figure 2-12***) est également instructif, mettant en évidence une dominante de forces compressives en Algérie. Ces forces compressives sont moins importantes sur la marge Ouest, au large de Mostaganem, et plus prononcées au Centre-Est et, dans une moindre mesure, au centre.

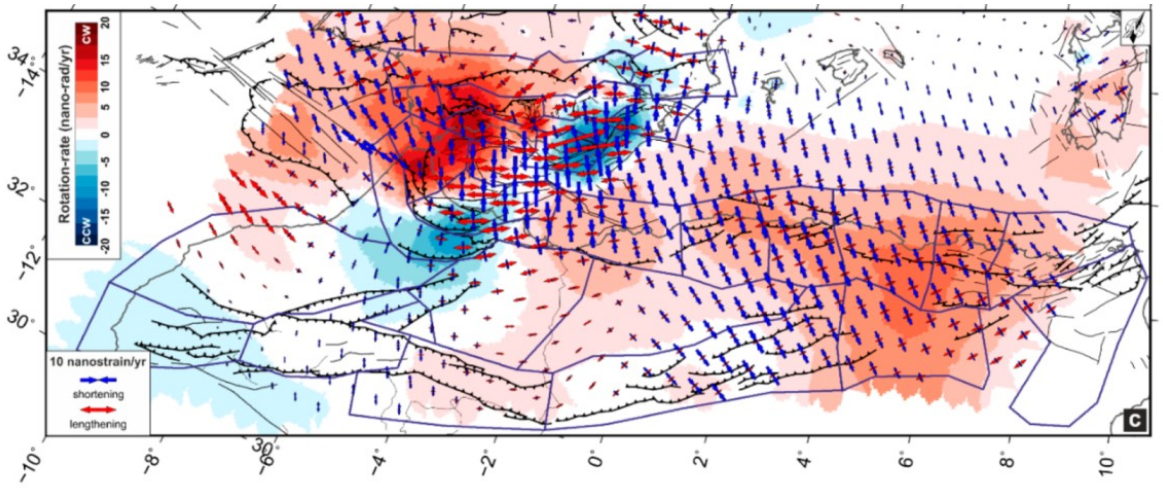


Figure 2-12 : *Champ de contrainte géodésique d'après Sparacino et al. (2020). Les flèches rouges et bleues représentent respectivement la plus grande contrainte horizontale extensive et compressive. On remarquera au niveau des côtes algériennes une dominante compressive, néanmoins bien moins prononcée au niveau de la marge ouest.*

Cela appuie l'idée d'une tectonique algérienne séparée entre des blocs littoraux, tous en compression selon un axe Nord-Ouest / Sud-Est, un bloc Centre/Centre-Est qui subit actuellement un déplacement dextre vis-à-vis du bloc côtier, le long de la faille de Ghardimaou (**Figure 2-13**) et une compression à l'ouest et au sud vis à vis du reste de la plaque africaine, le long de la faille de Gafsa.

On notera que ce bloc de Gafsa occupe l'intérieur des terres sur quasiment toute la zone d'étude qui sera analysée ici, sauf la marge Ouest, là où l'on observe beaucoup moins de contraintes compressives le long de la marge.

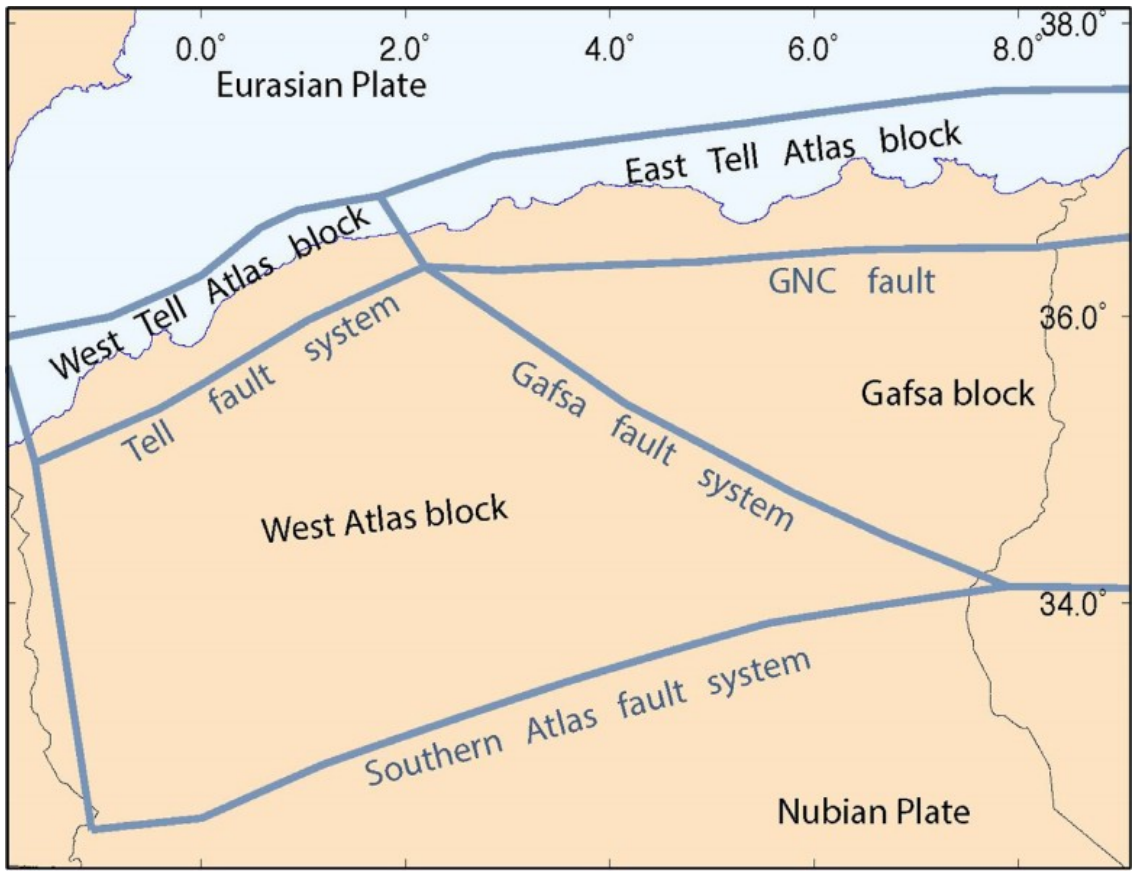


Figure 2-13 : *Interprétation des blocs accommodant la déformation au nord de l'Algérie. D'après les auteurs, le bloc Ouest-Atlas se déplace conjointement avec le reste de l'Algérie. D'après Bougrine et al. (2019)*

Au final, l'Algérie subit un déplacement vers le nord variant de 4.5 mm/an à l'Ouest à 5.0 mm/an à l'Est. 20 à 40% de ce raccourcissement est absorbé par les failles à terre, dans les chaînes de l'Atlas (Serpelloni et al. 2007). Une partie de ce raccourcissement se fait dans l'Atlas Saharien et les Aurès. Des mouvements en transtension jouent également un rôle dans le Tell-Atlas dans la moitié Est de l'Algérie.

A l'ouest, il est également possible que le Tell-Atlas accommode 2 mm/an de raccourcissement, en se basant sur les données GPS, mais les modèles ne mettent pas en évidence de limite de bloc dans l'Ouest de l'Atlas Saharien, ce qui implique que le bloc ouest-algérien situé au sud du Tell-Atlas se déplace d'une manière globalement solidaire avec le reste de l'Afrique.

Le reste du raccourcissement, 3-4 mm/an à l'Ouest et 1.5 à l'Est, est accommodé plus au nord, que ce soit du côté européen du bassin ou bien dans le pied de la marge algérienne.

2.4.2 Sismicité historique et instrumentale et déformation active

Cet état de contrainte et les failles qu'il met en mouvement causent une importante activité tectonique dans la marge algérienne. Cette dernière est visible tout à la fois dans les archives, qu'elles soient humaines ou géologiques, et dans l'activité actuelle des failles, observées sur le terrain ou via des enregistrements sismiques (***Figure 2-14***).

Du Maroc à la Tunisie et du bassin océanique à l'Atlas Saharien, on observe essentiellement pour les séismes actuels des mécanismes au foyer compressifs.

La présence de plusieurs failles transformantes est avérée, notamment au sein de la faille Ghardimaou – North Constantine en Algérie et entre l'Atlas Central et l'Atlas Saharien en Tunisie (***Figure 2-13***).

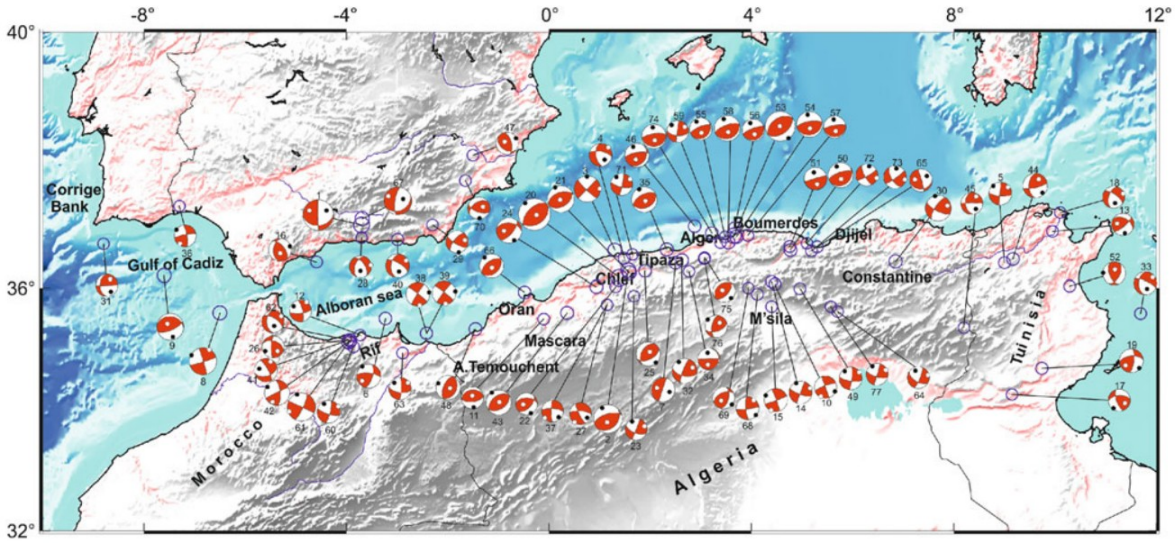


Figure 2-14 : *Mécanismes au foyer pour les séismes de magnitude supérieure à 5 et de profondeur inférieure à 40 km survenus entre 1950 et 2015, à travers le Maghreb et le sud de l'Ibérie. La taille est proportionnelle à la magnitude. D'après Ousadou et Bezzeghoud (2019)*

Parmi ces séismes, et dans le cas de l'Algérie, on compte un certain nombre de séismes de magnitude élevée, avec notamment 11 séismes de magnitude supérieure ou égale à 6 identifiés par Ousadou et Bezzeghoud (2019), auxquels il nous faut maintenant ajouter le séisme de magnitude 6 survenu près de Bejaïa le 18/03/2021.

Soit un total de 12 séismes de magnitude supérieur ou égale à 6 sur une période de 231 ans.

Si l' on s'intéresse au séisme de magnitude supérieure à 5, on parle alors de 15 séismes sur les 75 dernières années. Les magnitudes les plus élevées sont celles de Blida et Djidjelli au 19ème siècle avec des magnitudes de 7.5.

2.4.3 Conclusion sur la déformation active en Algérie

L’Algérie subit présentement les effets de la convergence entre Eurasie et Afrique, ce qui se traduit par une déformation qui accommode le raccourcissement à travers tout le nord de l’Algérie, notamment l’Atlas Saharien au sud, le Tell Atlas le long de la côte, l'Aurès à l’est et vers la Tunisie.

Ces déformations ne suffisent cependant pas à accommoder la totalité de la convergence, et la déformation s’est propagée vers le nord, affectant aujourd’hui la marge et le bassin où des failles ont déjà été observée et sont responsables de séismes pouvant atteindre des magnitudes de 7.5 et atteignant régulièrement des magnitudes de 5 à 6.

Cela représente un risque élevé pour les populations, ce qui ajoute un intérêt supplémentaire à l’étude de la marge algérienne, une meilleure compréhension des structures géologiques pouvant permettre une meilleure évaluation de l’aléa sismique.

PARTIE B:
DONNEES ET METHODOLOGIE

Chapitre 3: Présentation des données utilisées

3.1 Données sismiques

Cette thèse repose sur l'utilisation de données précédemment acquises et traitées. L'objectif était d'analyser de manière croisée l'ensemble de ces données, jusque-là exploitées séparément, afin de proposer une nouvelle analyse et interprétation des modalités de l'inversion le long de l'ensemble de la marge algérienne.

Les données sismiques utilisées pour cette thèse proviennent de plusieurs sources :

- Campagne Spiral (DOI: 10.17600/9010050)
- Données sismiques pétrolières récentes
- Données sismiques pétrolières datant des années 70
- Campagnes Maradja 1 et 2 (DOI: 10.17600/3020100 et 10.17600/5020080)

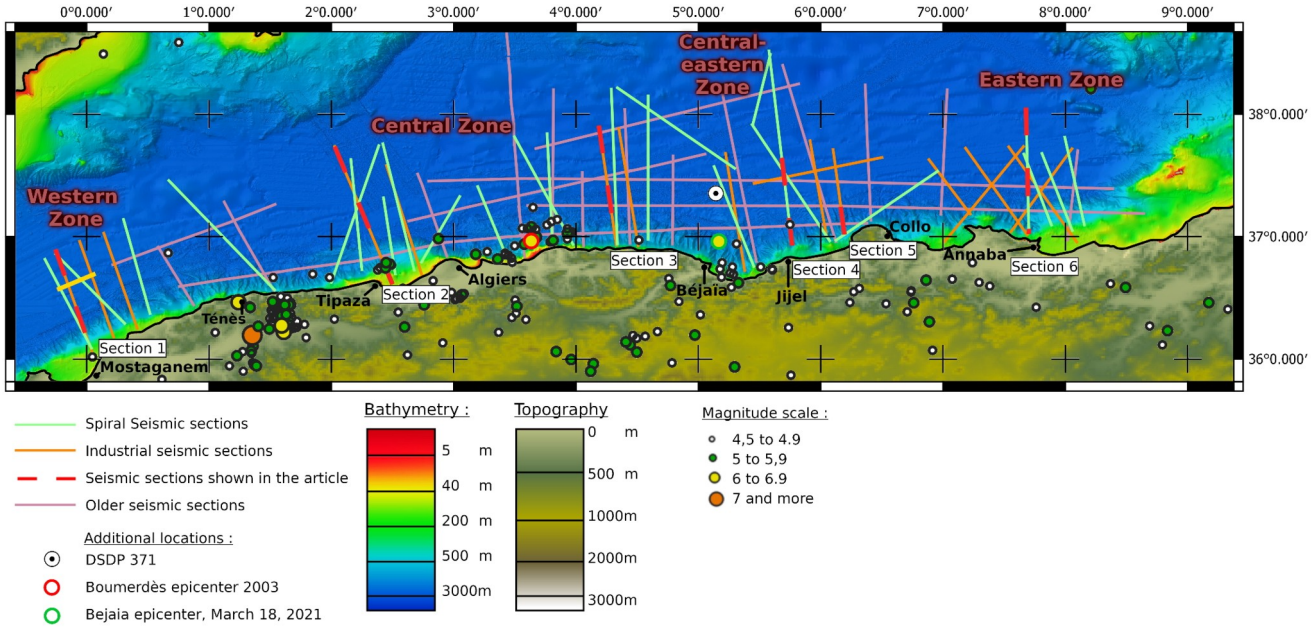


Figure 2 de l'article : *reprise de la figure 2 de l'article (partie 5) montrant la position des lignes sismiques converties en profondeur lors de cette thèse. Les lignes utilisées uniquement pour assurer la cohérence de l'interprétation entre profils voisins (lignes maradja principalement) ne sont pas visibles, dans un souci de lisibilité. Les épicentres des séismes de magnitude supérieure à 4,5 sont également indiquées (source : USGS).*

3.1.1 Campagnes et coupes sismiques SPIRAL

Le projet SPIRAL (DOI: 10.17600/9010050) comportait une unique campagne terre/mer menée en 2009. Il a permis de collecter des données de sismiques réflexion multitrace pénétrante sur près de 2800 km de profils réalisés à travers le bassin algérien et la marge.

Ces sections (***Figure 3-1***) constituent la majorité des profils utilisés dans ce travail de thèse. Ils possèdent une bonne pénétration qui permet d'imager l'ensemble de la croûte.

Cependant, la résolution n'est pas toujours suffisamment élevée pour imager correctement les structures les plus fines en profondeur.

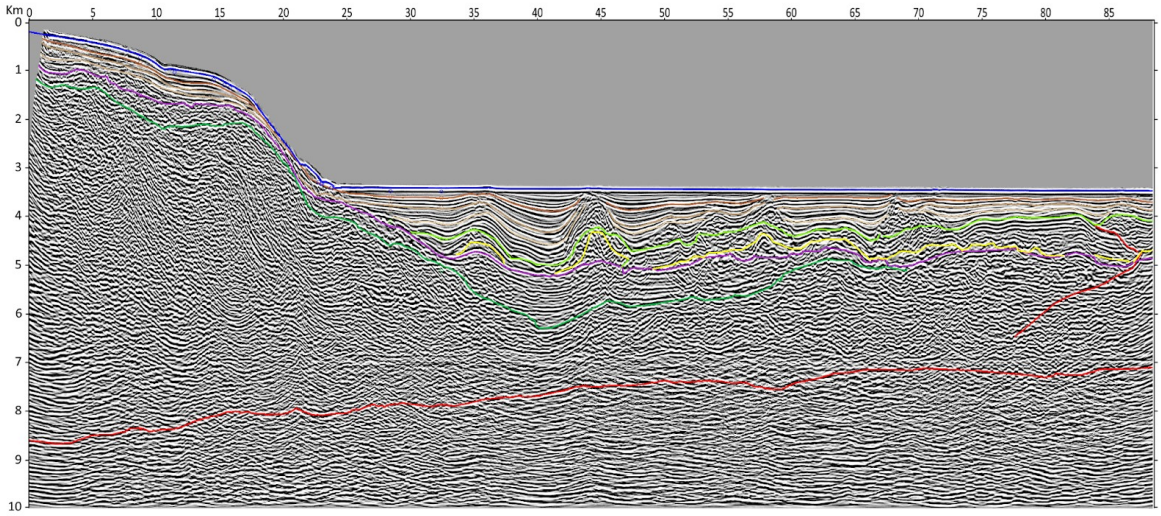


Figure 3-1 : *Exemple d'une ligne Spiral interprétée.*

Les paramètres d'acquisition de la campagne SPIRAL sont présentés dans le **Tableau T3-1** dans la **Figure 3-2**.

Nombre de traces sur la flûte	360
Longueur des traces (m)	12,5
Distance entre tirs (m)	50
Vitesse navire (Noeud)	4,85
Cadence de tirs (s)	20
Volume de la source (in3)	3040-8909 selon les sections
Ordre de la couverture	45
Distance entre CMP (m)	6,25
Longueur d‘écoute (s)	RL = 17
Pas d‘échantillonnage (ms)	SI = 4
Format	Seg-D

Tableau 3-1 : *Paramètres d’acquisition de la campagne SPIRAL (DOI: 10.17600/9010050)*

Le traitement de base des données a été réalisé à bord lors de la campagne océanographique SPIRAL. Des traitements supplémentaires ont été effectués sur certains profils, notamment pendant les thèses de Leprêtre (2012), Bouyahiaoui (2014) et Baji (2014). Le détail des traitements réalisés peut-être consulté dans les manuscrits de thèse correspondants, mais la séquence de traitement est résumée dans la ***Figure 3-2***.

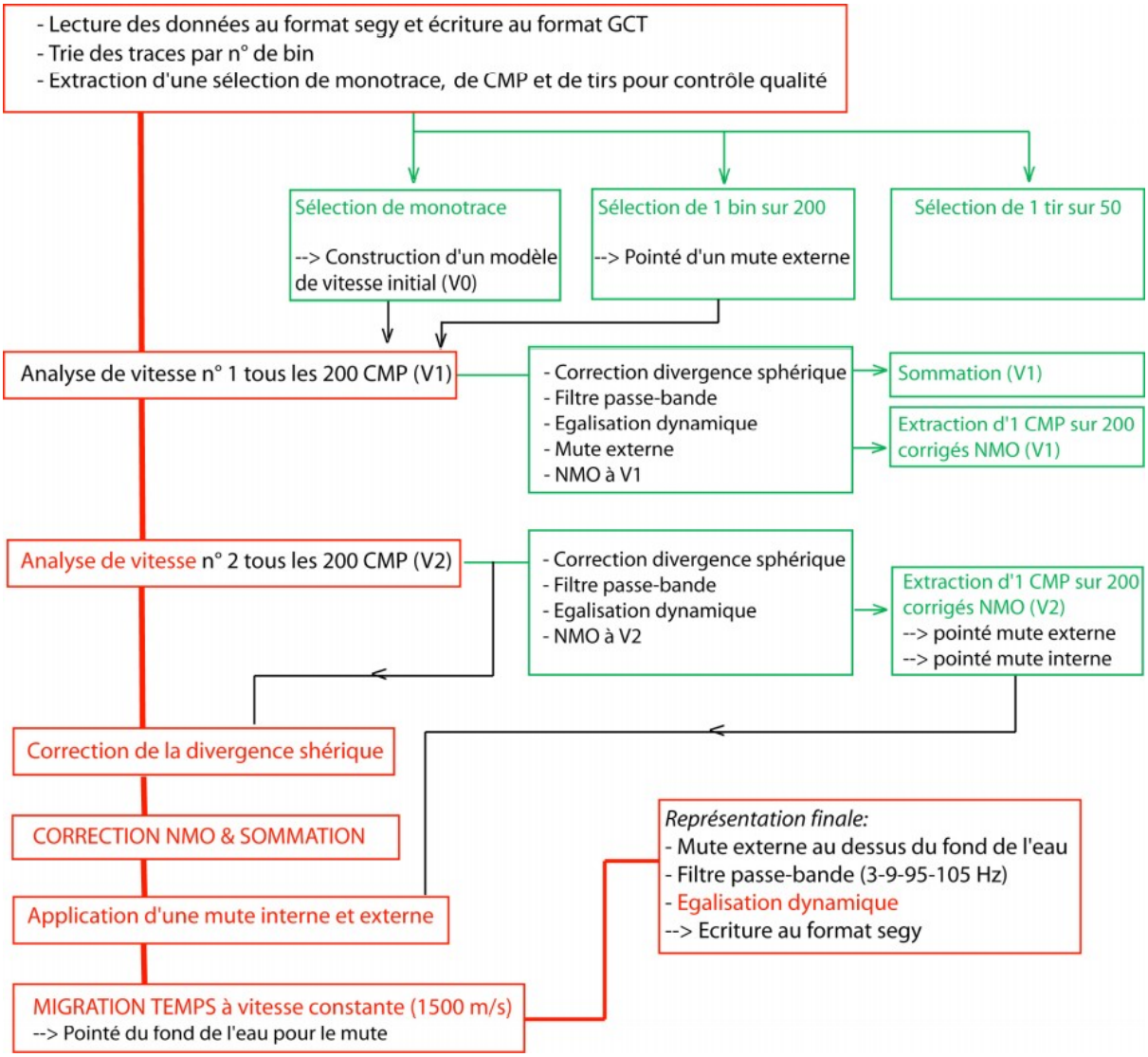


Figure 3-2 : *Séquence de traitement initialement appliquée sur l'Atalante (logiciel geocluster). Les étapes encadrées en vert correspondent à du contrôle qualité ou à des étapes intermédiaires. Les étapes en rouge constituent le cœur du traitement. D'après Leprêtre (2012).*

Les principaux traitement appliqués sont donc classiques et comprennent :

- Compensation de la divergence sphérique au sens des lois décrites par Newman (1973)
- Correction NMO sur la base d'une l'analyse de vitesse réalisée tous les 200 CMP (1250m) pour atténuer les multiples et éviter le « NMO streching », ou l'étirement du signal pour les offset les plus lointains.
- Sommation et migration à vitesse constante (1500 m/s)pour traitement de base filtrage fréquentiel suivant la bande passante : 3-9-105-105 Hz
- Égalisation dynamique

Certains profils SPIRALs ont subi d'autres procédures de traitement plus avancées visant à réduire davantage la présence de bruit ou de multiples et à améliorer la résolution.

3.1.2 Lignes industrielles récentes

Plusieurs profils de grande qualité ont été fournis par la société Sonatrach. Ils permettent d'imager l'ensemble de la croûte avec une résolution supérieure aux profils SPIRAL (***Figure 3-3***).
Ces profils ont été réalisés pour la compagnie pétrolière algérienne par WesternGeco (2000-2002) (Cope 2003).

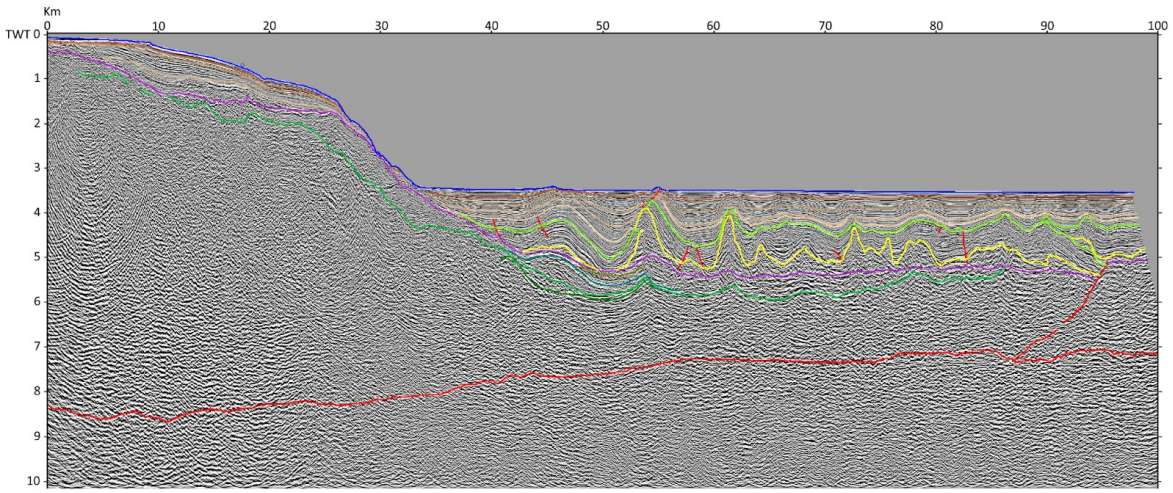


Figure 3-3 : *Exemple d'une ligne WG interprétée.*

Ils permettent d'imager pratiquement tous les aspects de l'inversion. En effet, les lignes sont suffisamment longues pour mettre en évidence la flexion, suffisamment pénétrantes pour imager correctement tous les réflecteurs jusqu'au socle. Cependant, si les profils sismiques eux-mêmes sont très bons, nous n'avons parfois que les images. De plus, certains profils sont coupés à 10 secondes-temps-double. Malgré ces restrictions, ces profils fournissent une image fine des structures de la marge jusqu'au toit du socle et parfois jusqu'au Moho.

Les informations techniques concernant les données Western Geco ci-après proviennent de la thèse de M. Medaouri (2014)et de la publication de Cope et al. (2003) (***Tableau T3-2***)

Nombre de traces sur la flûte	480
Longueur des traces (m)	15.52m
Distance entre tirs (m)	25m
Vitesse navire (Noeud)	?
Cadence de tirs (s)	?
Volume de la source (in3)	3000
Distance entre CMP (m)	12.5m
Longueur d‘écoute (s)	10 s
Pas d‘échantillonnage (ms)	2ms
Format	SEGD

Tableau T3-2 : *Caractéristiques de l’acquisition Western GECO*

Chaîne de traitement d’après la thèse de M. Medaouri (2014) :

- Changement de format – copie du data SEGD en format interne OMEGA (software de traitement Western).
- Filtrage.
- Correction des amplitudes – Compensation des amplitudes en utilisant une loi de vitesse
- régionale.
- Édition des données – Édition automatique des spikes en surface consistante.
- Réduction des données.
- Déconvolution – Prédictive.
- Analyse de vitesse I – Variable.
- Atténuation des multiples.
- Dip Move out.
- Analyse de vitesse II – DMO.
- Atténuation des multiples résiduels – Radon.
- Mute –offsets proches et lointains.
- Correction du Datum.
- Migration – La méthode des différences finies (migration par équation d’ondes).
- Filtrage en temps variable.

3.1.3 Lignes industrielles anciennes (années 70)

D'anciennes lignes industrielles (***Figure 3-4***) acquises par Total dans les années 1970 (Mauffret, 2007) ont été utilisées pour étendre l'analyse et assurer la continuité de l'interprétation. Cependant, il s'agit de scans de profils papier parfois partiellement interprétés avant d'être numérisés. On peut néanmoins identifier les horizons jusqu'aux évaporites messiniennes ou au socle, selon le profil considéré.

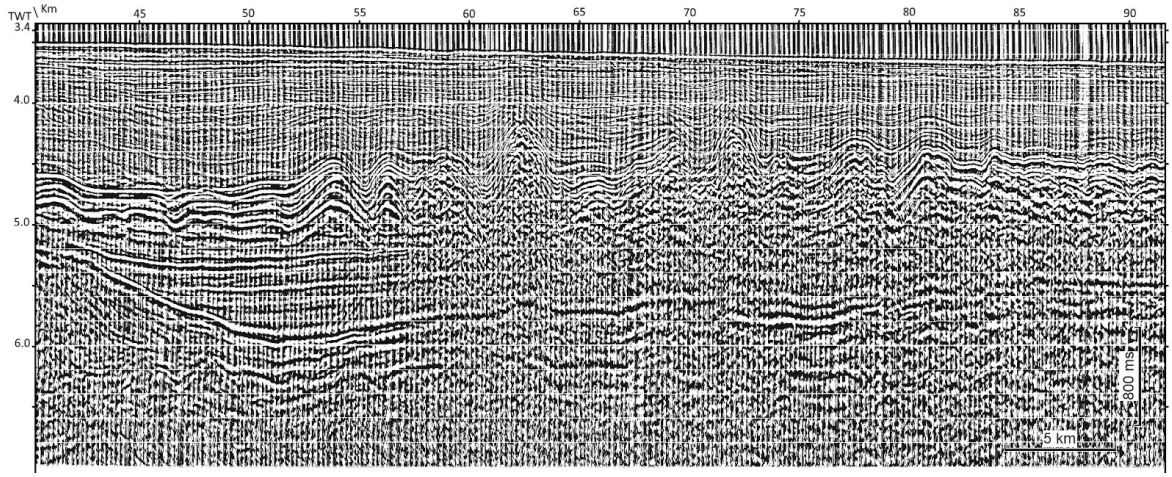


Figure 3-4 : *Extrait non interprété d'une section sismique temps double ancienne imageant jusqu'au socle*

3.1.4 Campagnes et coupes sismiques MARADJA

Des données issues des campagnes MARADJA (2003) (doi: 10.17600/5020080), MARADJA2 (2005) (doi: 0.17600/5020080) et SAMRA (2005) (doi: 10.17600/5020090) ont été utilisées pour améliorer la cohérence latérale de l'interprétation.

Beaucoup de ces profils sont orientés en Est-Ouest et recoupent les données SPIRAL et industrielles récentes, ce qui peut les rendre utiles pour aider à maintenir la continuité latérale de l'interprétation tout près de la côte. Cependant, bien que leur résolution soit excellente, elles sont peu pénétrantes et ne permettent pas systématiquement de voir sous le sel. Cela les rend peu utiles pour la conversion en profondeur. De plus, le haut niveau de détail qu'ils permettent tend à créer des artefacts dans les horizons profonds lors du processus de conversion, et il a donc été nécessaire de les retirer de cette opération. Puisqu'ils imagent la déformation superficielle, et non les grandes structures qu'on cherche à observer ici, leur non utilisation pour la conversion n'est pas problématique. Les lignes Maradja participent tout de même à la cohérence de l'interprétation finale.

3.1.5 Caractéristiques du maillage constitué par les différents jeux de données

De ces différents jeux de données, 103 profils sismiques ont été utilisés pour la conversion en profondeur. 156 croisements entre ces profils permettent d'assurer la cohérence latérale entre les lignes sismiques interprétées (***Figure 2 de l'article, section 5.1***).

Cependant, ces profils ne sont pas répartis de manière homogène le long de la marge. Plusieurs lacunes sont visibles dans les données. Mostaganem et Tipaza sont deux zones bien couvertes, mais presque aucun profil n'est disponible entre elles, ce qui constitue la plus grosse lacune. Le secteur de Béjaïa, qui représente la transition entre la Grande Kabylie et la marge de Jijel, est insuffisamment imagé, et notamment dépourvu de profils perpendiculaires à la côte susceptibles d'imager les processus transformants supposés présents. Enfin, le secteur allant de Colo à Cap-de-Fer est insuffisamment imagé, avec plusieurs profils recoupant obliquement le bassin et très peu de données sur la marge et le pied de marge.

Malgré ces limitations, ce maillage dense permet le suivi latéral des structures sur des segments de marges de l'ordre de la centaine de kilomètres ou plus.

3.2 Autres données géophysiques utilisées

3.2.1 Magnétisme

Les données des anomalies magnétiques réduites au pôle employées ici (***Figure 3-5***) proviennent du travail de Medaouri (2014) et se basent sur les données magnétiques de la campagne Tidelands (1976) qui couvrent l'ensemble de la marge algérienne. Ces données prenaient initialement la forme de cartes au 1/100000ème avec un maillage deligne de vol de 15x10 km. Ces cartes ont été numérisées, puis traitées dans le logiciel Oasis Montaj (Medaouri, 2014). La réduction aux pôles est présentée dans Medaouri et al. (2014).

Ces anomalies magnétiques mettent bien en évidence plusieurs caractéristiques majeures de l'histoire du bassin algérien, notamment l'ouverture en plusieurs segments (bassin triangulaire séparé du bassin ouest par la ride d'Hannibal) et la présence de step-faults (***Figure 3-5***).

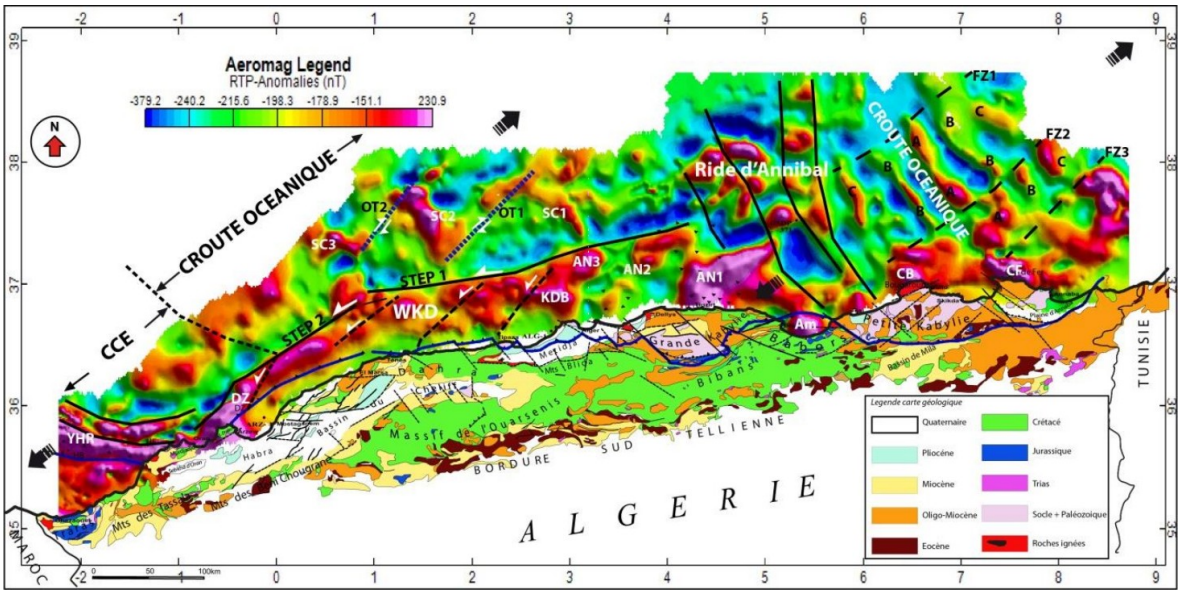


Figure 3-5 : *Carte des anomalies magnétiques du bassin algérien avec l'interprétation proposée par Medaouri (2014) mettant en évidence la segmentation de la marge avec notamment deux Step-faults identifiables dans les données magnétiques, de même que la ride d'Hannibal et un bassin triangulaire à l'est. L'intervalle d'iso-ligne est de 10nT. D'après Medaouri (2014).*

3.2.2 Gravimétrie

Les données gravimétriques (Figure 3-6) utilisées ici proviennent des précédents travaux réalisés le long de la marge algérienne, notamment par Medaouri et al. (2014), Bouyahiaoui (2014) et Mihoubi (2014). Elles sont issues de données gravimétriques acquises lors de la réalisation des lignes sismiques 2D des campagnes Western Geco (2003), S et BGP (2011). Des cartes papiers de la campagne Tidelands (1976) ont également été numérisées et utilisées. Les anomalies gravimétriques à l'air libre y étaient représentées sous forme de contour, avec un intervalle de 5 mGal entre les lignes.

Elles mettent en évidence la présence d'une anomalie négative en pied de marge le long de l'ensemble de la marge algérienne.

L'étendue des données n'est pas la même sur les secteurs Est et Centre-Est que sur le reste de la marge. Dans les deux premiers cas, les cartes se focalisent sur le pied de marge et mettent en évidence une anomalie négative. Dans le troisième cas, les données vont plus loin au large et mettent en évidence une possible retombée de l'anomalie magnétique à l'extrémité nord de la zone d'étude, entre les secteurs d'Oran et d'Alger.

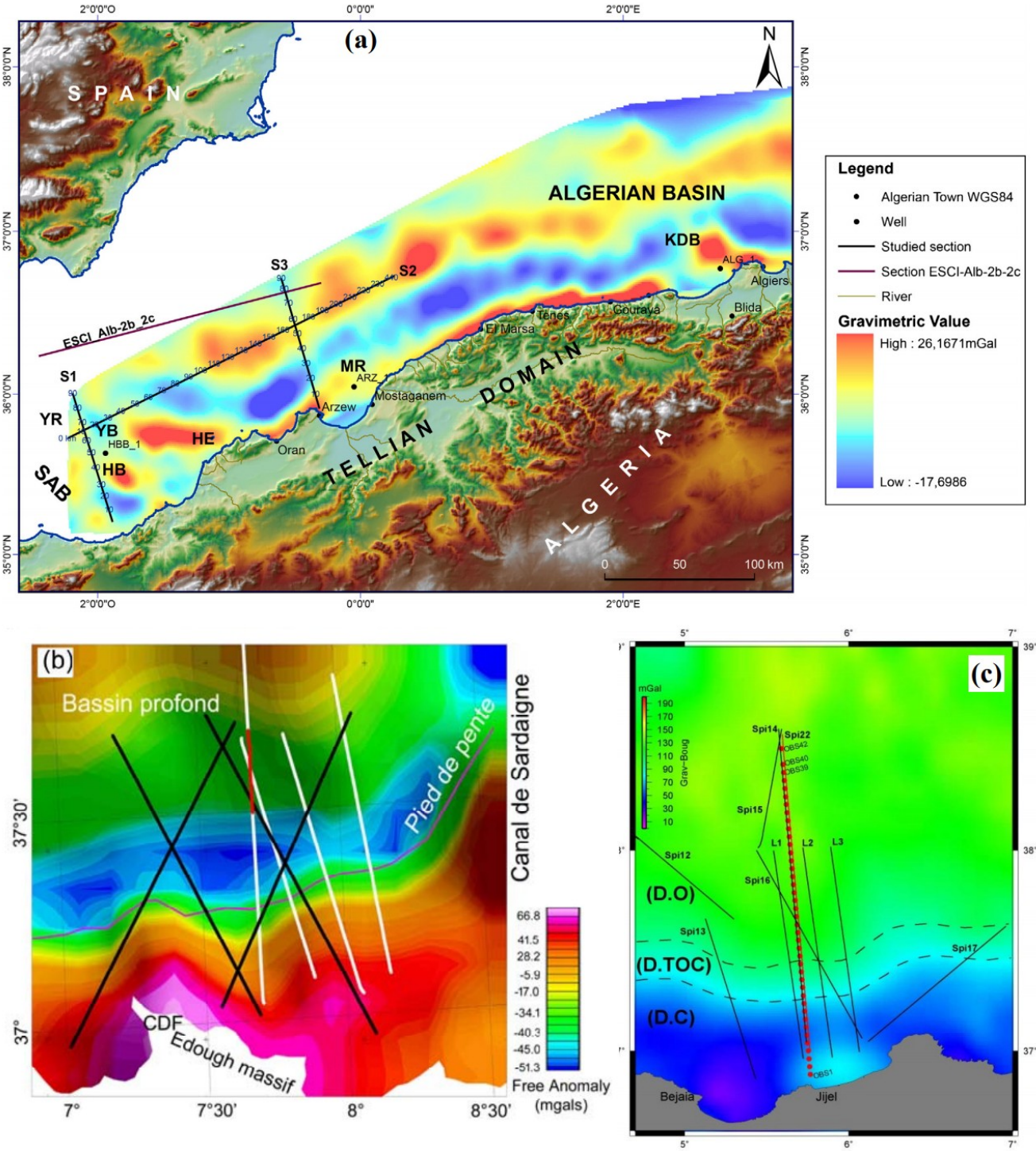


Figure 3-6 : ***(a)*** *anomalies de Bouguer dans l'ouest du bassin algérien, d'après Medaouri et al. (2014),* ***(b)*** *Anomalies de Bouguer dans le secteur d'Annaba, d'après Bouyahiaoui (2014) et* ***(c)*** *anomalie de Bouguer dans le secteur de Jijel, d'après Mihoubi (2014).*

3.2.3 Géodésie

Les données GPS (ex : ***Figure 1-17***) considérées ici proviennent de plusieurs publications, dépendamment de la région considérée :

- Algérie : Bougrine et al. (2019)
- Maroc : Koulali et al. (2011)
- Tunisie : Bahrouni et al. (2020)
- Sud de l'Ibérie : Echeverria et al. (2013) ; Khazaradze et al. (2014)
- Baléares : Palano et al. (2015) ; Koulali et al. (2017)
- Sicile : Cuffaro et al. (2009) ; Serpelloni et al. (2010) ; Devoti et al. (2011)

3.2.4 Mécanismes au foyer

Les données concernant les séismes et leurs mécanismes aux foyers sont tirées du catalogue de Ousandou et Bezzeghoud (2019) (***Figure 2-10***) ainsi que du catalogue USGS.

Ces données montrent une concentration de séismes présentant des mécanismes aux foyers compressifs le long de la marge algérienne, mettant en évidence la déformation de celle-ci sous la contrainte compressive liée à la convergence. La présence de séisme en transtension est également attestée le long de la marge, dans moindre proportion et localisés essentiellement de part et d'autre de la Grande Kabylie.

Chapitre 4: Méthodes d’analyse

4.1 Horizons Sismiques

L’objectif de cette analyse est de proposer une interprétation à même de mettre en évidence la déformation de la marge algérienne, ce qui implique de pointer des horizons majeurs de la marge pouvant servir de repère à la conversion en profondeur. Ces horizons doivent également correspondre aux variations de vitesses observables le long de la marge algérienne.

Nous utilisons donc 7 réflecteurs (***Figure 3 de l’article, section 5.1***), du plus profond au plus superficiel :

1. Le Moho est l’horizon le plus profond à avoir été recherché. Les coupes sismiques SPIRAL et WesternGeco l’imagent d’une manière plus ou moins continue. C’est un réflecteur majeur, souvent atteint dans les expériences de sismique-réflexion avec des sources puissantes et de longues flûtes sismiques (ex : Krawczyk et Stiller 1999; Simancas et al. 2003; Martínez Poyatos et al. 2012; Li et al. 2016).
2. Le toit du socle est visible sur la majeure partie des profils disponibles, et plus particulièrement sur tous les profils SPIRAL et WesternGeco qui constituent la plus grande partie des profils supports pour le travail d’interprétation.
3. La Messinian Lower Unit (LU) et les dépôts pré-messiniens sont observés de manière continue sur l’ensemble de la zone, à l’exception des profils les plus à l’ouest où ils ne sont observés qu’en pied de marge. L’interprétation réalisée sur les profils a initialement cherché à distinguer les différentes séries de dépôts, tant dans le pré-messinien que la LU, mais l’absence d’un marqueur visible rendait difficile le maintien de la cohérence de l’interprétation d’un profil à l’autre sur l’ensemble de la marge. Pour cette raison, elles seront présentées sous la forme d’une unité unique allant du socle à la base de la mobile unit. Cependant, les réflecteurs principaux seront présentés en noir. L’objectif est de mettre en avant la structure des sédiments, et le cas échéant des failles ou des plis qui les affectent, plutôt que des horizons pas forcément continus sur l’ensemble de la marge. On notera que la LU revêt une importance particulière dans l’analyse de la déformation liée à l’inversion. En effet, il s’agit d’un des tout premiers dépôts postérieurs à l’ouverture de l’ensemble du bassin Algérien, y compris à l’Ouest, et supposé conforme sur l’ensemble de cette étendue. Cet horizon reconnaissable sera donc considéré ici comme un des principaux horizons où observer l’inversion. Dans la marge, le tracé de la LU sera prolongé par les dépôts pré-messiniens.
4. La Messinian Mobile Unit (MU) (***Figure 4-1***) est l’unité salifère majeure, facile à distinguer. Le diapirisme déforme directement les sédiments situés au-dessus de lui, mais il affecte aussi par ses propriétés l’image des horizons situés en dessous de lui sur les sections sismiques. L’un des objectifs de l’interprétation du sel est donc de prendre en compte sa structure pour restituer après conversion en profondeur une ligne sismique la moins affectée possible par les déformations liées au sel. Cela implique notamment de prendre en compte l’effet de pull-up

exercé par le diapir sur les horizons inférieurs.

D’un point de vue géologique, il est à noter que le sel ne transmet pas la contrainte comme la plupart des autres formations sédimentaires. Une faille affectant sa base ne sera pas forcément propagée directement aux dépôts supérieurs. La déstabilisation du sel tendra plutôt à engendrer un diapir, ou plus exactement, de part la continuité latérale de la faille, un mur de sel. Ce diapir pourra masquer partiellement le décalage des horizons, rendant la faille moins identifiable. La contrainte pourra également se transmettre horizontalement à travers le sel, ressurgissant à plusieurs kilomètres de là où elle avait atteint la MU. Les rampes dans le sel sont communes dans le bassin algérien, et se corrèlent bien avec des failles identifiées. Quoi qu’il en soit, puisque le sel peut se déformer sans l’intervention des failles, c’est la présence simultanée de la tectonique salifère et d’autres indices, ainsi que la continuité latérale de ces déformations, qui permet de trancher.

5. La Messinian Upper-Unit (MU) est une unité particulièrement identifiable en raison de ses réflecteurs épais et contrastés. Elle est marquée à son sommet par un réflecteur majeur du bassin, marquant la fin de la crise messinienne. C’est une unité dont l’épaisseur peut varier latéralement et qui a été fortement perturbée par le diapirisme messinien.
6. Sur la marge, les Complex Units (CU) (***Figure 4-2***) sont un ensemble de dépôts liés à la crise messinienne. Il s’agit de débris et d'effondrements gravitaires associés à la baisse du niveau marin et à l’érosion de la marge. Leur nom provient de leur structure « complexe », résultant de leur mode de formation, mais également, comme nous le proposerons plus tard, à l’activité des failles dans le pied de marge. Ces dépôts seront ici analysés dans la continuité de la MU.
7. Enfin, les unités sédimentaires post-messiniennes (plio-quaternaires) sont les plus faciles à observer mais leurs faciès peuvent varier latéralement et l’épaisseur totale des séries post-messiniennes peut être suffisamment réduite pour rendre impossible le pointé de réflecteurs intermédiaires.

   Un découpage du plio-quaternaire en 4 unités, basé sur des réflecteurs identifiés de coupe en coupe, a été utilisé dans l’analyse des sections (***Figures 3.1 et 3.2***). Cependant, pour éviter une surcharge visuelle et focaliser l’analyse sur la structure des dépôts, ces horizons ne seront pas détaillés dans les profils montrés. Les réflecteurs majeurs seront cependant mis en évidence.

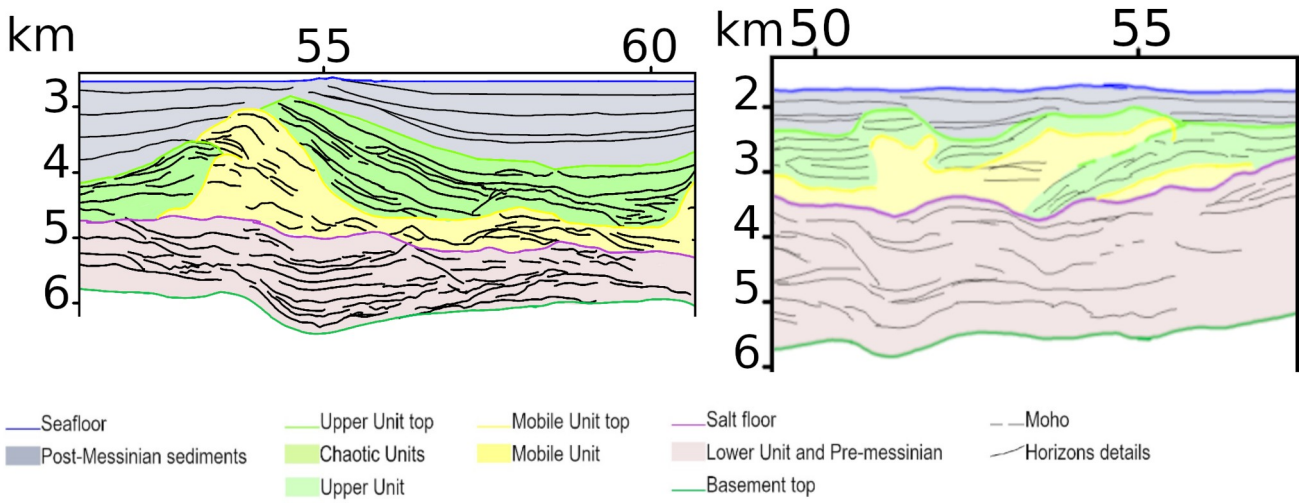


Figure 4-1 : *Structures sismiques liées au sel.* ***(gauche)*** *diapir déformant les horizons* ***(droite)*** *rampe dans le sel.*

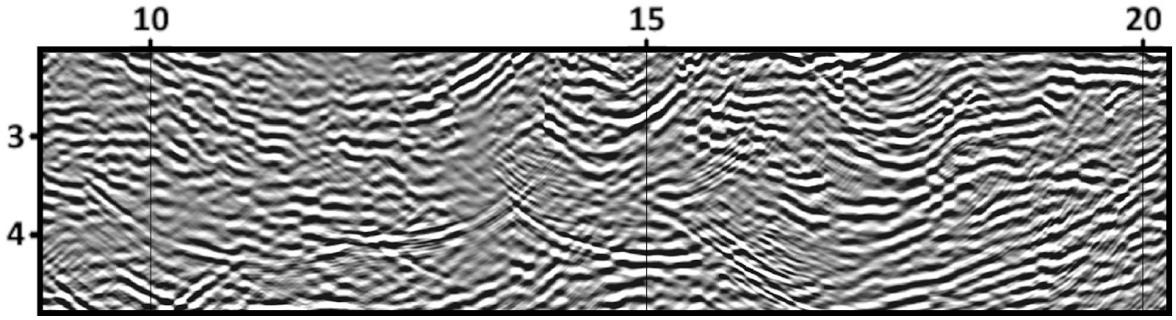


Figure 4-2 : *extrait de section sismique montrant le faciès des Complex Units sur une section convertie en profondeur*

4.2 Stratégie d'analyse

4.2.1 Flexion et flambage

Comme évoqué dans les chapitres 1 et 2, la flexion est un des signes de l'inversion de la marge. Elle marque la déformation de la lithosphère sous l'effet combiné de la contrainte compressive, de la gravité, et des propriétés mécaniques de la marge.

Elle consiste en une déflexion des horizons qui pourra soit se faire sur une courte longueur d'onde (flambage), soit se faire sur une plus grande longueur d'onde (DCF). Ce qu'on nommera DCF est en fait la partie « descendante » du bombement périphérique. Une telle structure est courante dans les zones de subduction (Bull, Martinod, et Davy 1992; Muriel Gerbault 2000). Les lignes sismiques

étudiées ici sont cependant trop courtes pour observer la seconde partie de cette structure, et eut égard à la faible largeur du bassin algérien, il est même possible que cette seconde partie n'existe pas ou bien soit peu développée.

L'identification de la flexion et du flambage est basée sur des caractéristiques géométriques. Elles sont donc difficiles à évaluer sur des profils temps-double, puisque les profils en question mettent en avant des temps de trajets. Ces temps de trajets sont dépendants de la vitesse des ondes dans le matériaux, et ne représentent donc pas directement l'épaisseur des structures. Il est donc nécessaire de recourir à une conversion en profondeur.

Une méthode de conversion en profondeur, même rudimentaire, permet de reconstituer une géométrie plus proche de la réalité que ce qui est visible sur un profil temps-double. Nous reparlerons en 4.4 de cette conversion en profondeur.

Face à un profil converti en profondeur, plusieurs cas de figures peuvent se présenter :

1. pas de déformation : les horizons demeurent relativement plats à travers le bassin
2. le fond marin présente des ondulations qui se répètent le long des profils

    a) ces ondulations, si elles n'affectent que le socle et sont remplies par les premiers sédiments, correspondent à la structure du socle, et n'ont pas d'intérêt direct dans cette étude.

    b) si elles affectent à minima la base du sel, on peut soupçonner la présence d'une déformation causée par l'inversion. En effet, le sel peut causer une décorrélation entre ce qui se passe sous et au-dessus des évaporites messiniennes. Cependant, dans l'hypothèse ou cette déformation sous le sel serait post-messinienne, elle aura vraisemblablement destabilisé le sel et on observera probablement un ou des diapir(s).
    Dans cette seconde situation, si on supporte l'hypothèse d'une flexion, alors, puisqu'on observe au moins une oscillation entière, les paramètres mesurables sont la longueur d'onde d'une oscillation et l'amplitude de cette oscillation. Si plusieurs oscillations sont présentes, la mesure pourra être réalisée pour chacune. Dans ce scénario, on s'attend à ce que l'amplitude des oscillations diminue en s'éloignant de la marge, car c'est depuis celle-ci que se propage la déformation ***(Figure 4-3)***.

3. le fond marin présente une déflexion globale avec un approfondissement visible de l'extrémité la plus distale du profil jusqu'au pied de marge.

    a) si cette déflexion n'affecte que le socle et est comblée par les premiers sédiments, alors c'est une caractéristique du socle, et elle n'a pas d'intérêt direct dans cette étude.

    b) si elle affecte l'intégralité de l'épaisseur sédimentaire, et notamment la base du sel, alors nous sommes en présence d'une flexion. Cependant, contrairement au scénario 2, dans ce scénario 3, il n'est pas possible de définir les dimensions exactes de la flexion. Nous ne pourrons proposer qu'une demi-longueur d'onde, associée à l'amplitude. Il s'agira donc de valeur minimale.

Il est à prendre en compte que, du fait de la longueur des profils, dans la majorité des cas, un profil image environ la moitié du bassin océanique Algérien. Cela implique que ces demi-longueur d'onde correspondent probablement à une unique flexion affectant toute la largeur du bassin.

Il est à noter que les scénarios 2 et 3 ne sont pas mutuellement exclusifs, et qu'il est donc envisageable d'observer une superposition des deux modes de déformations (***Figure 4-3***).

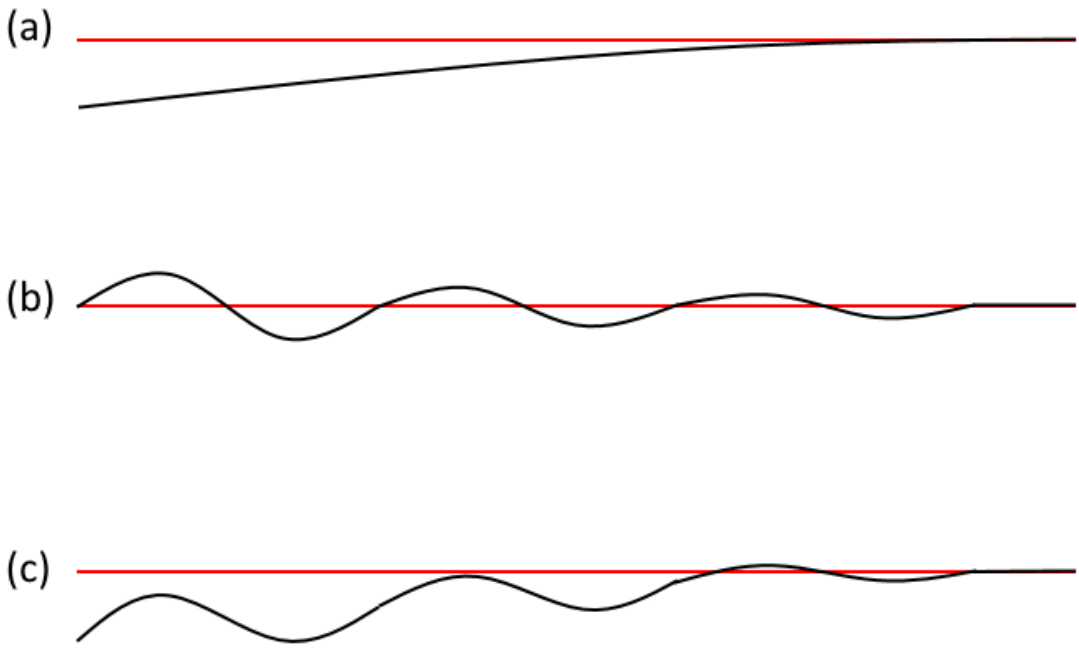


Figure 4-3 : *Représentation schématique de l'impact sur un horizon des différents modes de flexion observables le long de la marge algérienne.* ***(a)*** *DCF,* ***(b)*** *Flambage,* ***(c)*** *combinaison des deux modes précédents*

Dans cette situation, nous distinguerons deux options :

1. Les oscillations ont une amplitude équivalente à la flexion totale. Nous admettrons alors qu'aucune flexion n'est observée et qu'il s'agit en fait d'un gradient dans l'intensité du flambage (***Figure 4-3 (b)***).
2. Les oscillations ont une amplitude moins importante que la flexion de grande longueur d'onde (***Figure 4-3 (c)***). Nous mesurerons alors la longueur d'onde – ou demi-longueur d'onde – de chacun des deux modes. Pour l'amplitude, séparer les deux sera plus compliqué. S'il sera possible d'estimer la hauteur du flambage, la DCF sera difficile à distinguer précisément de l'approfondissement lié à la dernière oscillation visible du flambage. On donnera donc plutôt une mesure cumulée des deux modes de flexion .

4.2.2 Plis et failles

L'identification des failles est basée sur une combinaison de 5 critères :

1. Identification directe du tracé de la faille dans la section sismique. La résolution de nos données n'est pas toujours suffisante et des erreurs d'interprétation restent possibles. Cependant, la conversion en profondeur, en reconstituant la géométrie des unités sismiques, donne une vision plus réaliste de l'organisation spatiale des réflecteurs, mettant ainsi en évidence les failles.
2. Décalage des horizons majeurs par la faille. Ce critère observe directement l'impact du déplacement le long de la faille, mais n'est pas toujours évident au toit du socle, selon l'importance du décalage en question face à la résolution des profils (***Figure 5 de l'article, section 5.1***).
3. Présence de bassins asymétriques (***Figure 4-4***) et/ou plis et strates de croissance liées aux développement de failles et de plissements associés. Ces marqueurs indirects de l'activité des failles sont couramment utilisés à l'avant des prismes de failles à déformation lente (ex : Tavani et al. 2015) et sont particulièrement visibles dans le pied de la marge algérienne.
4. Existence d'une perturbation de la bathymétrie. Les études précédentes ont déjà mis en évidence un grand nombres de failles aveugles mais néanmoins capables de perturber la bathymétrie de la marge algérienne (ex : Déverchère et al. 2005; Domzig et al. 2009; Kherroubi et al. 2009; Cattaneo et al. 2010; Babonneau et al. 2017). Nos profils permettent de mettre en évidence les décalages de la bathymétrie, et leur corrélation avec d'autres indices de failles confirme la déformation active de la marge algérienne. Ces déformations de la bathymétrie peuvent prendre la forme de bombement du fond marin ou bien de variations de la pente du talus continental.
5. Comportement du sel. Les évaporites n'ont bien évidemment pas besoin de l'influence de structures sous-jacentes pour développer un diapirisme (Brun et Fort 2011), à fortiori dans le contexte d'une marge en inversion, où l'on observe le développement d'une flexion dans le bassin et le soulèvement de la marge continentale. Cependant, elles réagissent à ces failles ou ces plissements, qui peuvent focaliser le diapirisme (Camerlenghi et al. 2009; Matias et al. 2011; Duffy et al. 2018). Il est également possible de favoriser le développement des rampes (***Figure 4-1***) lorsqu'une faille se propage aux horizons supérieurs et que le sel s'y engouffre.

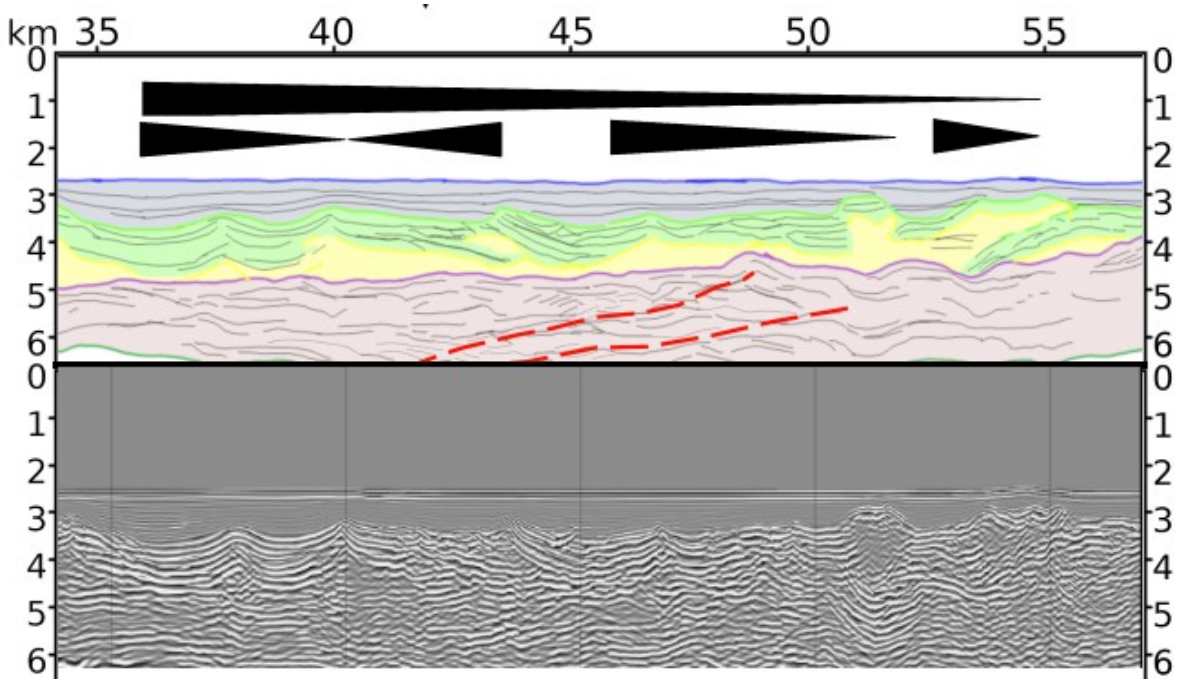


Figure 4-4 : *Bassin asymétrique causé par une faille sous-jacente (extrait de la ligne sismique 6 de l'article, section 5.1).*

Nous accorderons le maximum de confidences aux failles présentant au moins 4 de ces critères. Dans le cas où le tracé de la faille (critère 1) fait partie des critères observés, la faille sera représentée par un trait continu sur les profils. Sinon, la représentation se fera au moyen de pointillés serrés. Trois de ces critères seront suffisants pour identifier une faille avec un certain niveau de doute et le figuré adopté sera alors des pointillés plus espacés.

4.3 Méthode d'interpolation et d'interprétation de l'imagerie sismique

4.3.1 Construction des croisements

Comme indiqué dans le Chapitre 3, 103 lignes sismiques ont été utilisées dans ce travail sans compter les lignes Maradja, ce qui représente 156 croisements.

Ces croisements permettent d'assurer la cohérence de l'interprétation d'une section à l'autre (***Figure 4-5***). Cependant, les profils Spirals et WesternGegco ne constituent pas un maillage suffisant pour assurer la continuité de l'interprétation à travers l'ensemble de la marge. Pour assurer cette continuité, il est nécessaire de s'appuyer sur les lignes sismiques plus anciennes et de tester les croisements.

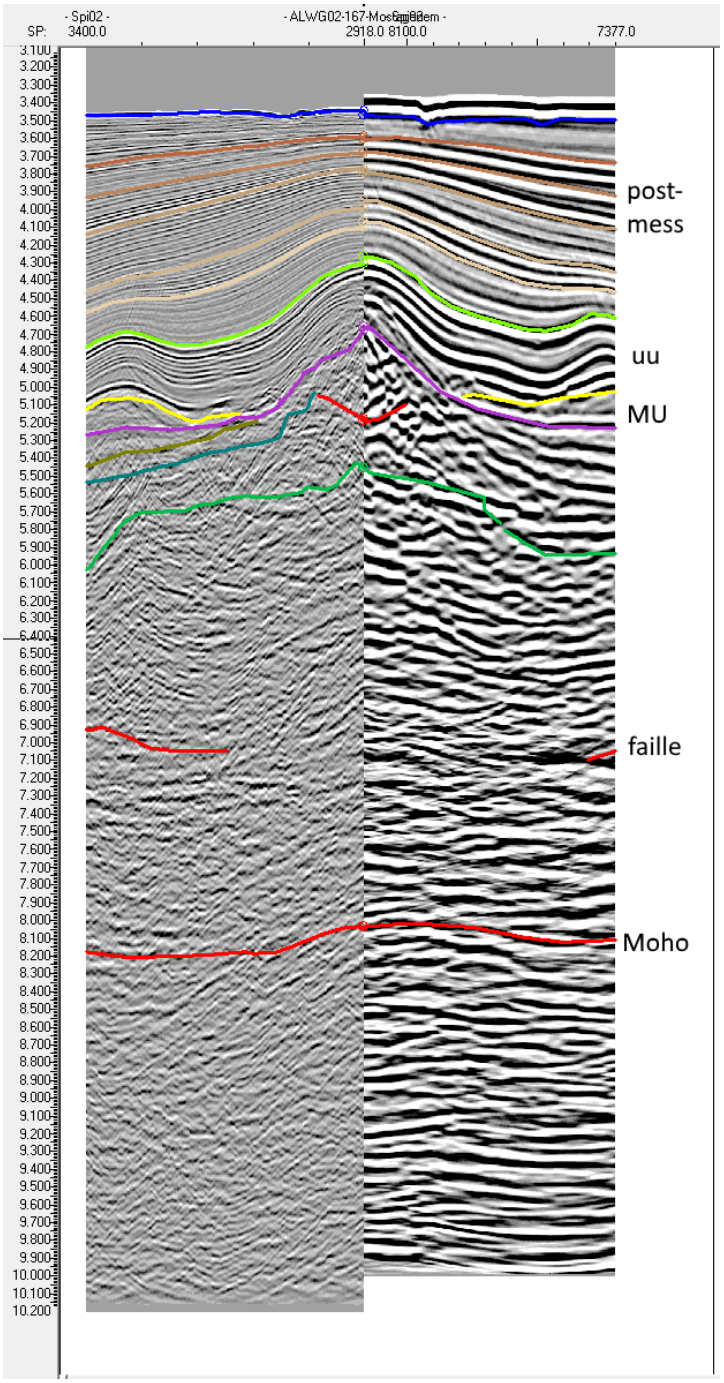


Figure 4-5 : *Extrait de l'interface de Kingdom Seismic Software montrant deux sections sismiques en temps double au niveau de leur croisement.*

4.3.2 Prise en compte des perturbations liées au diapirisme salifère

Pour les perturbations liées au diapirisme (***Figure 4-6***), la combinaison de l'interprétation sismique sur les lignes temps doubles et les profils convertis en profondeur met en lumière les effets de pull-up, ce qui permet souvent une correction itérative de ces profils après la première conversion.

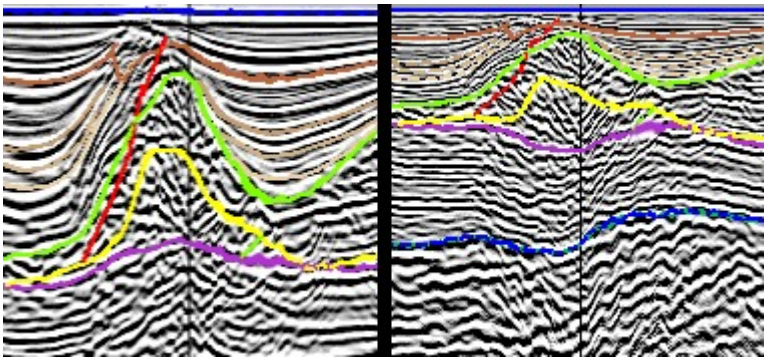


Figure 4-6 : *À gauche extrait d'une ligne sismique montrant un diapir (trait jaune) dont l'interprétation prend en compte l'effet pull-up sur les horizons situés plus bas. à droite, cette même section convertie en profondeur. Le diapir y engendre une perturbation des horizons situés en dessous. Une interprétation du diapir basée uniquement sur l'interprétation des faciès sismiques en temps double ne permet donc pas de bien restituer la géométrie des horizons inférieurs, justement parce que le diapir déforme ou masque les faciès sismiques situés en dessous.*
Dans le cas présenté ici, l'effet pull-up sur l'horizon violet (base de la MU) est sous-estimé. Il faudrait davantage remonter cet horizon à l'intérieur de la zone bruitée.

4.4 Conversion en profondeur des profils sismiques

4.4.1 Pourquoi convertir en profondeur

Comme nous l'avons brièvement évoqué, la conversion en profondeur représente un avantage significatif pour l'analyse réalisée ici. Les profils temps doubles proposent une image déformée par le champ de vitesse particulièrement impactant dans des zones à forts variations latérales comme les marges continentales : notre objet d'étude.

Environ 4 km d'eau avec une vitesse de 1500 m/s recouvre le fond marin dans le bassin. Sur la marge, en remontant le talus continental, la profondeur diminue progressivement, jusqu'à se mesurer au plus en centaines de mètres.

Sous le fond marin, la vitesse des ondes augmente significativement, et cela s'accroît dans les unités plus profondes, comme les sédiments messiniens ou pré-messiniens et le socle.
Le haut de la marge, non content de présenter une plus faible colonne d'eau, n'est recouvert que d'une épaisseur réduite de sédiments récents, contrairement au bassin de pied de marge où ces épaisseurs sont importantes. Cela se traduit par un important effet de pull-up (***Figure 5 de l'article, section 5.1***) qui peut induire une inversion des structures. Un horizon qui plonge vers le bassin, presque parallèle à la bathymétrie, sur une section en temps double, peut s'avérer, après la conversion, être en réalité une faille avec un pendage vers la marge.

Cette situation s'applique également au sel. Une conversion en profondeur, dans le cas où le volume du diapir est correctement contraint, permet d'atténuer la déformation qu'il engendre sur les horizons inférieurs. Horizons dans lesquels nous cherchons à observer une flexion que ces déformations, induites par la coupe temps, peuvent masquer.

L'intérêt de la conversion en profondeur est donc de restituer une géométrie plus proche de la réalité, ce qui permet de mettre en lumière la géométrie des failles et de pouvoir mesurer et quantifier la flexion.

4.4.2 Procédure de conversion

4.4.2.1 Outils

Pour réaliser cette conversion, nous disposons de sections sismiques temps doubles d'origines variées. Certaines de ces sections, notamment celles combinant la meilleure résolution et la meilleure pénétration – WesternGegco – sont des scans, ce qui proscrit leur retraitement et limite les méthodes de conversion en profondeur à notre disposition.
Les profils sont intégrés dans un projet sous le logiciel Kingdom Suite© seismic and geological interpretation software 8.8 (KS 8.8).

Une conversion en profondeur, même simple, via ce logiciel n'était pas aisée. Techniquement, elle est possible, mais l'utilisation d'un logiciel 32 bits, comme c'est le cas de KS 8.8, engendre des restrictions importantes sur la taille des calculs et la quantité de ram exploitable. Pour effectuer la conversion, il était nécessaire de la découper en une dizaine de sous-secteurs. La conversion en profondeur souffrait également de plusieurs défauts dans le traitement, dont un rédhibitoire pour notre zone d'étude : le logiciel n'était capable de prendre en compte que des unités sédimentaires continues. Il était donc nécessaire de mettre une épaisseur minimale de MU dans la marge, même en haut du talus continental, où le messinien correspond à une surface d'érosion.

C'est ce qui a motivé le passage vers un outil plus récent. En l'occurrence, Kingdom Suite© seismic and geological interpretation software 2015. Cette version plus récente, bien que ne disposant pas des outils des dernières versions, utilise néanmoins un outil de conversion en profondeur amélioré, tout en calculant en 64 bits. Ces deux faits permettent d'utiliser l'outil de conversion sur toute la zone et retire la restriction sur l'extension latérale des horizons

La conversion en profondeur a donc été réalisée sur Kingdom Seismic Software 2015, via l'outil intégré. Cet outil (***Figure 4-7***) utilise des vitesses fixes entre deux horizons, avec des vitesses qui

croissent vers le bas. La vitesse définie pour un horizon X sera appliquée vers le haut, jusqu'au toit du profil ou bien jusqu'à un autre horizon auquel une vitesse a également été assignée.

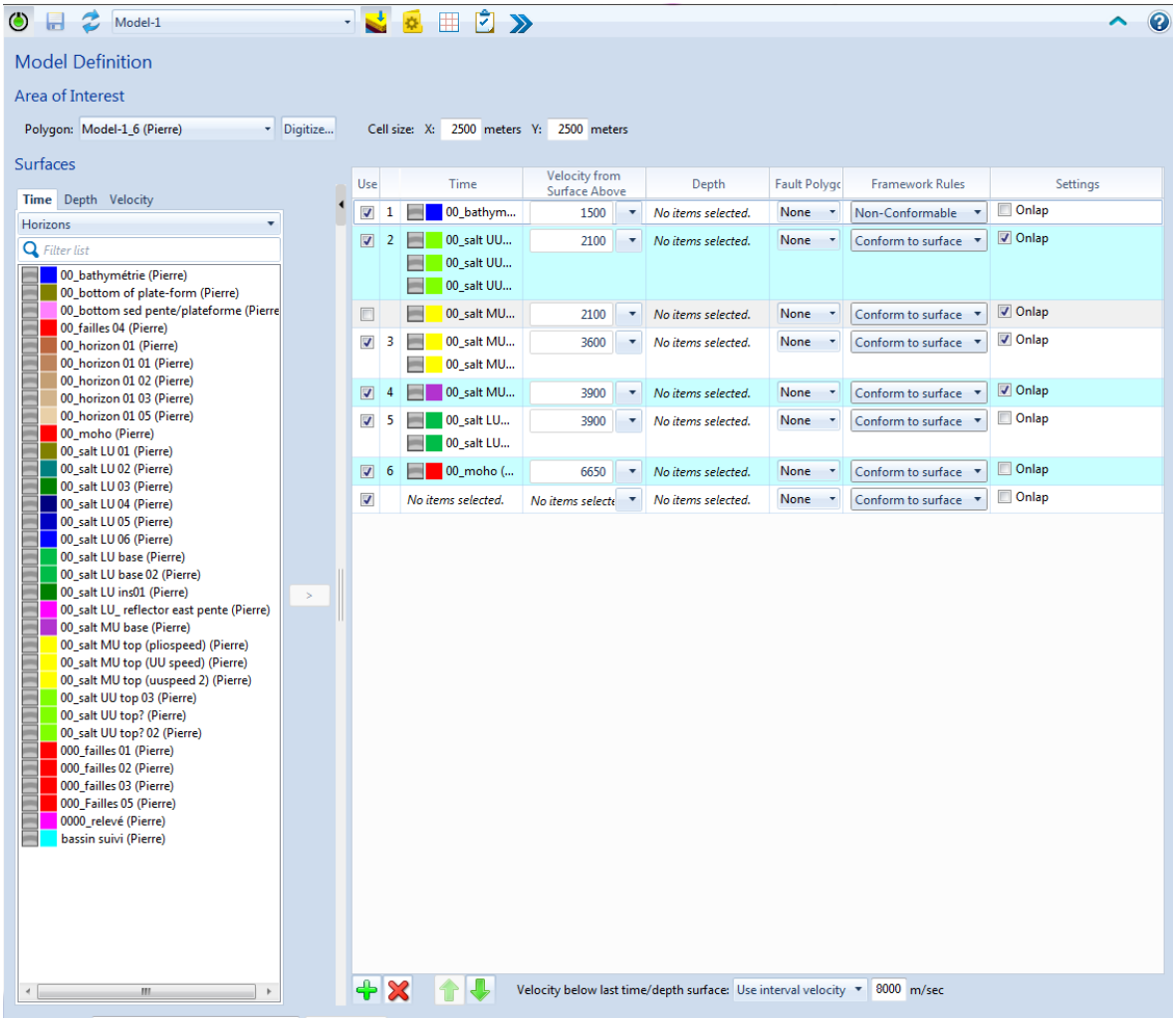


Figure 4-7 : *Interface de conversion en profondeur de Kingdom Suite© seismic and geological interpretation software 2015. Dans la colonne de gauche se trouve la liste des horizons disponibles. Dans la colonnes de droite, les horizons sélectionnés comme repères et la vitesse qui leur est attribuée.*

4.4.2.2 Modèle de vitesse

Les données disponibles incluent tout d'abord l'ensemble des valeurs de vitesse publiées dans les précédents travaux réalisés sur les profils SPIRALs, et notamment les thèses de Leprêtre (2012), Bouyahiaoui (2014), Mihoubi (2014).
Ces données proviennent de calculs réalisés sur les 5 sections SPIRAL le long desquelles ont été réalisées des profils de sismique grand-angle à l'aide d'OBS et de stations à terre.
Les valeurs communiquées par Bouyahiaoui (***Tableau T4-1***) sont des intervalles qui englobent les valeurs proposées par les autres auteurs.

Couche	Vitesse en m/s
Eau	1500
Plio-quaternaire	1900 à 2200
Messinian Upper Unit	3400 à 3800
Messinian Mobile Unit	3800 à 4000
Prémessinien 1	3000 à 4000
Prémessinien 2	4000 à 4800
Croute supérieure	4800 à 6000
Croute Inférieure	6000 à 7100
Manteau	8000

Tableau T4-1 : *vitesses des ondes au large de l'Algérie d'après Bouyahiaoui (2014)*

Des vitesses ont été testées dans cet interval, avec pour but de restituer une géométrie correcte et qui corresponde aux données profondes préexistantes, lorsqu'elles sont disponibles.
Par rapport à la bibliographie, la distinction entre les deux unités pré-messiniennes et les deux unités crustales ne pouvait être faite sur les profils, en raison de la variabilité latérale des unités pré-messiniennes et du manque de réflecteurs structurés dans la croûte.

Les coupes de vitesses réalisées le long de 5 profils SPIRAL sont assez peu utiles pour les horizons superficiels, mais fournissent 5 points de contrôle sur la profondeur du moho.

L'essentiel du travail de calage a été fait sur des extraits de profils convertis en profondeurs provenant des thèses précédentes (Leprêtre, 2012 ; Bouyahiaoui, 2014) ainsi que sur une ligne sismique SPIRAL migrée en profondeur, non publiée, provenant du travail de Marie-Odile Beslier (GéoAzur).
La simplicité du modèle de conversion que j'ai utilisé implique des décalages locaux par rapport à ces travaux, avec une amplitude verticale généralement inférieure à 150 m, et quelques points extrêmes à 200 m. Cette information ne vaut cependant que pour les coupes sismiques où une comparaison était possible. Les vitesses retenues sont indiquées dans le ***Tableau T4-2***.

L'emploi de plusieurs modèles de vitesse pour les différents segments de la marge a été envisagé. Néanmoins, il n'existe pas dans la littérature de sources accessibles permettant de décrire des variations de vitesses significatives de tous les horizons concernés jusqu'au socle et pour toutes les zones étudiées. Par ailleurs, les vitesses estimées (généralement, par sismique-réfraction grâce aux

données SPIRAL, ou par analyses de vitesse issues des traitements de sismique-réflexion multitrace) n'étaient pas acquises dans des conditions identiques (longueur de flûte variable) et ne mesurent pas nécessairement les mêmes vitesses de propagation (échantillonnage plutôt horizontal en sismique grand-angle et plutôt vertical en sismique-réflexion). Néanmoins, j'ai pu vérifier que pour une même unité sismique, les valeurs de vitesse obtenues étaient similaires, c'est-à-dire que le modèle de vitesse le plus complet et couvrant la plus vaste zone (Bouyahiaoui, 2014) contenait les gammes de vitesses par horizon des autres sources.

Pour réaliser la conversion en profondeur, le logiciel commence par réaliser une carte des épaisseur en temps-double pour chaque horizon. Ensuite il convertit les épaisseurs en temps, en épaisseur et en mètre, puis additionne les cartes de haut en bas pour réaliser une carte de profondeur pour chaque horizon utilisé dans la conversion. Les sections sont ensuite déformées en fonction de ces cartes, afin d'ajuster les profondeurs des horizons par rapport à la profondeur calculée par le logiciel.

La réalisation de ces cartes implique une interpolation, et donc la fixation d'un pas d'échantillonnage. Ici, nos profils sont orientés dans toutes les directions. Il n'est donc pas envisageable de choisir un pas d'échantillonnage faible dans l'axe des profils et plus important perpendiculairement à ceux-ci.

La valeur de l'interpolation a été fixée à 2.5x2.5 km. L'intérêt initial d'une valeur faible était de profiter de la résolution des profils, mais il s'est aussi avéré, lors des tests, que cette valeur générait moins d'artefacts que les valeurs inférieures, (ou supérieures dans une moindre mesure) tout en permettant de mettre en évidence les variations de profondeurs le long des profils, contrairement aux pas d'échantillonnages plus grands.

Les cartes de profondeurs ont été utilisées dans ce travail pour supporter l'analyse de la flexion de la marge (***Figure 9 et 10 de l'article, section 5.1***).

Couche	Vitesse en m/s
Eau	1500
Sédiments post-messiniens	2100
Messinian Upper Unit (UU)	3600
Messinian Mobile Unit (MU)	3900
Messinan Lower Unit (LU) et sédiments pré-messiniens	3900
croûte	5950
manteau	8000

Tableau T4-2 : *modèle de vitesse utilisé pour la conversion en profondeur.*

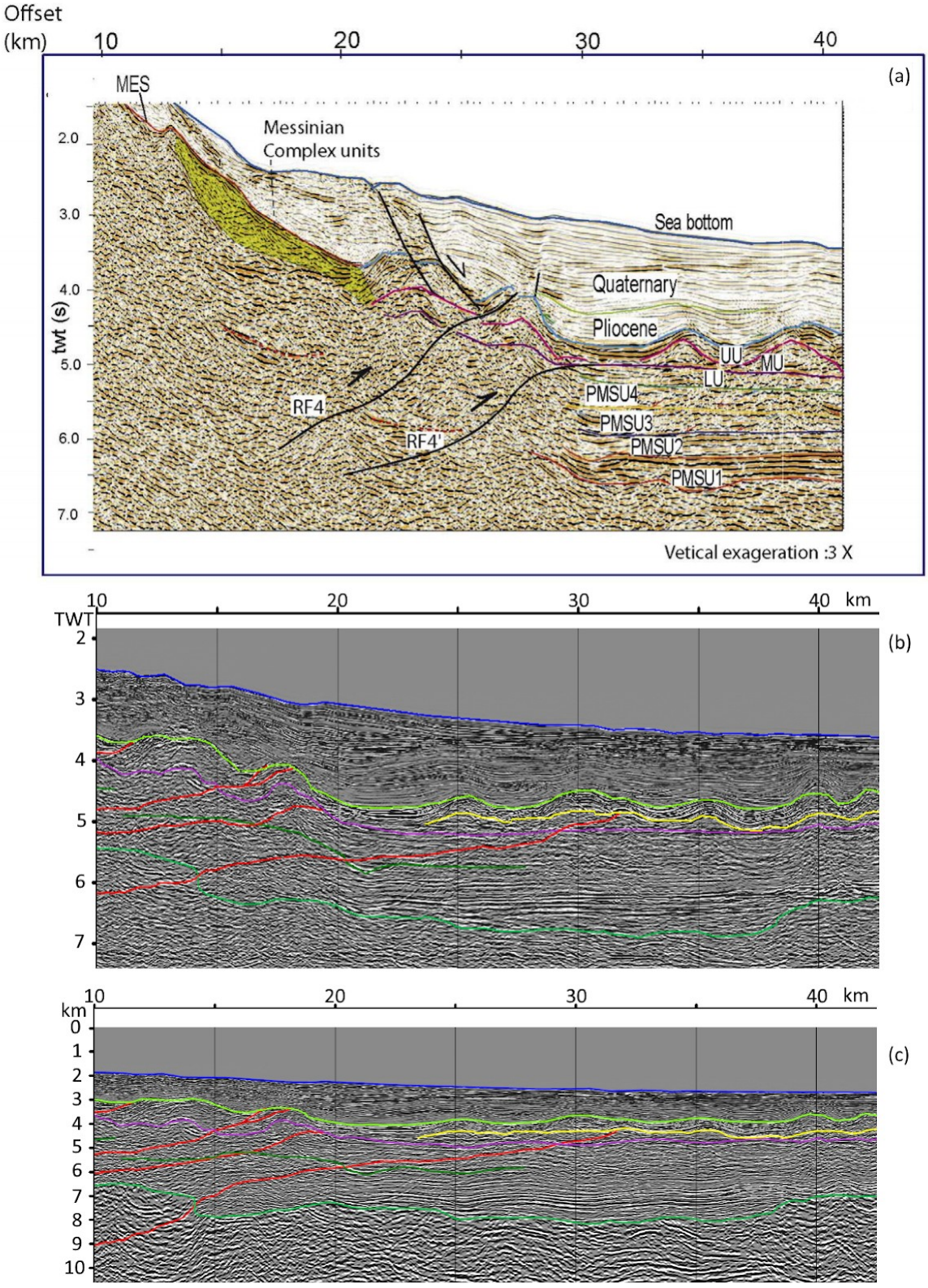
4.4.3 Processus itératif entre interprétation et conversion

Puisque cette conversion en profondeur repose directement sur le pointé des horizons, aucune modification de l'interprétation ne saurait être faite sur les profils convertis.
En cas de défaut dans la conversion, qu'il s'agisse d'un souci avec les profondeurs des horizons, trop différentes des points de comparaison disponibles, ou d'un souci de géométrie, avec des différences de faciès mises en évidence lors de la conversion, mais non respectées par celle-ci, il est nécessaire de revenir aux données initiales et de réaliser des ajustements dans les pointés (***Figure 4-6***) ou dans les paramètres de conversion profondeur.

Les étapes du travail sur les profils sont donc les suivantes :

1. Interprétation des profils en temps double. Les résultats sont ensuite ajustés par rapport à la bibliographie quand un point de comparaison existe.
2. Conversion en profondeur initiale. Celle-ci permet de repérer immédiatement des problèmes majeurs, comme le fait qu'un horizon ne soit pas à une profondeur réaliste. Cela vaut surtout pour le Moho.
3. Ajustement des structures tectoniques complexes, notamment la tectonique salifère. Comme détaillé plus tôt, les diapirs et autres déformations de la MU perturbent l'interprétation. Cette phase du travail vise à mieux prendre en compte les effets pull-up sur les profils temps double afin de limiter les effets pull-down sur les profils convertis.
4. Travail sur les zones de doutes. Une fois les problèmes liés à la conversion réglés, reste pour certains profils à éclaircir la nature de certaines structures. Deux bons exemples sont la proposition d'une faille affectant le socle en pied de marge sur la ligne 5 (***Figure 4-8 ; Figure 7 de l'article, section 5.1***), et l'ajout d'une épaisseur sédimentaire sur la section 6 (***Figure 4-9 ; Figure 8 de l'article, section 5.1***).
   Dans le premier cas, le souci était de proposer une interprétation cohérente du toit du socle avec les faciès sismiques dans une zone où les interprétations disponibles dans la bibliographie n'avaient pas tranché. Cette interprétation met en évidence un décalage faillé expliquant la remontée rapide du socle.
   Dans le second cas, la bibliographie interprétait comme faisant partie du socle un faciès sismique identique à ce que d'autres sources bibliographiques (Arab et al. 2016) avaient identifié comme des Complex Units déformés par des failles sur d'autres segments de la marge centrale (***Figure 3 de l'article, section 5.1***). C'est justement un des objectifs de ce travail que de proposer une interprétation uniformisée de la marge algérienne. Après avoir testé l'impact des deux interprétations possibles sur la conversion en profondeur, et eut égard aux faciès sismiques observés, il a été décidé d'appuyer l'interprétation d'une structure sédimentaire découpée par les failles, et cette portion du profil 6 a été modifiée par rapport à la bibliographie.

Figure 4-8 : *Sur la page ci-après, extrait de la section 5 de l'article (WG116) située au large de Jijel, d'après Bouyahiaoui et al. (2014). (a) l'interprétation tirée de la bibliographie, en temps double. (b) l'interprétation proposée ici. (c) la version convertie en profondeur. Un line-drawing interprétatif est visible dans la* ***Figure 7*** *de l'article (section 5.1).*


Offset
(km)
10
20
30
40
(a)
MES
Messinian
Complex units
Sea bottom
Quaternary
Pliocene
UU
MU
LU
PMSU4
PMSU3
PMSU2
PMSU1
RF4
RF4'
twt (s)
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
Vetical exageration :3 X
10
20
30
40
km
TWT
2
3
4
5
6
7
(b)
10
20
30
40
km
km
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
(c)

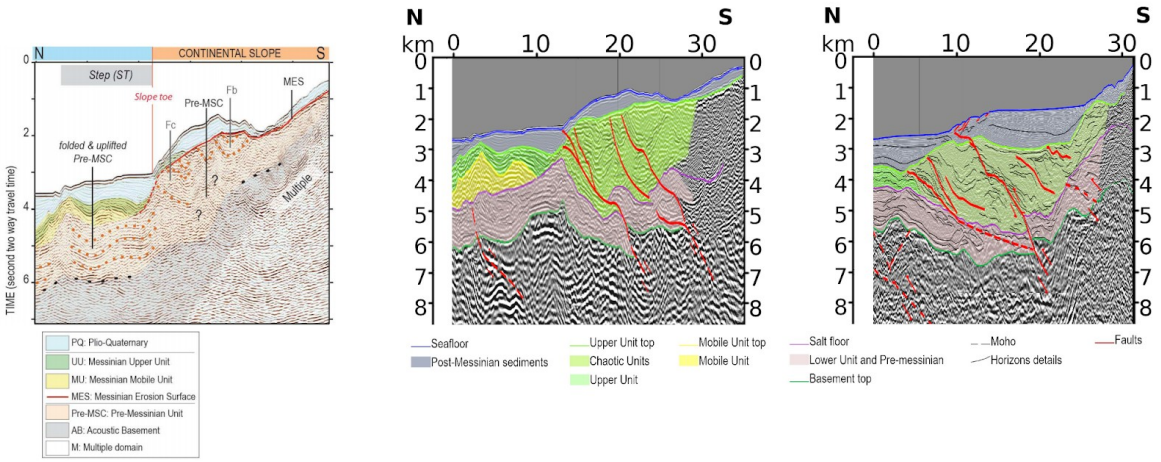


Figure 4-9 : *Extraits de la section 6 de l'article (section 5.1) située au large d'Annaba. A gauche, l'interprétation tirée de la bibliographie, en temps double, d'après Ara et al. (2015). Au milieu, l'interprétation présentée dans ce travail en profondeur (exagération verticale x5). En bas, un extrait d'une section similaire sur la marge centrale, en profondeur (exagération verticale x5), déjà identifiée comme une accumulation sédimentaire dans les travaux précédents.*

PARTIE C :
RÉSULTATS ET DISCUSSION

Chapitre 5: Résultats

5.1 Article

Ce travail est loin d'être la première étude sur l'inversion du bassin algérien, les nombreuses thèses et études déjà publiées en attestent (ex : Déverchère et al. 2005; Domzig et al. 2009; Leprêtre et al. 2013; Leprêtre et al. 2018; Recanati et al. 2019).
Ces travaux ont étudié différents aspects et secteurs du bassin algérien, comme la transition avec le bassin d'Alboran, le banc de Khayr-Al-Din, la marge de Grande Kabylie, la marge de Jijel ou la marge d'Annaba. Nous avons déjà évoqué ces différents travaux dans le Chapitre 2. Dans le cas des études basées sur les données sismiques récentes, la plupart de ces études se sont focalisées sur des zones précises, et aucune cartographie des structures de l'inversion à l'échelle du bassin algérien n'a été réalisée en se basant sur elles, et c'est ce que je me suis efforcé de proposer.

Les grandes lignes de mes résultats ont été présentées dans une publication scientifique présentée ci-après. Pour ce manuscrit, j'y ajouterai également quelques approfondissements concernant les résultats sur la flexion et le flambage, ainsi que la discussion.

5.1.1 résumé de l'article

Dans le cadre de ma thèse, un article intitulé "*Ongoing inversion of a passive margin : Spatial variability of strain markers along the Algerian margin and basin (Mediterranean Sea) and seismotectonic implications*" a été soumis en 2021 à la revue Frontier in Geoscience à l'occasion d'un numéro spécial « Submarine Active Faults: From Regional Observations to Seismic Hazard Characterization ».
Cet article sera visible un peu plus bas, mais je vais commencer par vous présenter ses principaux résultats.

L'approche choisie a consisté à classer les profils interprétés en cinq zones, sur la base de leurs caractéristiques respectives, et simplement nommées Ouest, Centre-Ouest, Centre, Centre-Est et Est. Chaque zone est représentée par un line-drawing d'une coupe sismique représentative convertie en profondeur. Les lines-drawings présentés comportent un triangle noir qui sert à marquer la limite entre croûte continentale étirée et croûte transitionnelle, en se basant sur les précédentes études de sismique grand-angle. Nous ne ferons pas ici la distinction entre la croûte transitionnelle et son bassin océanique : en effet, il n'est pas aisé d'élucider sur la seule base de l'analyse des vitesses et des faciès sismiques leurs différences de nature (voir discussion sur cette question dans les articles de Leprêtre et al., 2013; Badji et al., 2014; Mihoubi et al., 2015; Bouyahiaoui et al., 2015; Aïdi et al., 2018). Par ailleurs, la largeur de cette zone transitionnelle est généralement étroite (Klingelhoefer et al. 2022), donc la distinction entre la croûte océanique et la croûte transitionnelle ne peut pas aboutir à une interprétation distincte des réponses élastiques de ces deux domaines qui ont des longueurs d'onde bien supérieures.

Sur la base de leur proximité, de la continuité apparente des structures faillées, et de la transition discontinue entre les zones Centre-Ouest et Centre, celles-ci ont de plus été interprétées ensemble.

La zone Ouest correspond à un tronçon de marge transformante situé près de la jonction avec le bassin Alboran, dans le secteur de Mostaganem. Le bassin est jeune, même selon les critères du bassin algérien, et les dépôts Pré-messinien ne sont observés qu'au pied de la marge. Au milieu du bassin, ils sont absents ou trop fins pour être observés à notre résolution, laissant la Mobile Unit messinienne directement au

contact du socle. La base du sel présente des oscillations dans l'axe des profils, avec une longueur d'onde de 53 km. Les failles, bien qu'observables, semblent présentement inactives ou très peu actives.

La zone Centre-Ouest, dans le secteur de Tipaza, présente le même genre d'oscillations, avec une longueur d'onde de 67 km. La marge se compose d'une série de blocs soulevés par trois à quatre failles plus ou moins visibles et dont on observe dans certains cas des signes d'activité.

La zone Centre, entre Alger et Bejaia, ne présente pas d'oscillations dans la base du sel, mais une flexion du bassin océanique, avec une demi-longueur d'onde de 43 à 90 km et une amplitude de 1.52 à 1.6 km, selon la définition de la limite du bassin. La marge est occupée par d'épaisses unités sédimentaires découpées par une série de quatre rampes.

Bien que différentes, les deux zones ne sont pas séparées par une limite claire, blocs soulevés et plate-formes sédimentaires faillées et plissées s'alternant sur plusieurs sections alors que la morphologie du bassin change progressivement. Les failles elles-mêmes semblent former un ensemble continu. Pour ces raisons, les zones ont été réunies en un seul ensemble.

La zone Centre-Est, au large de Jijel, correspond à un bassin affecté par une importante déflation des horizons en direction de la marge, avec une demi-longueur d'onde de 150 km au moins et une amplitude de 1.5 km. La marge est affectée par trois failles dont les décrochements sont imagés.

La zone Est, dans le secteur d'Annaba, présente des oscillations dans le bassin, avec une longueur d'onde de 25 km et une amplitude de 0.9 km et qui s'alignent sur les anomalies magnétiques de la croûte. Ces oscillations se sur-imposent à une flexion de l'ensemble du bassin océanique, avec une demi-longueur de 60 km et une amplitude de 1.5 km. La marge elle-même est affectée.

Une vision d'ensemble de la flexion de la marge algérienne peut donc être proposée en s'appuyant sur l'interpolation des pointés dans les horizons sismiques, mettant en évidence l'alignement des structures récentes sur un axe parallèle à la marge et perpendiculaire à la direction de convergence.

En se basant sur les similitudes entre les observations de failles entre segments voisins, des relations latérales ont été proposées. Trois principaux groupes de failles sont identifiés. Le groupe de faille Ouest d'une longueur de 180 km, n'est pas corrélé à des séismes majeurs dans l'histoire récente, ce qui est cohérent avec l'absence de déformation récente. Les failles des marges Centre et Centre-Ouest forment un ensemble d'une longueur de 310 km, avec des segments en relais de 70 km en moyenne.

Les zones Centre-Est et Est constituent deux groupes, d'une longueur respective de 120 et 60 Km.

Ces réseaux de failles impliquent une magnitude sismique maximale pouvant atteindre 8 sur l'échelle de Richter.

Cet article propose ainsi une interprétation et cartographie des structures de l'inversion de la marge algérienne basée sur des coupes sismiques converties en profondeur. Il a permis de dresser la carte des failles majeures de l'inversion : des failles inverses à pendage Sud situées en pied de marge. Ces failles ont pu être regroupées au sein de quatre différents ensembles qui mettent en évidence la segmentation de la marge algérienne dans sa réaction à la convergence. La déformation élastique du bassin a pu être cartographiée et caractérisée, ce qui ouvre la voie à une meilleure prise en compte de celle-ci dans les estimations du raccourcissement accommodé par le bassin Algérien.

5.1.2 article : « Ongoing Inversion of a Passive Margin: Spatial Variability of Strain Markers Along the Algerian Margin and Basin (Mediterranean Sea) and Seismotectonic Implications »

frontiers in Earth Science

ORIGINAL RESEARCH
published: 28 May 2021
doi: 10.3389/feart.2021.674584

Ongoing Inversion of a Passive Margin: Spatial Variability of Strain Markers Along the Algerian Margin and Basin (Mediterranean Sea) and Seismotectonic Implications

Pierre Leffondré[1], Jacques Déverchère[1], Mourad Medaouri[2], Frauke Klingelhoefer[3], David Graindorge[1] and Mohamed Arab[2]*

[1] Géosciences Océan, Université de Brest, CNRS, Plouzané, France, [2] Sonatrach/Exploration Division, Boumerdes, Algeria, [3] Ifremer, Department of Marine Geosciences, Plouzané, France

OPEN ACCESS

Edited by:
Hector Perea, Complutense University of Madrid, Spain

Reviewed by:
Sierd Cloetingh, Utrecht University, Netherlands
Guillermo Booth-Rea, University of Granada, Spain
Nevio Zitellini, National Research Council, Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), Italy

***Correspondence:**
Pierre Leffondré
pierre.leffondre@univ-brest.fr

Specialty section:
This article was submitted to Structural Geology and Tectonics, a section of the journal Frontiers in Earth Science

Received: *01 March 2021*
Accepted: *27 April 2021*
Published: *28 May 2021*

Citation:
Leffondré P, Déverchère J, Medaouri M, Klingelhoefer F, Graindorge D and Arab M (2021) Ongoing Inversion of a Passive Margin: Spatial Variability of Strain Markers Along the Algerian Margin and Basin (Mediterranean Sea) and Seismotectonic Implications. Front. Earth Sci. 9:674584. doi: 10.3389/feart.2021.674584

Subduction initiation is an important but still poorly documented process on Earth. Here, we document one of a few cases of ongoing transition between passive and active continental margins by identifying the geometrical and structural signatures that witness the tectonic inversion of the Algerian continental margin and the deep oceanic domain, located at the northern edge of the slow-rate, diffuse plate boundary between Africa and Eurasia. We have analyzed and tied 7900 km of deep seismic reflection post-stacked data over an area of ∼1200 km long and ∼120 km wide. The two-way traveltime lines were converted into depth sections in order to reconstruct and map realistic geometries of seismic horizons and faults from the seafloor down to the acoustic basement. Along the whole length of this young transitional domain, we identify a clear margin segmentation and significant changes in the tectonic signature at the margin toe and in the deep basement. While the central margin depicts a typical thick- and thin-skinned tectonic style with frontal propagation of crustal thrust ramps, the central-eastern margin (Jijel segment) reveals a higher strain focusing at the margin toe together with the largest flexural response of the oceanic lithosphere. Conversely, strain at the margin toe is limited in the western margin but displays a clear buckling of the oceanic crust up to the Spanish margin. We interpret these contrasting, segmented behavior as resulting from inherited heterogeneities in (1) the geometry of the Algerian continental margin from West to East (wrench faulting in the west, stretched margin elsewhere) and (2) the Miocene thermal state related to the diachronous opening of the Algerian basin and to the magmatic imprint of the Tethyan slab tearing at deep crustal levels. The narrow oceanic lithosphere of the Western Algerian basin is assumed to favor buckling against flexure. From the dimension and continuity of the main south-dipping blind thrusts identified at the margin toe, we reassess seismic hazards by defining potential lengths for ruptures zones leading to potential magnitudes up to 8.0 off the central and eastern Algerian margins.

Keywords: subduction inception, Algeria, passive margin, active faulting, seismotectonics, seismic hazard, depth conversion

INTRODUCTION

Inversion of passive margins, although occurring at slow rates and in a subtle way, is commonly reported worldwide and has received increasing attention in the last decades. Actually, passive margins are places of large density contrasts and could therefore be a suitable setting for spontaneous subduction initiation (Cloetingh et al., 1989). Many of them are indeed characterized by post-rift submarine elevated plateaux or underwent recent uplift (Pedoja et al., 2011; Japsen et al., 2012), possibly in response to compressional stresses arising from mantle upwellings related to the Cenozoic collisions (Yamato et al., 2013). However, the conditions required for a tectonic inversion to initiate a subduction appear difficult to meet, as reported in many theoretical or experimental studies (e.g., Cloetingh et al., 1989; Gurnis et al., 2004; Leroy et al., 2004; Nikolaeva et al., 2010; Stern and Gerya, 2018; Cloetingh et al., 2021, and references therein). According to modeling results, several parameters are likely to favor the nucleation of subduction, such as (1) pre-existing mechanical weakness zones in the lithosphere, (2) density contrasts between adjacent plates arising from the thermal state of plates of different ages or from differences in chemical composition and crustal thickness, or (3) changes in relative plate motions. Conversely, several resisting forces are increasing during passive margin evolution, especially plate bending, so that it becomes more and more difficult to initiate subduction as the oceanic lithosphere ages and plate strength increases (McKenzie, 1977; Cloetingh et al., 1989).

Whether a passive margin is prone to focus strain and how the stressed oceanic lithosphere behaves depend on various parameters such as the geometry of the margin, the structure and nature of the continent-ocean transition and the mechanical and thermal properties of the lithosphere (e.g., Nikolaeva et al., 2010; Kim et al., 2018). It appears therefore essential to constrain these parameters in order to try to understand the mechanics of subduction initiation. Yet, owing to the limited number of Cenozoic case studies of subduction initiation at passive margins (e.g., Stern, 2004), the structural and geometrical characteristics of the early stages of subduction are poorly documented.

In this study, we propose to investigate the Algerian margin and its adjacent deep oceanic domain (Western Mediterranean Sea, **Figure 1**) which represent a good example of present-day tectonic inversion in an early stage. This passive margin has suffered from large thrust earthquakes such as the Mw = 6.9, 2003 Boumerdès event (Ayadi et al., 2003) and is experiencing slow-rate crustal shortening at the Africa-Eurasia plate boundary (Bougrine et al., 2019). Several recent studies have shown that the relatively high geothermal gradient of the Algero-Balearic basin (compared to the Liguro Provençal basin) and the deep inherited structures of the eastern and central regions (**Figure 1**) likely contribute to weaken the margin and to focus compressional deformation at the margin toe (Chazot et al., 2017; Hamai et al., 2018; Poort et al., 2020). Several studies in the Mediterranean realm also point to the fact that the inversion may involve the entire oceanic basin and may reactivate pre-existing rift-related structures, such as for instance within the Tyrrhenian and Ligurian basins (Billi et al., 2011; Zitellini et al., 2020; Thorwart et al., 2021). Similar observations have been made in the bay of Cadiz (Gràcia et al., 2003).

In spite of numerous detailed studies led in the last years offshore, no synthetic work has described the evolution of the structural style and of the geometrical properties along the Algerian margin and the deep basin, even if a clear margin segmentation has been reported (Cattaneo et al., 2010; Leprêtre et al., 2013; Khomsi et al., 2019; Strzerzynski et al., 2021). Here we use a large dataset, including seismic lines from different origins to map the most relevant tectonic structures marking the inversion of the Algerian margin: faults, flexure and potentially buckling.

The goals of this study are therefore to (1) identify the major active fault systems by direct and indirect effects imaged on depth-converted seismic sections (**Figure 2**) and (2) image, characterize and compare the main structural features of the submarine fold-and-thrust belt located off Algeria. We also attempt to map the geometry of the oceanic basement and of key seismic reflectors in order to derive the mechanical behavior of the oceanic lithosphere affected by compressional stress and to discuss its flexural state and the distribution of active deformation. Finally, we aim at better identifying the seismic potential of this submarine active fault network using simple scaling relationships between rupture length and estimating magnitudes and the present-day knowledge of historical and instrumental seismicity in coastal Algeria. Indeed, this seismic potential is yet poorly considered in many attempts of seismic hazard mapping owing to the limited knowledge of seismogenic zones offshore (e.g., Boughacha et al., 2004; Ousadou and Bezzeghoud, 2019).

GEODYNAMIC AND SEISMOTECTONIC SETTINGS

The Algerian basin is located in the western Mediterranean Sea which was formed as a consequence of the subduction of the west-Alpine Tethyan slab from late Oligocene to early Miocene (van Hinsbergen et al., 2014, and references therein). The south-westward slab retreat induced the birth of a series of back-arc basins in the European plate, defining a segmented fore-arc known as the AlKaPeCa domain (ALboran, KAbylia, PEloritani, CAlabria; Bouillin et al., 1986). These fragments of the European crust now constitute the internal zones of the Alpine Peri-Mediterranean belts. Peloritan and Calabria blocks migrated eastward, while the Kabylian and the Alboran blocks migrated southward and westward, respectively. They have finally collided with Africa and form the present-day Tyrrhenian, Algerian and north-Morocco margins (Bouillin et al., 1986; Sulli et al., 2021).

According to previous works, the Tethyan slab breakoff and tear started around 17 Ma (Abbassene et al., 2016) in the eastern part of the margin, near the city of Collo (**Figure 2**), and then prograded both eastward and westward (van Hinsbergen et al., 2014). The slab tearing resulted into the post-collisional magmatism found along the Kabylides dated from 17 Ma (Lesser Kabylia) to 11 Ma (Greater Kabylia), affecting both the land area and the adjacent margin (Chazot et al., 2017). Tomographic

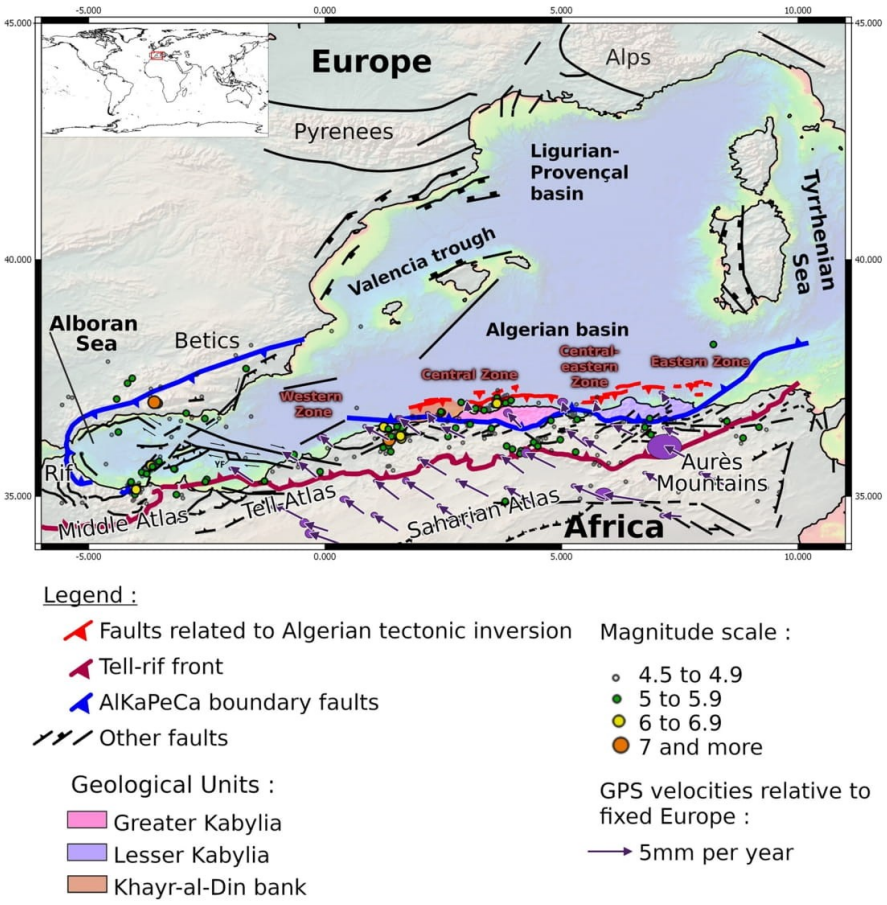


FIGURE 1 | Simplified tectonic sketch of the south-western Mediterranean basins and margins. Blue lines represent the limit between internal and external zones and dark-red lines is the Tell-Rif front. Bright-red lines is a schematic representation of subsurface active faults, redrawn after Yelles-Chaouche et al. (2006), Cattaneo et al. (2010), Giaconia et al. (2015), Rabaute and Chamot-Rooke (2015), Soumaya et al. (2018), and Gaidi et al. (2020). GPS vectors and their associated errors are taken from Bougrine et al. (2019). Circles are M > 4.5 earthquakes taken from the U.S. Geological Survey (2021). YF marks the position of the Yusuf Fault, a notable structure that accommodates the deformation at the transition between the Alboran and the Algerian basins. See text for details.

studies depict a northward dipping slab, detached from the continental crust, at depths between 250 and 660 km under the Algerian basin (Fichtner and Villaseñor, 2015).

The Algero-Balearic basin is considered as a young oceanic domain with a thin oceanic crust and a complex multi-phased opening (Leprêtre et al., 2013; Mihoubi et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015). The kinematics of opening of the basin is still under debate. Some authors argue for a one-step opening by progressive SE-directed rollback of the Tethyan slab (Gueguen et al., 1998; Jolivet and Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2004) from 23 to 8 Ma, while others argue for a diachronous opening during Miocene times (Mauffret et al., 2004; van Hinsbergen et al., 2014, 2020). In the central and western side of the Algerian margin – from Greater Kabilia to the junction with the Alboran domain – recent geodynamical models propose that the subduction first stopped at ca. 17–15 Ma at the docking of the Kabylian blocks with Africa and then propagated eastward and westward owing to a bilateral slab tear (van Hinsbergen et al., 2020). Recent studies of the westernmost Algerian margin (Badji et al., 2015), the Betics and the Rif (Garcia-Castellanos and Villaseñor, 2011; de Lis Mancilla et al., 2015, 2018) have shown that the structure of the southern and northern margins of the Balearic and Alboran basins is characterized by an abrupt transition between continental and oceanic domains, in agreement with a STEP (Subduction-Transform-Edge-Propagator) fault origin (Govers and Wortel, 2005). This slab tear propagation is therefore assumed to have induced, from 16 to 8 Ma, the opening of the central and western Algerian basin along a left-lateral sub-vertical fault, thus forming

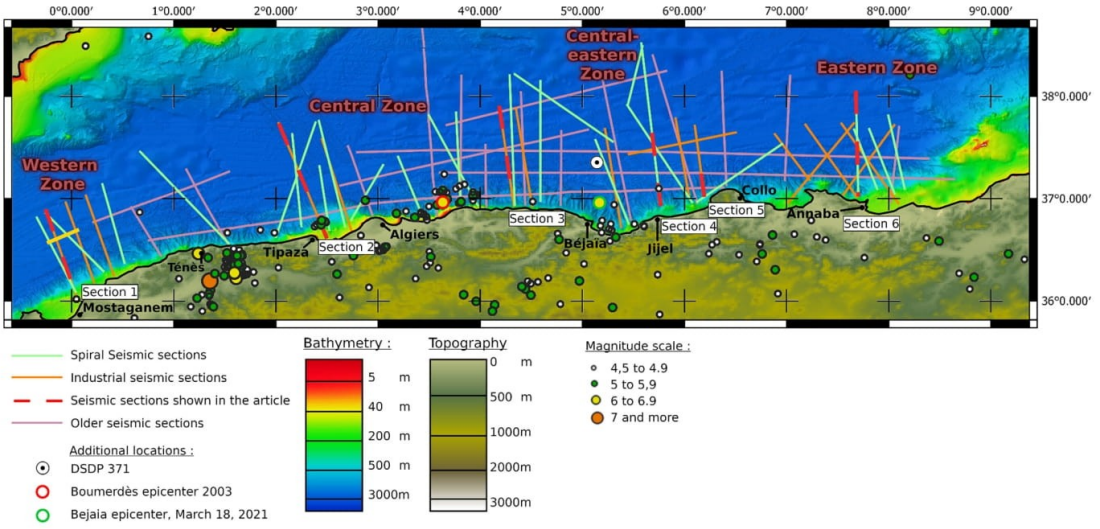


FIGURE 2 | Bathymetry and topography of the Algerian margin, along with the seismic sections which have been depth-converted. Numbered and overlined with red dashes refer to seismic sections partly displayed in this study (see **Figures 4–8**). Circles are $M > 4.5$ earthquakes taken from the U.S. Geological Survey (2021).

a transform-type margin (Medaouri, 2014; Medaouri et al., 2014; van Hinsbergen et al., 2014; Hidas et al., 2019).

The Algero-Balearic basin is supposed to be fully opened at the beginning of the Messinian Salinity Crisis. Since the end of the Tethyan subduction and its subsequent collision, most of the shortening linked to the convergence between Africa and Europe is accommodated in the Maghrebides belt, i.e., the whole Tell-Rif system (Frizon de Lamotte et al., 2009; Bougrine et al., 2019). At the northern plate boundary, this compression has been evidenced by seismic imaging (e.g., Déverchère et al., 2005; Yelles et al., 2009; Leprêtre et al., 2013; Badji et al., 2015; Bouyahiaoui et al., 2015; Arab et al., 2016a,b; Aïdi et al., 2018). From west to east, the Algerian margin appears to be clearly segmented (**Figure 1**):

(1) By contrast with the other margin segments, the steep and linear transform-type margin of the western zone displays very few active faults but is instead characterized by the presence of the Ameur Messinian salt diapir and a laterally continuous post-Messinian trough at the ocean–continent transition (Domzig et al., 2009; Cattaneo et al., 2010; Badji et al., 2015).

(2) The central zone is characterized by the presence of uplifted and tilted blocks along the oceanic transition, like the Khayr-al-Din bank (**Figure 1**), a 15 km thick crust of continental nature affected by an uplift of 0.2 to 0.7 mm/yr during the Plio-Quaternary (Leprêtre et al., 2013; Authemayou et al., 2017). The Greater Kabylia block displays the activation of a backthrust on land and of south-dipping thrusts at the margin toe, suggesting the incipient building of an accretionary wedge (Strzerzynski et al., 2021, and references therein).

(3) The eastern margin (northern flank of the Lesser Kabylia block) has revealed the existence of several deeply rooted thrust ramps located at mid-slope or at the margin toe, sometimes displaying en-échelon pattern at shallow depths, but with little evidence for significant propagation in the deep basin (Kherroubi et al., 2009; Yelles-Chaouche et al., 2009; Mihoubi et al., 2014; Bouyahiaoui et al., 2015; Arab et al., 2016a,b).

Although local strain measurements are lacking, active offshore deformation is clearly evidenced by GPS measurements (Bougrine et al., 2019; **Figure 1**). Up to 4.4 mm/year of shortening is likely accommodated either by faults off Algeria or in regions northwards like in the Betic margin (Giaconia et al., 2015). In the central and eastern Algerian margin (east of Algiers), strain rates are predicted to be less (1.5 mm/year) offshore. However, several $M > 6$ historical (1716 Algiers; 1773 Tipaza; 1856 Jijel) and instrumental (1989 Chenoua; 2003 Boumerdes) earthquakes have revealed submarine sources and have sometimes triggered a tsunami (Yelles-Chaouche et al., 2009, 2017). This active deformation is also expressed by moderate-magnitude, recurrent earthquake activity along the Algerian margin: almost 200 events of magnitude higher than 4.5 are reported since 1952 (**Figure 1**), including six events with magnitudes between 6 and 7.3 (Boughacha et al., 2004; Yelles-Chaouche et al., 2017; Ousadou and Bezzeghoud, 2019).

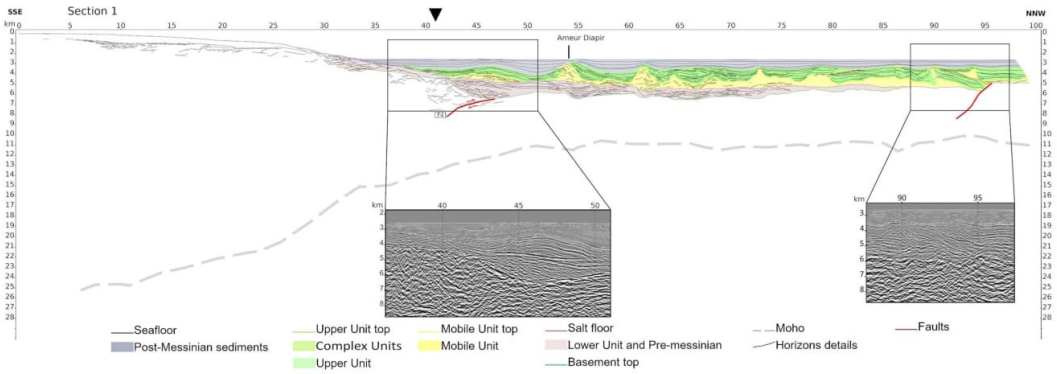


FIGURE 3 | Seismic section 1 (Mostaganem) as a depth-converted line drawing. No vertical exaggeration is present. Major horizons and faults are identified. No major asymmetric basins are identified on this section. The two insets display raw depth-converted extractions of the seismic line. Downward pointing arrow locates the ocean-continent transition.

DATA SETS AND METHODOLOGY

Seismic Data Sets

This study is based upon a compilation of numerous multichannel seismic reflection lines collected in this area over the years. Most of the deep seismic lines from this compilation and the coincident wide-angle and reflection seismic lines were acquired in the scope of the SPIRAL (Sismique Profonde et Investigation Régionale du Nord de l'Algérie) cruise in 2009 aboard the R/V L'Atalante using a 4.5 km digital seismic streamer and a 8909 in3 tuned airgun array (Graindorge et al., 2009). The resulting seismic sections have a low resolution and high penetration owing to the low frequencies of the airguns tuned for combined wide-angle data (**Figure 4A**). We also use some industrial lines published in the last years, designed to image below the Messinian salt layer and the deepest layers of the crust and offering a relatively good lateral and vertical resolution (**Figure 4B**; Cope, 2003). Finally, some older seismic lines from the 1970s are used to improve the coverage of the margin and to tie the main reflectors from one line to another. With the exception of some of the oldest seismic sections, our data are mostly made up of north-south sections that do not cross each other. Profiles with high resolution but low penetration from the 2003 MARADJA (doi: 10.17600/5020080) and the 2005 MARADJA2 (doi: 0.17600/5020080) and SAMRA (doi: 10.17600/5020090) experiments are also used to improve the spatial correlation, but were not used for the depth conversion.

Seismic Processing and Analysis

Seismic reflection imaging of active faults can be a challenging issue (see e.g., Iacopini et al., 2016 and references therein), especially when crustal faults are not offsetting stratal reflections but affect a crystalline basement most often lacking coherent reflections and dominated by scattered energy (Brewer, 1987). Furthermore, artifacts remaining after multichannel seismic processing (especially migration) and recording of out-of-plane reflections are often a source of uncertainties and can lead to misleading interpretations (e.g., Calvert, 2004, 2017; Sibuet et al., 2019).

In our study, all seismic profiles were processed (in two-way-travel time only) as part of previous studies (Leprêtre et al., 2013; Mihoubi et al., 2014; Badji et al., 2015; Bouyahiaoui et al., 2015; Aïdi et al., 2018). A total of 103 seismic profiles were included into this analysis and 156 intersections between the main seismic sections were used to tie the reflectors picked in adjacent profiles. Unfortunately, the oldest seismic lines are lacking resolution, especially below the basement, limiting the amount of horizons that can be correlated when they were the only crossing sections

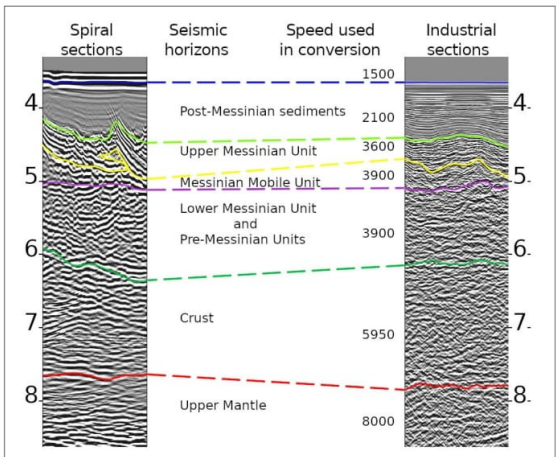


FIGURE 4 | A comparison of the seismic facies identified on SPIRAL **(left)** and industrial **(right)** sections in the deep Algerian basin. Vertical scales are in two-way-travel time and velocities in m/s. Velocity law modified after Leprêtre (2012); Bouyahiaoui (2014), Mihoubi (2014); Arab (2016), and Aïdi et al. (2018).

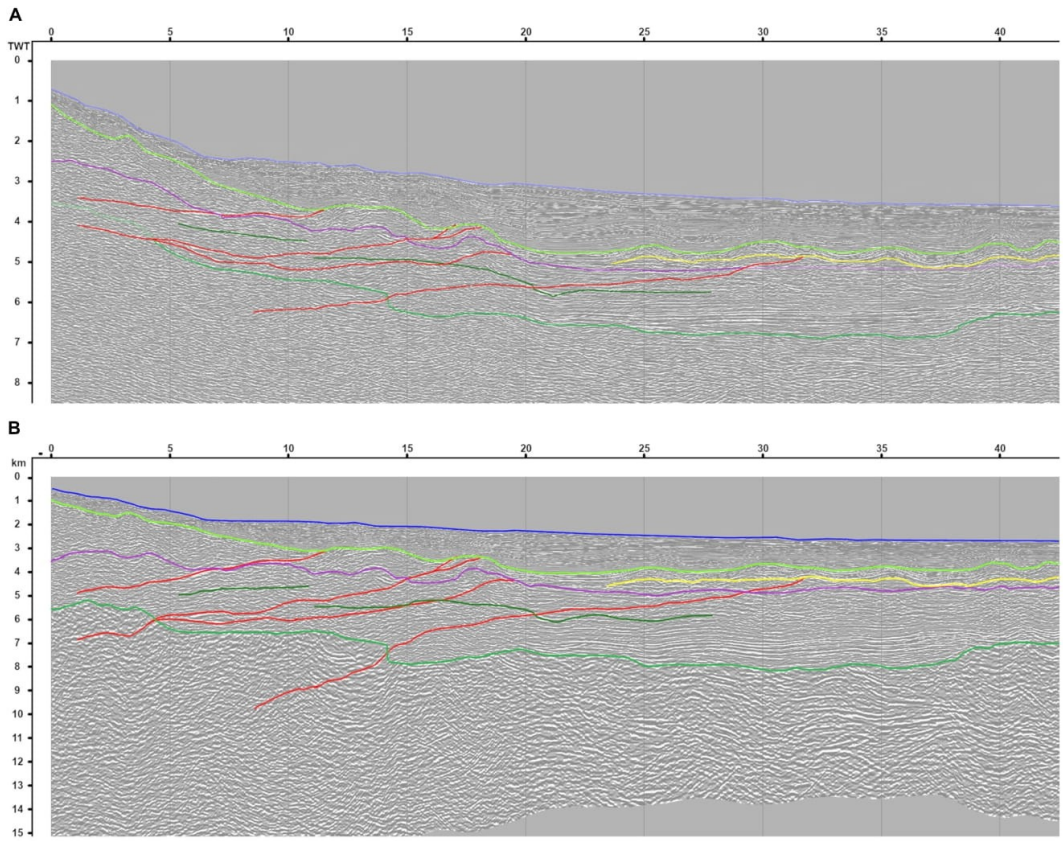


FIGURE 5 | Extraction of Section 5 (East Jijel, Lesser Kabylia, **Figure 2**) without **(A)** or with **(B)** depth conversion and how it modifies the perception of the true geometry of the faults and of the seismic reflectors of the margin.

available. Along the margin, we also used sections from the MARADJA seismic experiments. They are of high resolution, but penetrate only down to the Upper (UU), Mobile (MU) or sometimes lower (LU) Messinian units. Since their contribution in this work is limited, we did not include them on our data location map (**Figure 2**) to avoid overwriting. All sections were visualized and analyzed using the Kingdom Suite© seismic and geological interpretation software. The main reflectors (**Figure 4**) were first interpreted along time sections, and then converted to depth via a simple velocity model, with fixed seismic wave velocities assigned to each layer.

Time-to-Depth Conversion of the Seismic Sections

Our study area displays significant structural and geometrical differences resulting from various effects such as mechanical flexure, subsidence linked to sediment loading and inherited structural features of the continental margin and oceanic domain. In this context and as shown in **Figure 5** and **Table 1**, a time-to-depth conversion is required to improve the structural interpretation and the characterization of the tectonic style (Totake et al., 2017).

For this study, detailed velocity information was available only for a few seismic sections. Most of them originate from the five wide-angle seismic profiles of the SPIRAL project (**Figure 2**). As the five SPIRAL profiles did not allow us to propose a velocity model spanning the complete margin, we have used a simple depth-conversion approach, with a mean velocity being applied to each major unit, allowing us to benefit from a large amount of depth-converted profiles to perform a structural validation.

In detail, we base our time-to-depth conversion over velocity models published in previous studies in the area region and resulting from the processing of the wide-angle SPIRAL lines (see Leprêtre, 2012; Bouyahiaoui, 2014; Mihoubi, 2014; Arab, 2016; Aïdi et al., 2018 for a detailed description of the data processing and modeling). The review of available data shows quite consistent velocities for equivalent sedimentary layers

TABLE 1 | Velocity model used for the depth conversion.

Unit	Velocity in m.s-1
Water	1500
Post-Messinian deposits	2100
Messinian Upper (UU) and Complex (CU) Units	3600
Messinian Mobile Unit (MU)	3900
Messinian Lower Unit (LU) and pre-Messinian deposits	3900
xCrust	5950
Mantle	8000

across the Algerian margin. The depth of the main horizons was then compared to depth-converted sections calibrated by well-constrained depth conversion methods applied along the wide-angle seismic profiles. We use seven velocity layers corresponding to major unconformities and discontinuities observed across the MCS sections (**Figure 4** and **Table 1**). After the conversion, we did an additional check of the interpretation made in our seismic sections, concentrating on the artifacts detected on the depth-converted profiles, and re-ran the depth conversion after slight modifications of our two-way-traveltime pickings. This was important for understanding fault geometry and correcting artifacts caused by more complex geometries like salt-diapirs and arising from the use of constant velocities for each of the seven layers. Indeed, as changes in the picking of the horizons modify the result of the depth conversion, back and forth between picking in two-way-time and depth conversion allowed us to reduce the presence of artifacts.

Although local velocity variations can create deviations of up to 200 m at a given point when compared with the depth-migrated sections found in literature, we have checked that they preserve the overall geometry of reflectors. Our model is calculated from the shallowest to the deepest horizon. The deeper the layer, the more its mapping is sensitive to the differences between the true seismic velocity and our average seismic velocity. These uncertainties remain mostly local, and often associated with Messinian salt diapirs. In the absence of such structures, the depth-converted horizons conform to previous depth-converted data from the wide-angle seismic profiles of the SPIRAL project. To avoid misleading interpretations of the basement/sediment deformations potentially caused by diapirism, we were also careful to discard the short wavelengths (few kilometers) associated with diapirs in our interpretations and only report on longer wavelengths (**Table 2**).

Finally, this time-to-depth conversion approach, in spite of obvious intrinsic limitations, allowed us to obtain for the first time a set of depth maps of major layers based on 59 depth converted seismic sections spread over the Algerian margin and adjacent basin (**Figure 5**).

Faulting Identification

In order to use with caution our data set and avoid misleading interpretations of the fault system along each seismic section, we have used the following five criteria to identify faults:

(a) The first one is a direct identification of the fault trace in the seismic section after processing. The resolution of our data is not always high enough and wrong/erroneous detection are still possible (see section "Seismic Processing and Analysis"). However, by the depth conversion of major seismic units in the reconstruction of a more realistic

TABLE 2 | Synthesis of the information regarding the deformation of the Algerian margin and basin in relation with the tectonic inversion.

	West	Central-West	Central	Central-East	East
DCF at the Basement top					
Minimal half-length	53 km	N.O.	43 km or 90 km	150–170 km	60 km
Minimum amplitude	1,5 km (unconfirmed nature)	N.O.	1,2 km or 1,6 km	2 km	1,5 km
DCF at the Upper Unit top					
Minimal half-length	46 km	67 km	77 km	150–170 km	60 km
Minimum amplitude	0.8 km (unconfirmed nature)	0.9 km	0.5 km	0.6 km	0.5 km
Buckling or short-range undulations					
Average length	35 km	30–40 km	N.O.	N.O.	25 km
Amplitude	0.8 km–1 km	0.9 km	N.O.	N.O.	0.9 km
Faults					
Faults in the continental slope	1	3–4		3	3–4
Highest minimum length	68 km	83 km	175	120	66 km
Faults in the basin	1 reactivation	Disparate observations		N.O.	3
Highest minimum length	13 km	50 km	40 km	N.O.	40 km
Other					
Magnetic anomalies	Non-compliant	Non-compliant	Partially compliant in regard to Hannibal High	Non-compliant	Conform with faults and buckling
Volcanism	Abrupt transform margin		Hannibal high	potential sealed volcano west of the flexural basin	Previously identified volcanism, related to the Collo massif

DCF = downward concave flexure.

spatial relationship of the reflectors, we were able to add a further check on the identification of the faults.

(b) The second criterion is a clear offset of seismic horizons or sharp depth variations. This is a direct indication of the tectonic activity, reflecting the displacement along the fault.

(c) The third criterion is the presence of asymmetric basins (wedge-shaped basins) and/or folding and growth of strata during the development of thrust-related anticlines. These indirect markers of fault activity are widely used in frontal regions of thrust wedges with slow deformation rate (e.g., Tavani et al., 2015 and references therein) and are indeed illustrated in our case study, where sedimentation rates are high enough to record the deformation.

(d) The fourth criterion is the existence of a perturbation at the seafloor. Previous studies have shown that although many thrusts are blind, witnesses of active deformation at the seafloor are locally found in the Algerian offshore (e.g., Déverchère et al., 2005; Domzig et al., 2009; Kherroubi et al., 2009; Cattaneo et al., 2010; Babonneau et al., 2017), therefore we have tried to systematically correlate this shallow deformation with strain markers identified on seismic lines.

(e) The last and more disputable criterion used is salt tectonics as indirect indicator when present. Salt tongues, squeezed diapirs or ramps of the upper units embedded with salt can still be used in some cases to help to evidence the fault activity (e.g., Camerlenghi et al., 2009; Matias et al., 2011; Soto et al., 2018) even if the uplift of the margin by tectonic inversion is also a potential source for salt gliding, as observed in many passive margins (Brun and Fort, 2011).

We assign the highest level of confidence to faults identified based on at least four among the five criteria above. Faults validated by at least three of them, but without an obvious fault trace, are displayed as dashed lines. These faults are supported by strong evidence, but their exact location, lateral continuity and dip value are uncertain. Faults based on fewer criteria are shown as dashed lines with more widely spaced dashes and represent our third and least certain category, while still being supported by evidence along seismic sections.

Concave Flexure and Buckling of the Oceanic Crust and Lithosphere

The detection and the definition of the flexural behavior of the oceanic lithosphere in the region offshore Algeria were not addressed until now and are among the main targets of our study. Hamai et al. (2015) have shown that isostatic anomalies of the area can be interpreted by opposite flexures of two plates separated by a plate boundary located close to the margin toe, resulting from the stress induced by the Europe-Africa convergence. Interestingly, their 2D mechanical modeling predicts a downward bending of the oceanic plate against the continental plate of several kilometers amplitude, with the highest value at the southern tip of the ocean-continent transition and in the central margin. We therefore expect to find evidence for a downward concave flexure (hereafter called DCF) by mapping the various seismic horizons identified over the deep domain. As the distance imaged by our seismic sections, located roughly perpendicular to the coastline, is relatively short (∼200 km, **Figure 2**), the characteristic wavelength of the flexural response and the amplitude of the bulge could be underestimated (Hamai et al., 2015), therefore we only propose a minimal half-wavelength of the DCF associated with minimal amplitudes and lateral extents.

Buckling (or folding) of the oceanic lithosphere is another expected effect of compressional reactivation that is indeed observed coincidently with underthrusting, faulting and prior to subduction initiation (e.g., Stein et al., 1989; Kim et al., 2018). Buckling may occur at crustal or lithospheric levels, depending on the coupling between the upper crust and the lithospheric mantle (Cloetingh et al., 1999; Burov, 2011). It is expressed by undulations of oceanic basement and overlying sediments with a wavelength depending directly on the thickness of competent layers within the oceanic plate (Burov and Diament, 1995; Burov, 2011). In our case study, we rely on the geometry of the basement top and of the salt base to identify this process by the half-wavelength and the amplitude of each undulation. Since inherited irregularities of the basement top may sometimes mimic crustal buckling, we have systematically compared the shape of both reflectors to avoid misleading interpretations. Note that in spite of the limited lengths of some of our profiles (**Figure 2**), lithospheric folding can be characterized here and may be superimposed to the downward flexure of the oceanic lithosphere.

RESULTS

We summarize here the main results of the correlation between seismic sections within different zones of the Algerian margin from west to east (**Figure 2**). We rely on representative seismic sections (**Figures 3**, **6**–**8**) and interpolated maps (**Figures 9**, **10**) as well as on previous results. We use as markers the reflectors identified on **Figure 4** and their lateral continuity maps for the Basement, the MU base and the UU top. Note that on the continental margin, UU and MU generally undergo a lateral transition toward another unit, much thicker (from x2 to x5 thickness, depending on the place considered) and with typically more or less chaotic facies (**Figure 6**) (Déverchère et al., 2005; Strzerzynski et al., 2010, 2021; Lofi et al., 2011a,b; Arab et al., 2016a,b), hereafter labeled "CU" for Complex Unit. We also compare these maps with magnetic data, as they image the structure of the crust (**Figure 10**), and gravimetric data, as gravimetric anomalies may be another indication of crustal flexures.

Western Zone (Mostaganem Region)

Location and Overall Structure

The western zone of the study area corresponds to the Mostaganem region and its transform-type margin which displays an abrupt ocean-continent transition developed during the STEP fault formation (Badji et al., 2015). Here, the Moho depth varies from 22.5 km to 12.0 km depth over a distance of only 27 km (**Figure 3**).

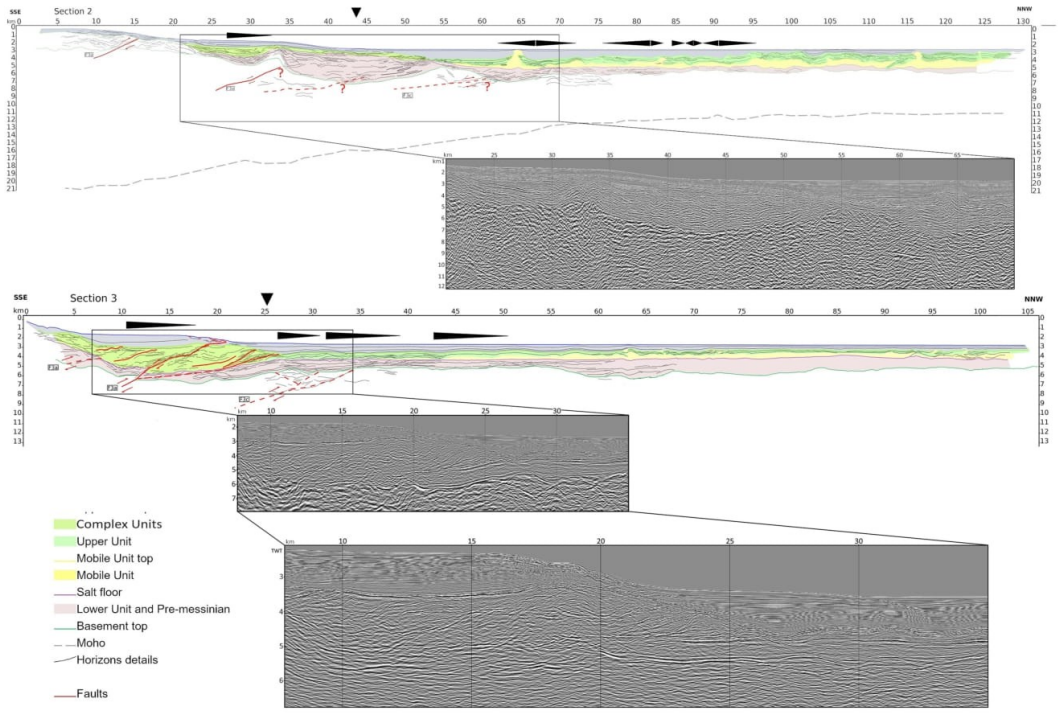


FIGURE 6 | (Right) Seismic Section 2 (Tipaza) as a depth-converted line drawing. No vertical exaggeration is present and faults are identified, as well as major asymmetric basins. The inset displays a raw depth-converted extraction of the seismic line. **(Left)** Seismic Section 3 **(Greater Kabylia)** as a line drawing. No vertical exaggeration. Major horizons and faults are identified, as well as major asymmetric basins. Inset displays a raw depth-converted extraction of the seismic line. The inset on the second line is an extraction of the two-way-time section provided to better evidence faults-related shifts and the deformation of the sediments. Light green unit in the margin corresponds to the Messinian Complex unit (CU) coeval to UU and deposited in response to the major sea level drop of the Messinian Salinity Crisis. Stretched black triangles underline post-Messinian depocenters of sub-basins and their potential asymmetry (wedge-shaped sedimentary units or growth strata) which is assumed to evidence a tectonic control by underlying blind flat-ramp thrusts. Downward pointing arrows locate the ocean-continent transition.

The pre-Messinian units are forming a narrow basin at the margin toe (km 46). The depth-converted seismic sections (**Figure 3**) and depth maps (**Figure 9**) suggest up to 1500 m of pre-Messinian and lower-Messinian sediments and a progressive thinning of these units toward the North, until km-85 where the presence of the pre- and lower Messinian sediments are not anymore detectable. This could be related to a late opening of this basin, i.e., between 11-8 Ma (Mauffret et al., 2004; Booth-Rea et al., 2007, 2018; Medaouri et al., 2014). Section 1 (**Figure 3**) also shows a progressive increase in the depth of both the basement and the base of the salt from the basin toward the coastline from km-87 to km-65 (Section 1, **Figure 3**).

Seismic Section 1

If we discard local, short wavelength changes of the salt base associated with diapirism that we suspect to be artifacts, we observe an undulation of the oceanic basement (between km-45 and km-65, **Figure 3**), suggesting a half-wavelength folding of the crust of ca. 10 km. The southward dipping reflector around km-47 may define the only active fault identified near the margin toe on the three westernmost seismic sections. The abrupt basement transition from 4.7 km to 6.7 km depth between km-42 and km-47 supports the opening of the basin along a strike-slip fault system, indicating the presence of a STEP-margin (Badji et al., 2015).

The westernmost area displays a local thickening of the sedimentary layers of 1.5 km along 53 km distance, from the margin toe to the end of the seismic section. The basement top reaches its deepest point at 6.7 km depth at the margin toe, while its average depth stays at 5.4 km further north in the basin. This corresponds to a thinning of the lower sedimentary unit. The salt base displays a wavy pattern over ca. 35 km, from km-60 to km-95. Even if this wavy aspect may result from small deviations related to internal velocity variations from the salt and overlying sediments, we suggest that they can still be of tectonic origin. In fact, this undulation is bordered by an ancient fault on the north-western part of the area. This fault, previously proposed by Soto et al. (2018), is supposed to be an older structure, evidenced in the basement and re-activated by the compression. It is related to a ramp in the MU and UU. It does not affect the post-Messinian

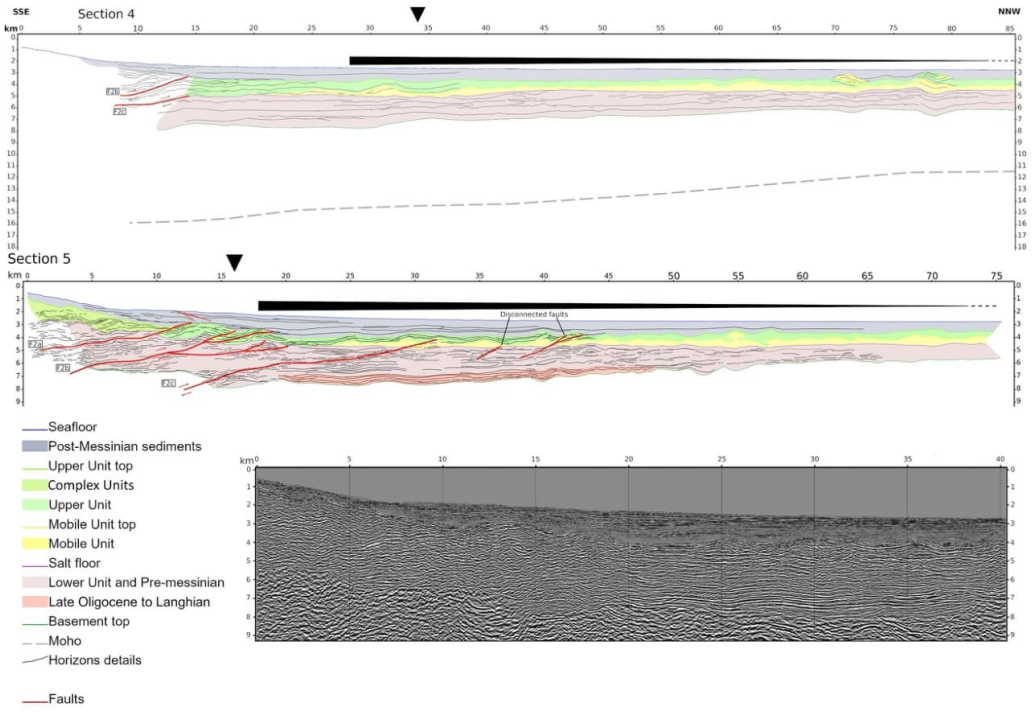


FIGURE 7 | Seismic Section 4 (southern half of the seismic section only) and 5 (continental margin only) **off Jijel**, as depth-converted line drawings. No vertical exaggeration is present. Major horizons and faults are identified, as well as major asymmetric basins. Section 4 evidences the flexure of the basin; its reduced length is due to both the great length of the profile and the absence of any significant geological feature on the second half of the profile with the exception of the global deepening of the horizons toward the margin. Section 5 resolution is higher than the one of Section 4 and goes further onto the continental margin, but it is also shorter and has thus been integrated only to display the faulting system. Light green unit in the margin corresponds to the Complex unit (CU) coeval to UU and deposited in response to the major sea level drop of the Messinian Salinity Crisis. Stretched triangle: same as **Figure 6**. Downward pointing arrow locates the.

sediment directly as the MU constitutes an efficient decoupling layer, but diapirism related to the ramp is visible (**Figure 3**). However, the bathymetry remains undisturbed at the scale of our section. This suggests a folding with a half-wavelength of 15–20 km along the whole margin, with an amplitude of ca. 500 m. We observe no sign of a DCF.

The MU and UU reach a thickness of 1.9 km in the basin, which decreases to 1.1 km at the margin toe. On the upper part of the sedimentary cover, post-Messinian sediments are affected by salt diapirism, creating a basin between two diapirs that stands above the deepest part of the pre-Messinian basin and a secondary and thinner basin northward, again delimited by two diapirs (from km-54 to km-62) (Badji et al., 2015). It is likely that diapirism is responsible for this recent basin, as three salt walls (respectively at 54, 62, and 74 km), including the Ameur diapir (km-54), are observed in this area, with a notable salt weld southward bringing together the UU and LU (**Figure 3**, km-50). Although sediments at the bottom of the pre-Messinian unit are slightly deformed, this tectonic activity remains limited and localized at or near the ocean-continent transition, where we suspect the existence of a steep south-dipping thrust (**Figure 3**).

This fault (F4 on **Figures 3**, **11**) is the only fault directly related to the tectonic reactivation evidenced along this part of the margin. It is more visible on the easternmost seismic sections of the area. The upward movement of the margin relative to the basin would destabilize the MU, favoring its lateral migration by gravity-driven processes and the formation of both the diapirs and the post-Messinian sedimentary basins.

Other inversion-related structures have been described further west, most notably the Yusuf fault which probably affect both the basin and the margin (Martínez-García et al., 2011; Medaouri et al., 2012; Perea et al., 2018; d'Acremont et al., 2020; de la Peña et al., 2020).

Interpolated Maps

A narrow and elongated sedimentary basin is identified at the margin toe above both the basement, the base of MU and the top of UU, and extends at least 70 km along strike (**Figures 9**, **10**). It corresponds to a clear limit of elongated anomalies, both magnetic (**Figure 10B** after Medaouri, 2014) and gravimetric (Badji, 2014) that is proposed to underline the ocean-continent transition (Badji et al., 2015). As previously reported

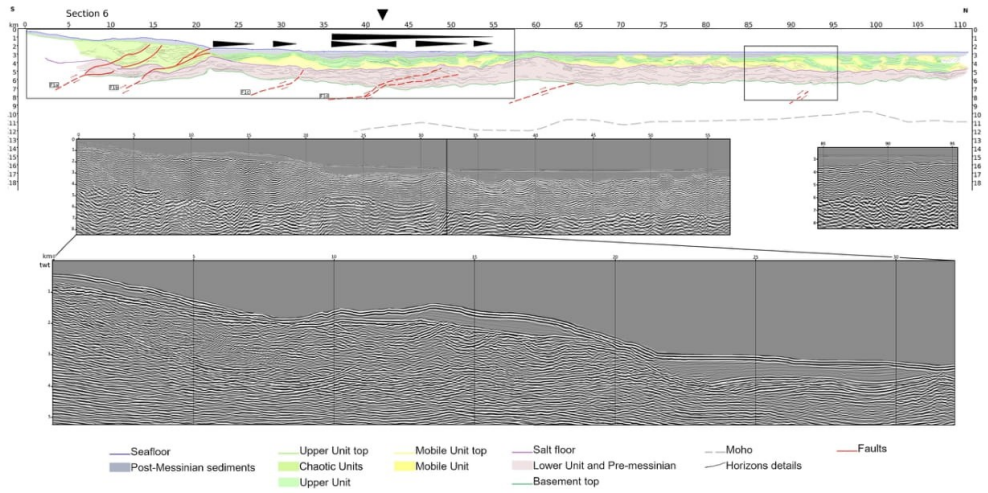


FIGURE 8 | Seismic Section 6 (Annaba) as a depth-converted line drawing. No vertical exaggeration. Major horizons and faults are identified, as well as major asymmetric basins. The insets display the raw depth-converted sections of the corresponding boxes. The inset on the second line is an extraction of the two-way-time section provided to better evidence faults-related shifts and the deformation of the sediments. Light green unit in the margin corresponds to the Messinian Complex unit (CU) coeval to UU and deposited in response to the major sea level drop of the Messinian Salinity Crisis. Stretched triangles: same as **Figure 6**. Downward pointing arrow locates the ocean-continent transition.

(Domzig et al., 2009; Medaouri et al., 2014; Badji et al., 2015; Soto et al., 2018), the tectonic inversion in the western zone appears to be limited in terms of faulting and flexure, but is expressed mostly by short wavelength undulations of the basement and strong Messinian salt halokinesis.

Central Zone (Tipaza to Bejaia Regions)

Location and Overall Structure

The central zone, located between Ténès and Bejaia (**Figure 2**), is the largest one but with an heterogeneous seismic coverage: indeed, the eastern half benefits from a relatively tight array of seismic lines when the western half area of Tenes is mostly uncovered. Although east-west changes in geometry actually exist, the lack of resolution does not allow us to precisely characterize along-strike evolutions from the central-western to the central margins. Moreover, faults and faults relay seems rather continuous between the two areas, so that we have merged them into one single zone.

Here, the margin features an alternation of basins and uplifted blocks with active thrusts dipping toward the south in the lower margin (submarine part, **Figure 6**) and one backthrust of opposite dip in the upper margin on land (Strzerzynski et al., 2021). Several sub-basins are found at the margin toe with lengths ranging from 60 to 90 km and a variable width (**Figures 9**, **10**). Some basement highs are visible on the eastern side of the region, in relation with the Hannibal High (**Figure 11**; Mauffret et al., 2004; Aïdi et al., 2018).

The western part of this area (Section 2, **Figure 6**) depicts horizon depths similar in range to the western zone, but with a contrasted morphology (e.g., a major uplifted block in the upper margin, interpreted as a former tilted block of the stretched margin; Yelles et al., 2009; Leprêtre et al., 2013). Previous studies have also evidenced deformation in the bathymetry and the shallowest sedimentary layers in the deep domain, especially off the 2003 Boumerdès rupture zone (**Figure 2**; Déverchère et al., 2005; Strzerzynski et al., 2010; Babonneau et al., 2017). They have evidenced the growth of piggy-back basins, suggesting the presence of three to five south-dipping thrust faults in the continental slope and the deep basin.

Seismic Sections 2 and 3

Section 2 (**Figure 6**) is representative of uplifted blocks areas around Algiers and the Khayr-al-Din bank (**Figure 1**). At the margin toe, the sedimentary basin is 3.2 km deep. The basin itself has an average depth of 5.2 km, with variations of approximately 500 m from km-65 to the northern tip of the section with a wavelength of more than 15 km. We also observe it on the other seismic sections of the Khayr-al-Din bank but not on seismic sections available further to the east. The basement also displays a relative low of 1 km amplitude at km-65, but it appears to correspond chiefly to a thickening of LU. A basement high separates this basin from a second basin located at the margin toe and the ocean/continent transition. MU is thicker from km-95 to the end of the seismic section than closer to the margin. This change mostly explains the deepening of the UU top by 1 km toward the margin. Therefore, we conclude that no significant DCF can be observed off the Khayr-al-Din, but that periodic undulations are present in the basement and the LU.

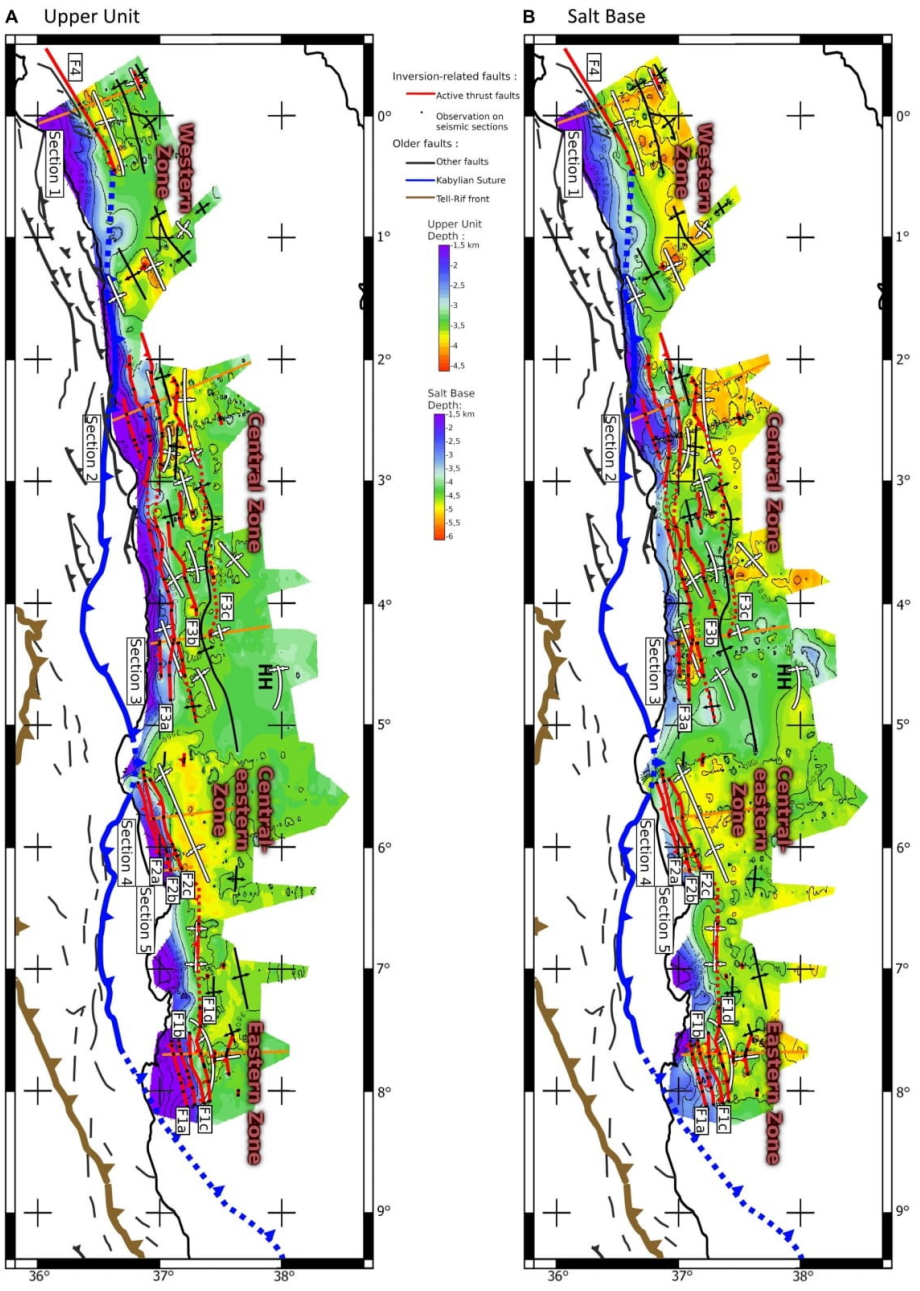


FIGURE 9 | Interpolated depth map of **(A)** upper unit top and **(B)** Mobile Unit base in the offshore domain. Main geological limits and active or inherited faults are plotted. Active thrust faults mapped here result from interpolation between the black dots which locate the direct or indirect imaging of faulting activity (close to the top of the basement) on seismic sections. In **(A,B)**, fault segments with the highest density of black dots are considered as the most reliable and are shown as continuous lines, while other segments are interpolated on longer distances and are shown as dotted curves (see text for details). HH marks the position of the Hannibal High.

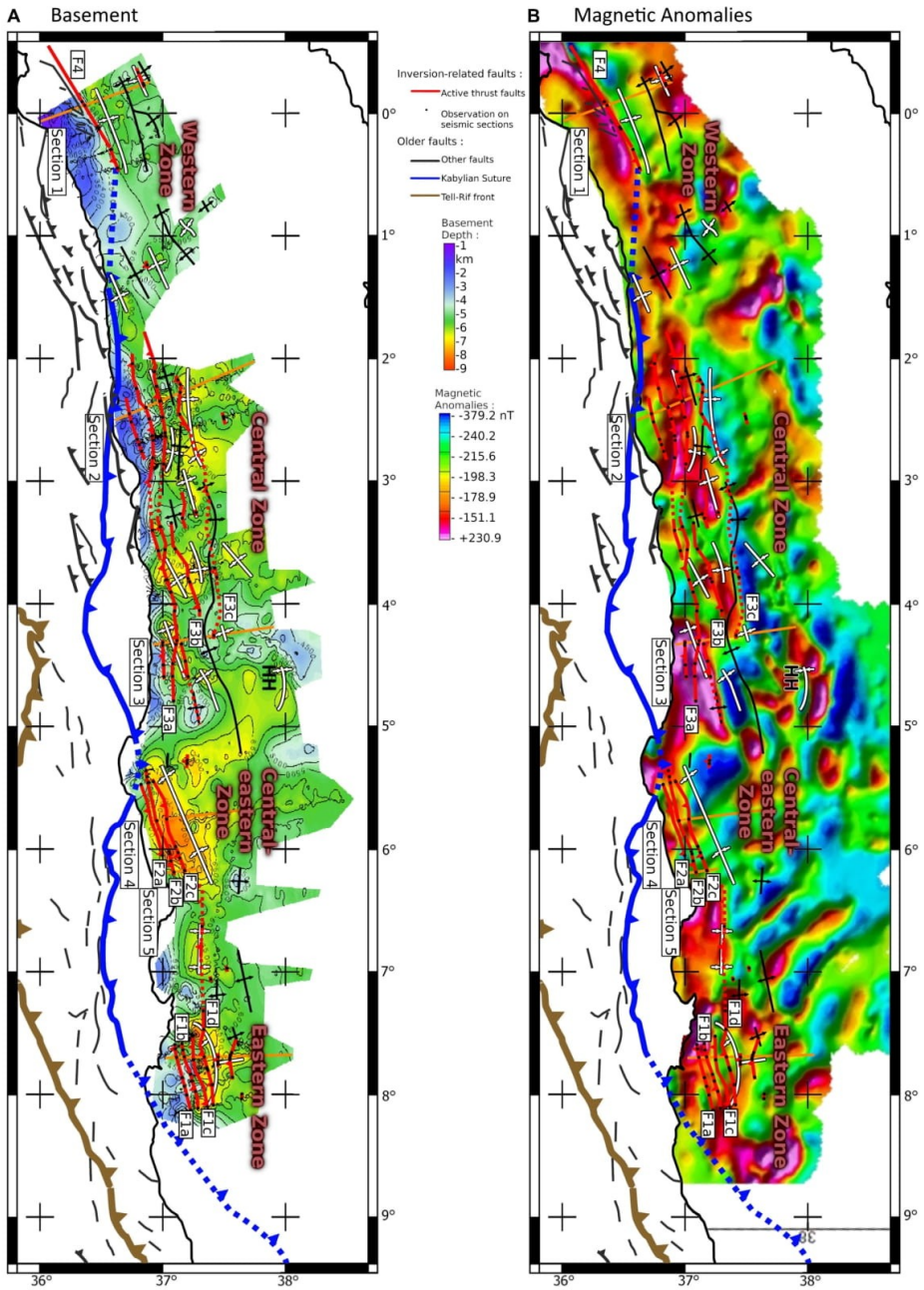


FIGURE 10 | Interpolated depth map of acoustic basement in the offshore domain **(A)**. Main geological limits and active or inherited faults are plotted. Active thrust faults mapped here result from interpolation between the black dots which locate the direct or indirect imaging of faulting activity (close to the top of the basement) on seismic sections. For comparison, **(B)** displays offshore reduced-to-the-pole magnetic anomalies (Medaouri, 2014) superimposed with the same structural sketch as above. HH marks the position of the Hannibal High. In **(A,B)**, fault segments with the highest density of black dots are considered as the most reliable and are shown as continuous lines, while other segments are interpolated on longer distances and are shown as dotted curves (see text for details).

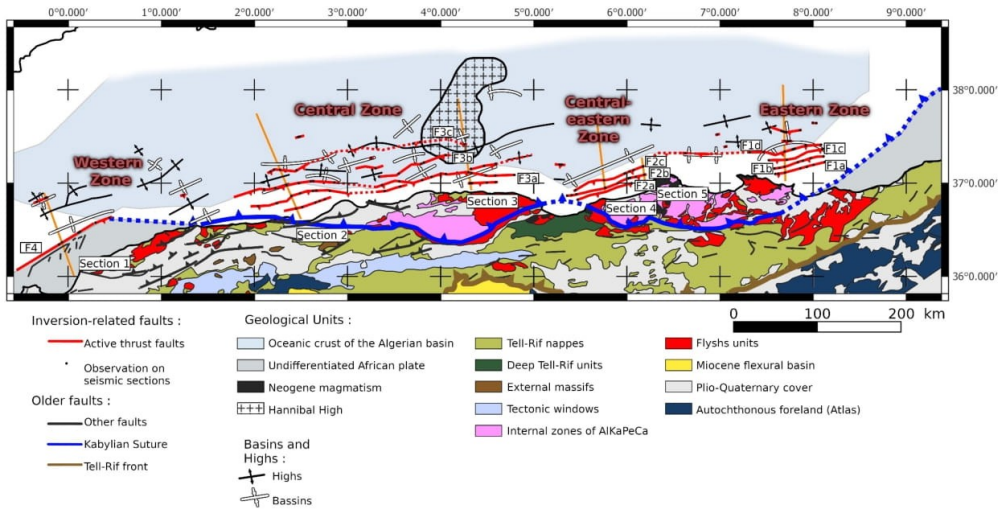


FIGURE 11 | Synthetic structural sketch of the Algerian margin displaying adjustments to already published fault systems based on the present work. Fault F4 is only partly shown on this map.

Regarding faults, the central-western area features a segmented basement structure, with 4 faults related to the inversion visible at basement top (**Figure 6**):

(1) The first fault (F3a upper branch) is observed near the top of the continental slope, around km-12.5, corresponding to a change in seafloor slope, a deformation of the sedimentary cover and a slope change of the basement top.
(2) The second fault (F3a lower branch), around km-34, is associated with a major uplift of the basement top. The sedimentary cover is also deeply disturbed, even if the imprint of the fault itself is not clearly identified. It seems also to correspond to a gentle decrease of the slope by 1 km over 5 km.
(3) The third fault at km-45 is the least well imaged on this section, associated with perturbations in the deepest sediments and in basement reflectors. They evidence an alignment that root at the same depth as similar faults in the area.
(4) The fourth fault at km-60 (F3c) is poorly imaged but clearly related to growth strata and folds in the sedimentary units without reaching the seafloor.

As a whole, the dip of these faults decreases toward the basin, from 25° to only 6° and they appear to control at least partly the morphology of the margin. Indeed, they locate in the steepest part of the margin but also create an asymmetric basin between km-23 and km-34 (Section 2. **Figure 6**), at a depth of around 3.2 km. Pre-Messinian to post-Messinian sedimentary units above are also folded. The basin itself might predate the inversion, being related to the opening of the Algerian basin. Discordances in the Messinian units reflect the uplift of the northern edge of the basin where more recent sediments are also uplifted up to the seafloor.

On Section 3 (**Figure 6**), in the basin, the basement gently declines by 1.6 km toward the margin from the end of the section to km-63. The basement is also characterized by a 40 km wide flat surface located between km-35 and km-55. Since pre-Messinian sediments are onlapping the basement, we consider this flat to be an inherited structure and not the signature of a DCF. The top of UU displays a progressive downward bending of 500 m amplitude toward the margin, while the basement displays a sharp deepening between km-35 and km-12.

Three main faults are identified along the continental slope:

(1) At km-5, the first fault (F3a) is imaged in the pre-Messinian sediments and is located right at the tip of a flat surface in the continental slope.
(2) The second fault (around km-12) identified in the basement also belongs to the F3a fault system and has a dip of 29°. The fault is associated with an important thickening of the sedimentary layer (up to 5 km) starting from km-23 and creating a perched basin in the lower part of the continental slope. These sediments are deformed both by secondary faults and by folding. The Lower Messinian and the basement also show a thickening caused at least partly by the fault activity and the associated folding. The seafloor in the projected continuity of the fault shows a gentle slope change separating the basin to the south from a flat in the continental slope at km-23.
(3) The last fault (F3c) splits into multiple branches upward. This fault shows a dip of 19° over its shallowest part but is unconstrained deeper in the basement. It correlates with tenuous shifts in the basement, in the sediments, and at

the foot of the continental slope, which could either be a coincidence, or the sign that the position of this continental slope is controlled by the recent tectonic activity of the Algerian margin.

Another fault (named F3b on **Figure 11**) is identified laterally between F3a and F3c but is not observed on the two sections displayed here. This fault reaches the basement and has a position similar to the northern branch of F3a on Section 3.

While Section 2 and 3 display rather different whole structures, major faulting at the basement top remains fairly similar, with a first fault situated high on the margin, a second major fault creating a flat in the continental slope, with or without uplifted block, and a third fault at the toe of the continental slope with basement deformation. Although we would need a tight seismic line coverage to better define the organization of uplifted blocks, these similarities in the faults structure between the two sections are considered to define the style of the central margin.

Interpolated Maps

The central margin features an east-west succession of 5 separated basins with lengths ranging between 40 and 55 km (**Figures 9**, **10**). Interpolated maps evidence the presence of the Hannibal High (**Figure 11**; Mauffret et al., 2004; Aïdi et al., 2018) in the eastern part of the area. The exact structure of the basin remains unclear because of a lack of sections imaging far enough into the basin, but we still evidence the flexure of the margin in the central part (**Figure 6**, section 3) with the depth of the basement varying from 6–7 km to 8–9 km. Strikes of the magnetic anomalies coincide quite well with the fault strikes (**Figure 10A**).

Central-Eastern Zone (Jijel)

Location and Overall Structure

The central-east zone is located offshore Jijel (**Figure 2**) and is characterized by a roughly similar structure across all seismic sections, suggesting the continuity of a sedimentary basin at the margin toe, with a length of at least 170 km and a width of 40 km (**Figure 9**), extending from the foot of the continental slope to the previously identified ocean-continent transition zone (Mihoubi et al., 2014). Here the half-wavelength of the DCF is between 150 and 170 km for an amplitude of 2 km at the top of the basement.

Seismic Sections 4 and 5

The structure of the basin along the Central-eastern margin displays a clear DCF of both the basement and the top of UU. Along Seismic Section 4 (**Figure 7**), the basement depths increase by 2 km over 160 km (only the first half of the section is shown in **Figure 7**, Seismic Section 4). Deepest reflectors in the basin corresponding to late Oligocene to Langhian deposits (Arab, 2016) are onlapping the basement and are related to the early filling after the formation of the margin. These onlapping sediments are about 1 km thick, not filling the whole DCF. Measurement at the salt base suggests a flexure less than one kilometer over the 160 km long Seismic Section 4 (**Figure 7**) where the UU thickness reaches 500 m. LU sediments are not onlapping the basement, therefore the DCF in this part of the margin necessarily post-dates the beginning of the Messinian salinity crisis.

This DCF is not accompanied by folding. Section 4 (**Figure 7**) is long enough to characterize the flexure, but is not extending far enough toward the margin and is too low in resolution to precisely image the margin faults. In order to better describe the margin and related faults, we rely on the depth-converted industrial Seismic Section 5 (**Figure 7**). We identify three main faults:

(1) Fault 1 (F2a on **Figure 11**), located on the highest part of the margin (km-14), is associated with both a smooth shift of the bathymetry and a deformation in the sedimentary cover. No basement shift is imaged on Section 5, but the strong deformation and the geometry of the fault suggest that it might be closely possible.
(2) Fault 2 (F2b on **Figure 11**) cuts through the basement around 5 km distance and reaches the UU in two branches between km-17 and km-20. As shown by the two-way traveltime inset (**Figure 8**), the basement depth varies over a short distance, which could indicate a shift by the fault. We also evidence small scarps (less than to 200 m high) in the bathymetry above these fault branches.
(3) Fault 3 (F2c on **Figure 11**) is located at the margin toe, reaching the basement around km-13.5 and cutting through the mobile unit at km-30. Here, we evidence a clear offset in the basement, characterized by the tiny overlap of the basement over the sedimentary cover. This overlap is at least 1.4 km long and implies a vertical displacement of ca. 1 km. The dip of this fault is estimated to be around 20° northward (ramp) and flattens toward the south in the mid pre-Messinian sedimentary cover, inducing some deformation in the horizons of the basin beyond the margin toe and between the salt.

It is worth noting that two more faults (identified as disconnected faults on Seismic Section 5, **Figure 7**) are located northward in relation with the second and third diapirs. They seem to die out at a depth close to the level where the third fault is flattening. This suggests that the deformation induced by Fault F2c propagates further into the basin, from 20 to 40 km at least, supporting thin-skin tectonics crossing through LU and MU.

Interpolated Maps

Magnetic anomalies of the eastern Algerian basin are oriented NW-SE to N-S and are related to the opening of this oceanic basin (Bayer et al., 1973; Cohen, 1980). In the deep basin and at the margin toe, several buried structures of the basement are related to magmatic events that affected the domain at ca. 17 Ma (Arab et al., 2016a,b; Abbassene et al., 2016; Chazot et al., 2017). A large, deep and asymmetric basin is superimposed to these structures but does not correlate with them. From its shape and position just north of the thrusts at the margin toe and at the continent-ocean transition, we infer that it is a large flexural basin that indicates a significant DCF that extends up to the Hannibal High westward. The southern limit of the basin also matches free air gravity anomalies of –70 to –80 mgal at the bottom of the continental slope (Mihoubi, 2014).

Eastern Zone (Annaba)

Location and Overall Structure

The eastern zone corresponds to the sector of Annaba (**Figure 2**) that presents a complex pattern, including several sub-basins apparently correlated to magnetic anomalies (**Figures 9**, **10**). The whole basin has a length of 90 km and a width of 25 km to 30 km, located between the ocean-continent transition to the north-west and the continental slope to the south (**Figure 8**, Section 6).

Seismic Section 6

The foot of the margin is marked by a basement high between km-20 and km-28, separating the margin from the basin, that might be related either to fault activity or to an inherited structure. The opposite end of Section 6 (**Figure 8**) to the north reveals a deepening of the salt base, a thickening of MU and intense salt tectonics that may support the presence of a fault around km-95. Without any other seismic section from our dataset extending far enough in the basin to image this area, we cannot further strengthen these hypotheses.

In the basin, the basement depth increases by 1.5 km over a distance of 60 km, from the north to the base of the continental slope, which gives a minimal amplitude and half-wavelength of the DCF in the eastern zone. The top of the basement is marked by at least three undulations, from km-0 to km-22.5 (including the basement high), from km-22.5 to km-48 and from km-48 to at least the end of the seismic section, which might reflect a crustal folding. Such folding is also evidenced on neighboring seismic sections. It appears consistent with the magnetic anomalies that show an east-west pattern. Actually, highs and lows in the basement of the basin correspond respectively to higher (−190 to −150 nT) and lower (−230 to −190 nT) values of the magnetic anomalies. Highs are proposed to be related to magmatism (Bouyahiaoui et al., 2015; Arab et al., 2016b) that could result from the Tethyan slab break-off, similarly to the Collo massif on land (Abbassene et al., 2016; Chazot et al., 2017). Basement faults in the basin also seem to be correlated with transitions from positive to negative magnetic anomalies.

Sedimentary deposits do not follow these variations. The very disrupted salt top (halokinesis) globally deepens by only 500 m (**Figure 8**) even if the volcanic edifice previously identified in the basin (Bouyahiaoui, 2014) (km-60 in **Figure 8**) locally interrupts this layer. This edifice is not covered by the MU but only by 500 m of UU sediments that are located above the UU layers in the surrounding area. The seafloor is also perturbed. These observations lead us to suggest that this ancient volcanic edifice is presently affected by an uplift, perhaps in relation with a fault proposed to be identified at km-65 on Section 6 (**Figure 8**) and also described on numerous adjacent sections.

The pre-Messinian and LU units are thickening toward the margin, inducing an uplift of the base of MU of 200–400 m on average. The presence of an asymmetric Plio-Quaternary basin and of a ramp of UU embedded in MU, correlated with deformations in earlier deposits, suggests the existence of a (not imaged) additional fault in the basin, probably around km-42. Southward, this part of the seismic section corresponds to a basement slope break at km-35, which is also located just underneath the base of the continental slope. It is worth noting that these two hypothesized faults are proposed to be localized at the inflection points of the basement undulations previously evidenced.

South of this high and below the slope, the basin displays a massive thickening, with up to 3 km of sediments assumed to represent (at least partly) Messinian Complex units (CU). This unit is affected by three faults (**Figure 8**) that merge into two when approaching the basement top. One of them (F1b on **Figure 11**) reaches the basement at km-13 and the two other ones (F1a) might reach it at km-7. While Fault 1 does not disturb post-Messinian sediments, suggesting that it does not participate in the accommodation of the convergence today, Fault 2 remains active up to the most recent sedimentary layers.

A third fault (F1c) is identified at km-33. Although it is not clearly imaged, it is inferred thanks to: (1) a step in the basement, (2) perturbations and folding in the lower sedimentary unit, (3) diapirism in MU and (4) deformation of the shallowest sediments (Quaternary) and the seafloor. This fault could explain, at least partly, the basement high previously described between km-20 and km-28 on Section 6. Such a blind thrust fault system has also been described on higher resolution MARADJA seismic lines from this same area of the Algerian margin (Kherroubi et al., 2009). A last thrust (F1d) is assumed further north (**Figure 8**).

Faults along the eastern margin are not well constrained in the basement, but we can propose estimated dip values from our sections. They are around 27° for the first two upper faults of the continental slope (F1a and F1b), responsible for most of the deformation in the sedimentary layers, and respectively 14° and 6° for the two other ones in the basin (F1c and F1d).

Interpolated Maps

On the interpolated maps, we evidence a DCF in the monitored horizons, especially the basement (**Figure 10**) where it is not perturbed by the presence of the volcanic edifice, concentrated on the northern part of the eastern zone. The shape of the sedimentary layers support a tectonic thickening of the sedimentary cover by wedging (visible south of km-22 on Section 6). The flexural basin is imaged north of this thickened region, hence covering only the northern half of the section. The basin at the toe of the continental slope is correlated to magnetic anomalies, but also to gravimetric anomalies (Bouyahiaoui, 2014) which present a negative value from −51.3 to −40 up north of the continental slope.

DISCUSSION

We have attempted to gather markers of ongoing deformation of the deep Algerian basin undergoing tectonic shortening. We have identified three modes of basin deformation expected to be a "standard" response of the lithosphere to compression but are sometimes overlooked (Cloetingh et al., 1999; Burov, 2011; Cloetingh and Burov, 2011): (1) a downward bending of the oceanic-type lithosphere at the margin toe, hereafter called downward concave flexure (DCF); (2) a buckling (folding) of the oceanic lithosphere expressed by crustal undulations

perpendicular to the direction of compression, and (3) a localized deformation at the margin toe revealing underthrusting of the oceanic lithosphere. We summarize hereafter the characteristics and relationships of these modes of active deformation. Regarding the age of the faulting, we have no way to discuss it with our data set owing to the poor resolution of the seismic data. Nevertheless, from our observations on all the seismic lines (fault shifts and wedge-shaped basins, **Figures 3**, **5–8**), it appears that fault activity mostly post-dates Messinian deposits, as generally inferred in the offshore domain of Algeria (see a full discussion in this respect in Strzerzynski et al., 2021).

Downward Concave Flexure of the Oceanic Lithosphere

The strong asymmetry of the Plio-Quaternary basins off Algeria, coincident to a significant negative gravity anomaly, was used by Auzende et al. (1975) to suggest an early stage of active margin evolution. The mapping of three major seismic horizons (upper unit top, Mobile Unit base and acoustic basement, **Figures 9A,B**, **10A**, respectively) indeed reveals a significant permanent deformation. This deformation is proposed to result from a downward concave flexure (DCF) of the oceanic lithosphere. Its general orientation (i.e., roughly perpendicular to the maximum stress direction of relative convergence between the African and Eurasian plates) and the amplitude and wavelength of the DCF are quite consistent with models derived from gravity anomalies (Hamai et al., 2015). What is striking is the discontinuous pattern of these DCF anomalies recorded simultaneously on the 3 seismic horizons, which also coincides with the pattern of the thrust faults (**Figures 9**, **10**). The first order match between the models derived from the gravimetry and the DCF maps and the overall concave shape and asymmetry of these horizons are strong arguments to consider this interpretation as robust enough, in spite of the uncertainties regarding the time-to-depth conversion and gaps in the seismic network used.

Table 2 shows that the DCF has a greater half-wavelength (ca. 160 km) and amplitude (ca. 2 km) in the central-eastern segment (Jijel) than in the other areas. This area would then be prone to load a significant amount of elastic strain that could result in a strong magnitude earthquake. This area indeed bore the 1856 Jijel earthquake, which is among the strongest events ever felt along the Algerian coast and was followed by a tsunami (Boughacha et al., 2004; Yelles-Chaouche et al., 2009). The easternmost basin (Annaba) also displays a similar DCF pattern (**Figures 9**, **10**) with an amplitude of 1.5 km but over a much shorter distance of 60 km. The third area submitted to a relatively significant flexural loading (i.e., 77 km half-wavelength and 0.5 km amplitude, **Table 2**) is the central/central-western zone (**Figures 9**, **10**), off the cities of Tipaza, Algiers and Boumerdès, where several historical and instrumental seismic events occurred (Ayadi et al., 2003; Boughacha et al., 2004). Finally the westernmost area (Oran-Mostaganem) as well as the central-western (Algiers) does not evidence any significant flexural loading, suggesting that these two areas are not prone to significant seismic loading.

Buckling of the Oceanic Lithosphere

Short wavelength undulations of the seismic horizons subparallel to the Algerian margin are evidenced in the oceanic domain of the western zone (section 1), the western part of the central zone (section 2) and the eastern zone (section 6) (**Figures 9–11** and **Table 2**), with a mean wavelength of 30–35 km and an amplitude of about 800–1000 m. This oscillant pattern is particularly well expressed just north-west of the linear and narrow margin of Mostaganem (Domzig et al., 2009; Badji et al., 2015) and a bit less north of the Khayr-Al-Din bank (**Figure 1**), whereas it appears more questionable in the easternmost margin where the top of the basement is affected by Miocene volcanics (Bouyahiaoui et al., 2015). As predicted by folding theory and simulations, the anticlines display lower amplitudes than synclines as a result of the contribution of gravity (Cloetingh et al., 1999; Cloetingh and Burov, 2011).

For the western and central-western zones, we hypothesize that this pattern reveals a buckling of the oceanic lithosphere with fold axes perpendicular to the relative plate convergence, with a dominant control of the brittle crust (Burov, 2011). We suggest that this buckling is mostly due to a combination of two parameters: (1) the narrowness of the oceanic basin west of Algiers, which may explain why the brittle layer cannot bend over a long distance, and (2) the presence of a STEP-fault margin that acts as a buttress, preventing strain focusing at the margin toe and thus transferring compression further north toward the Betic margin (Giaconia et al., 2015) or further south on the Algerian coast (Yelles-Chaouche et al., 2006). A similar buckling of the East Japan basin floor (combined with limited underthrusting) is reported along the eastern Korean wrench margin (Kim et al., 2018), but with a longer wavelength (60–70 km) and smaller amplitude (200 m).

It is also worth noting that if we assume a wavelength of folding of approximately seven times the brittle layer thickness (Bull et al., 1992), the latter would be of about 4–5 km in the western Algerian basin, a value which is close to the mean thickness of the oceanic crust identified in the wide-angle experiments off Mostaganem and Tipaza, i.e., 3–4 km in Badji et al. (2015) and 5–6 km in Leprêtre et al. (2013), respectively. This ratio is also true in the case of the East Japan sea, where the crustal thickness is ∼11 km (Kim et al., 2018).

For the eastern zone, the structures of the crust evidenced by the magnetic anomalies could act as focal points for the deformation, forcing the eventual buckling to overprint itself over them.

Active Fault Network and Tectonic Style of the Algerian Margin

Our analysis provides for the first time a comprehensive and coherent overview of the main deep active faults of the Algerian margin. The fault mapping offshore was until now the object of quite conflicting representations. We report for instance the large differences between interpretations by Mauffret (2007); Meghraoui and Pondrelli (2012), and Rabaute and Chamot-Rooke (2015). The interpretation we propose here results from a full revision of all data available and gather the deepest

information in order to avoid the mapping of subsurface faults that may appear as secondary faults systems driven by the formation of rollovers or by Messinian salt halokinesis and gravity gliding or spreading (e.g., Déverchère et al., 2005; Gaullier et al., 2006; Domzig et al., 2009; Kherroubi et al., 2009; Cattaneo et al., 2010; Strzerzynski et al., 2010; Arab et al., 2016b). Among striking differences, our structural sketch (**Figure 11**) clearly differs from the one by Mauffret (2007) who hypothesized a single, continuous fault running from the easternmost margin to Greater Kabylia and a left-lateral wrench fault in the western margin (Arzew escarpment). Our result also invalidates the model of restraining bend by Meghraoui and Pondrelli (2012) featuring a ∼350 km long right-lateral fault striking West-East at the margin toe between the bay of Bejaia and the Khayr-Al-Din bank. It also shows that the active faults in the basement at depth are likely more continuous than fault segments mapped from subsurface data (Kherroubi et al., 2009; Rabaute and Chamot-Rooke, 2015; Kherroubi et al., 2017).

Several studies have also proposed through seismic reflection data acquisition or experimental modeling that the Algerian margin is deforming by crustal flat-ramp systems (Déverchère et al., 2005; Roure et al., 2012; Aïdi et al., 2018; Strzerzynski et al., 2021), implying a crustal decoupling layer in the lower crust of the stretched continental margin (Kherroubi et al., 2017). However, whether this mixed thin-skinned and thick-skinned tectonic style is the rule over the whole margin segments is unclear. Our study suggests that outward propagation of the faulted systems driven by thick-skinned thrusts is actually taking place only in the central zone (**Figure 11**), i.e., the Greater Kabylian block, sometimes called the "Maghrebian indenter" (Piqué et al., 1998), as this is the only area where we observe faults in the oceanic basement unrelated to buckling, whereas very limited propagation by decollements is occurring in the central-eastern and eastern zones, and no propagation in the western zone (**Figure 11**). This result suggests that the position of the indenter of the central zone may play a significant role in its relative maturity compared to the other segments and likely reflects an important inherited effect of the phase of opening of the Algerian domain (van Hinsbergen et al., 2014, 2020 and references therein).

Possible Implications for Seismic Hazards Off Algeria

Our study offers the opportunity to assess more realistic estimates of maximum magnitude of earthquakes off Algeria owing to a systematic examination of active faults rooted in the basement, where large earthquakes are assumed to nucleate. Here, we propose to rely on our interpretations and lateral correlation hypothesized from our seismic sections across the Algerian margin to compute a range of maximum magnitudes (**Table 3**) and to discuss briefly their consistency with historical and instrumental seismicity.

Relationships between the length of a rupture and the magnitude of an earthquake have been discussed since long (e.g., Wells and Coppersmith, 1994; Stirling et al., 2013, and references therein). Here, we use the regression equations summarized by Stirling et al. (2013) for reverse faults and for magnitude ranging from 6.1 to 9.5 to propose possible magnitude ranges (**Table 3**).

The western area (**Figure 11**) features a unique fault (F4) of ca. 180 km (Domzig et al., 2009; Badji et al., 2015), equivalent to a magnitude 7.6. However, this fault does not affect significantly the most recent layers at the margin toe (Domzig et al., 2009). Considering: (1) the STEP-fault related sub-vertical geometry of the margin (Govers and Wortel, 2005; Badji et al., 2015), (2) its strike orthogonal to the direction of convergence, (3) the very limited underthrusting at depth (Medaouri et al., 2014) and (4) the lack of significant flexural loading (see section "Downward Concave Flexure of the Oceanic Lithosphere"), we suggest that this segment is barely active and does not produce large earthquakes, although exceptional ruptures cannot be discarded. This interpretation agrees with the absence of major seismic events in the area, except the 1790 event which source is assumed to be related to faults located westward (Buforn et al., 2019).

In the central area, several short fault segments are reported close to the coastline, which are proved to produce moderate-size events of magnitude 6.0–6.5, like for instance the 1989 earthquake (Meghraoui, 1991). If we consider only the longer faults of our structural sketch, we identify segments of lengths reaching typically 60-70 km (for instance Fault F3b, Section 3), as the one which led to the dramatic M 6.9 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake (Ayadi et al., 2003), with cumulative fault scarps close to the margin toe (Déverchère et al., 2010; Kherroubi et al., 2017). The average spacing of these thrusts is between 5 and 15 km, which is typical of thin-skinned thrust belts (Morellato et al., 2003). This is also the typical magnitude expected from a rupture at the toe of the Khayr-Al-Din bank (Yelles et al., 2009). If we assume that the Boumerdes thrust fault to the East is linked at depth with the Khayr-Al-Din fault to the west, we obtain a total length of ca. 280 to 310 km (Fault F3a), equivalent to a magnitude 7.9–8.0. Finally, the northernmost thrust segment (F3c) reaches a length of ca. 240 km, but whether this thrust rooting on a decollement layer (Déverchère et al., 2005; Roure et al., 2012) may produce earthquakes separately from the other faults segments located within the margin further south (like the 2003 Boumerdes-Zemmouri event) and which are rooting on this same decollement layer is questionable. In this zone, recurrence intervals from paleoseismology range between 300 and 1600 years (Ratzov et al., 2015; Babonneau et al., 2017),

TABLE 3 | Lengths of faults estimated at the basement top according to the structural sketch of **Figure 11**, and estimated values of magnitudes using statistical relationships for thrust faults in Stirling et al. (2013).

Zone (Figure 1)	Fault number (Figure 11)	Estimated length (km)	Maximum magnitude
Western zone	F4	**180**	**7.6**
Central	F3c	**240**	**7.8**
	F3b	**70**	**7.0**
	F3a	**280–310**	**7.9–8.0**
Central-Eastern	F2a, b, c	**120**	**7.3**
Eastern	F1a, b, c, d	**60**	**6.9**
Central-Eastern and Eastern (merged)	F1d + F2c	**310**	**8.0**

therefore suggesting irregular earthquake cycling but relatively frequent earthquake occurrences.

In the central-eastern area, a typical fault length of 120 km is found at the margin toe (F2a, F2b, F2c) on sub-parallel segments with a close spacing of 5–10 km. If we assume that these segments root in the same deep segments, as proposed by Arab et al. (2016b), this would imply earthquakes with a magnitude of 7.4, a magnitude which has been typically assumed for the 1856 Jijel earthquake (Boughacha et al., 2004; Yelles-Chaouche et al., 2009).

Finally, the eastern margin displays close thrust segments (F1a, F1b, F1c, F1d) with typical lengths of ∼60 km, implying events of magnitude less than 7 (**Table 3**). They are likely rooting on a single deep fault, as suggested by their close spacing and the deep seismic experiments (Bouyahiaoui et al., 2015). If we hypothesize that faults F1d may be activated together with segment F2c in a single event (which is not excluded according to our mapping in **Figure 11**), this would lead to a maximum length of ∼310 km and a magnitude 8.0 event. However, historical seismicity did nor reveal any significant strong event in the eastern zone (Kherroubi et al., 2009), thus it remains difficult to conclude on the occurrence of such a large magnitude event. Recurrence intervals from paleoseismology have not been yet documented in this zone, but if we follow the GPS velocity model by Bougrine et al. (2019), strain rates offshore are likely 2 or 3 times less than in the central zone, therefore historical seismicity cannot be considered as sufficient to discard the occurrence of such earthquakes in the future.

CONCLUDING REMARKS

North Africa accommodates the convergence of Eurasian and African plates since Late Cretaceous times. Since the closure of the Tethyan oceanic lithosphere and the docking of the Kabylian blocks with Africa ∼19 Myr ago, the transpression induced by the relative plate convergence has been likely accommodated by a combination of shortening along large thrust fault systems onland and clockwise block rotations (book-shelf faulting) in the Tell-Atlas fold-and-thrust belts (Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009; Roure et al., 2012; Derder et al., 2019). The relative importance of each process has long been debated (e.g., Frizon de Lamotte, 2005). However, the way convergence is absorbed likely evolves through times. Both our study of strain markers in the offshore domain and recent results of active strain distribution on land (Bougrine et al., 2019) support that northern Algeria is witnessing the birth of a new plate boundary since Plio-Quaternary times, at the place where the back-arc extensional and wrench systems of the western Mediterranean Sea are undergoing a tectonic inversion potentially preceding a subduction. Three main systems are identified:

(1) In the western zone (Mostaganem segment, **Figure 11**), the inherited transform-type (STEP) margin acts as a long-term locked, stiff limit where strain is transferred toward the north by buckling of the young oceanic lithosphere and thrusting of opposite vergence in the neighboring continental margins of Iberia and Africa. Although a magnitude 7 event on this offshore structure cannot be ruled out, we speculate that strain accumulation occurs only at very slow rates.

(2) In the central zone of Algeria (Tipaza-Greater Kabylia segment, **Figure 11**), we evidence an oceanward propagation of north-verging thrust ramps rooting on thin-skinned detachments and on a thick-skinned thrust systems in the continental margin, together with a mixture of moderate downward concave flexure and buckling of the oceanic lithosphere. This tectonic style is typical of foreland fold-and-thrust belts (e.g., Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009; Garcia-Castellanos and Cloetingh, 2012; Roure et al., 2012; Alania et al., 2017) and agrees with a model where active deformation is dominantly accommodated by internal deformation of the oceanic domain and by thrust faults striking almost perpendicular to the relative plate convergence, without the need for significant right-lateral strike-slip faulting (Bougrine et al., 2019). Fault continuity suggests ruptures around magnitude 7 (as exemplified by the 2003 Boumerdès-Zemmouri earthquake) but potentially up to magnitude 8 if rupture is inferred along the entire length of adjacent fault segments.

(3) In the central-eastern and eastern zones of Algeria (Lesser Kabylia segment, **Figure 11**), we evidence a long wavelength and high amplitude flexure of the oceanic lithosphere without significant buckling, together with a set of sub-parallel, closely spaced north-verging thrust ramps rooting in the basement of Lesser Kabylia without northward propagation in the oceanic domain. This tectonic style recalls splay fault systems evidenced in mature accretionary wedges of subduction (e.g., Park et al., 2002; Strasser et al., 2009), however the way the faults connect at greater depth below Lesser Kabylia is not imaged. In the eastern zone off Annaba, flexural bending is decreasing and fault segments are shorter. As no oblique or strike-slip faulting is evidenced offshore, our findings agree with a kinematic model where active strain is partitioned between right-lateral strike-slip motion on the Ghardimaou-North-Constantine (GNC) fault on land and reverse faulting offshore (Bougrine et al., 2019). Fault continuity suggests ruptures around magnitude 7.3–7.5 on the offshore thrusts, as recorded during the 1856 Jijel earthquake.

It remains now necessary to examine how the offshore, segmented active thrust faults described here connect to sub-parallel onland thrust faults like the Blida and Cheliff faults (Yelles-Chaouche et al., 2006). Although there is no evidence for simultaneous rupture across adjacent segments at sea and on land until now, the fault structural maturity (Manighetti et al., 2007) should be carefully examined in the future in order to better assess seismic hazards in Algeria.

Post-submission Addendum

On 18 March 2021 at 00:04 UTC, a Mw 6.0 earthquake occurred in northeastern Algeria in the Bay of Bejaia (**Figure 2**).

This event is located at the westernmost tip of the thrust fault labeled F2b in our study (**Figure 11**) and occurred after a succession of moderate magnitude thrust events near our mapped thrusts F2 in 2014–2019 (Yelles-Chaouche et al., 2021). We have identified Fault F2b as a blind reverse fault gently dipping southward (**Figure 7**), striking locally almost W-E and apparently merging at this place with Fault F2c (**Figures 10**, **11**). These faults are parts of a system of 3 sub-parallel thrusts that are assumed to represent the upper part of the active fault responsible for the magnitude 7.5 1856 Jijel earthquake (Yelles-Chaouche et al., 2009, 2017).

We have underlined the similarity of this thrust fault system with splay faults evidenced in mature accretionary wedges of subduction. Although we ignore how these faults connect at greater depth below Lesser Kabylia, we note that Fault F2b matches quite well the parameters of the March 2021 focal solution[1] regarding strike (almost E-W), type of faulting (pure reverse) and dip angle of the southern nodal plane ($25° \pm 10°$). This event could therefore be understood as expressing a process of static stress loading and stress transfer at the westernmost tip of the rupture zone of the 1856 Jijel earthquake, which is among the largest historical events identified off Algeria. This recent seismic activity off Jijel further supports that the F2 fault system is a major seismogenic structure representing the reverse component of a strain partitioning fault system (Bougrine et al., 2019; Yelles-Chaouche et al., 2021).

Finally, we believe that co-seismic rupture at the sea bottom linked to the 2021 Bejaia event is unlikely, provided that the expected coseismic slip for such a magnitude is very small and that the bay of Bejaia is occupied by a giant, active deep-sea fan (Cattaneo et al., 2010).

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The data set analyzed in this study is subject to the following licenses/restrictions: Seismic data from the SPIRAL cruise (DOI 10.17600/9010050) are managed by SISMER (Ifremer) and are submitted to a restricted access, except MGD77 data. Additional industrial lines are provided by SONATRACH and are submitted to SPIRAL partnership agreement rules. Requests to access these data sets should be directed to MA, mohamed.arab@sonatrach.dz.

[1] https://www.emsc-csem.org/

AUTHOR CONTRIBUTIONS

PL interpreted and converted the seismic sections. JD supervised the steps of the research project. DG, FK, MA, and MM provided support in the research, data interpretation, and discussed the results. All authors participated in the writing and improvement of the manuscript.

FUNDING

We acknowledge Ph.D. scholarship funding from the French Government (PL) and support by the TelluS Program of CNRS/INSU (ALEAS call 2020, Project COTISIS).

ACKNOWLEDGMENTS

We would like to thank all the people involved in the SPIRAL project, from CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique), DGRST (Directorate-General for Scientific Research and Technological Development), CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique), Ifremer (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer), IRD (Institut de Recherche pour le Développement), Universities of Brest and Nice, as well as Sonatrach (Société nationale pour la recherche, la production, le transport, la transformation, et la commercialisation des hydrocarbures). We also thank Juan I. Soto (University of Granada, Spain) for his help on improving the interpretation of the salt tectonics and Marie-Odile Beslier (CNRS, Géoazur Nice) for her useful advice on improvement to our interpretation. This work has used the Kingdom Suite seismic and geological interpretation software as well as QGIS software. The constructive reviews of the three reviewers are gratefully acknowledged.

REFERENCES

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R. C., et al. (2016). A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics* 674, 114–134. doi: 10.1016/j.tecto.2016.02.013

Aïdi, C., Beslier, M.-O., Yelles-Chaouche, A. K., Klingelhoefer, F., Bracene, R., Galve, A., et al. (2018). Deep structure of the continental margin and basin off Greater Kabylia, Algeria – New insights from wide-angle seismic data modeling and multichannel seismic interpretation. *Tectonophysics* 728–729, 1–22. doi: 10.1016/j.tecto.2018.01.007

Alania, V., Chabukiani, A., Chagelishvili, R., Enukidze, O., Gogrichiani, K., Razmadze, A., et al. (2017). Growth structures, piggy-back basins and growth strata of Georgian part of Kura foreland fold-thrust belt: implication for Late Alpine kinematic evolution. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 428, 171–185. doi: 10.1144/SP428.5

Arab, M. (2016). *Analyse des systèmes pétroliers de l'offshore Algérien oriental: Quantification, modélisation stratigraphique et thermique.* Brest, Université de Bretagne Occidentale, 175.

Arab, M., Belhai, D., Granjeon, D., Roure, F., Arbeaumont, A., Rabineau, M., et al. (2016a). Coupling stratigraphic and petroleum system modeling tools in complex tectonic domains: case study in the North Algerian Offshore. *Arab. J. Geosci.* 9:289. doi: 10.1007/s12517-015-2296-3

Arab, M., Rabineau, M., Déverchère, J., Bracene, R., Belhai, D., Roure, F., et al. (2016b). Tectonostratigraphic evolution of the eastern Algerian margin and basin from seismic data and onshore-offshore correlation. *Mar. Pet. Geol.* 77, 1355–1375. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2016.08.021

Authemayou, C., Pedoja, K., Heddar, A., Molliex, S., Boudiaf, A., Ghaleb, B., et al. (2017). 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.* 106, 19–41. doi: 10.1007/s00531-016-1292-5

Auzende, J.-M., Bonnin, J., and Olivet, J.-L. (1975). La marge nord-africaine considérée comme marge active. *Bull. Soc. Géol. France* 7, 486–495. doi: 10.2113/gssgfbull.S7-XVII.4.486

Ayadi, A., Maouche, S., Harbi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Oussadou, F., et al. (2003). Strong Algerian earthquake strikes near Capital city. *EOS* 84, 561–568. doi: 10.1029/2003eo500002

Babonneau, N., Cattaneo, A., Ratzov, G., Déverchère, J., Yelles-Chaouche, A. K., Lateb, T., et al. (2017). Turbidite chronostratigraphy off Algiers, central Algerian margin: a key for reconstructing Holocene paleo-earthquake cycles. *Mar. Geol.* 384, 63–80. doi: 10.1016/j.margeo.2016.10.017

Badji, R. (2014). *Structure profonde de la croûte et potentiel pétrolier des bassins Sédimentaires à l'ouest de l'Algérie*. Ph.D. thesis. Nice, Université Nice – Sophia Antipolis, 160.

Badji, R., Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsi, M., Ribodetti, A., et al. (2015). Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: A witness of a subduction-transform edge propagator? *Geophys. J. Int.* 200, 1029–1045. doi: 10.1093/gji/ggu454

Bayer, R., Le Mouel, J. L., and Le Pichon, X. (1973). Magnetic anomaly pattern in the western mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 168–176. doi: 10.1016/0012-821X(73)90111-8

Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., et al. (2011). Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bull. Soc. Géol. France* 182, 279–303. doi: 10.2113/gssgfbull.182.4.279

Booth-Rea, G., Ranero, C. R., and Grevemeyer, I. (2018). The Alboran volcanic-arc modulated the Messinian faunal exchange and salinity crisis. *Sci. Rep.* 8:13015. doi: 10.1038/s41598-018-31307-7

Booth-Rea, G., Ranero, C. R., Martínez-Martínez, J. M., and Grevemeyer, I. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8:Q10005. doi: 10.1029/2007GC001639

Boughacha, M. S., Ouyed, M., Ayadi, A., and Benhallou, H. (2004). Seismicity and seismic hazard mapping of northern Algeria: map of Maximum Calculated Intensities (MCI). *J. Seismol.* 8, 1–10. doi: 10.1023/B:JOSE.0000009513.11031.43

Bougrine, A., Yelles-Chaouche, A. K., and Calais, E. (2019). Active deformation in Algeria from continuous GPS measurements. *Geophys. J. Int.* 217, 572–588. doi: 10.1093/gji/ggz035

Bouillin, J.-P., Durand-Delga, M., and Olivier, Ph. (1986). Betic-rifian and tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages. *Dev. Geotectonics* 21, 281–304. doi: 10.1016/B978-0-444-42688-8.50017-5

Bouyahiaoui, B. (2014). *Structure profonde et réactivation de la marge est-Algérienne et du bassin adjacent (secteur d'Annaba), contraintes par sismique-réflexion multitrace et grand-angle terre-mer*. Ph.D. thesis. Nice, Université Nice – Sophia Antipolis, 232.

Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhoefer, F., Yelles-Chaouche, K., Schnürle, P., et al. (2015). Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Geophys. J. Int.* 201, 1912–1938. doi: 10.1093/gji/ggv102

Brewer, J. (1987). *Seismic Reflection Studies of Major Crustal Faults. In: Structural Geology and Tectonics. Encyclopedia of Earth Science*. Berlin: Springer. doi: 10.1007/3-540-31080-0_97

Brun, J. P., and Fort, X. (2011). Salt tectonics at passive margins: geology versus models. *Mar. Pet. Geol.* 28, 1123–1145. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2011.03.004

Buforn, E., Coca, P., Bezzeghoud, M., Udías, A., Bouhadad, Y., and Mattesini, M. (2019). The destructive 1790 Oran (NW Algeria) earthquake in a region of low seismicity. *Tectonophysics* 759, 1–14. doi: 10.1016/j.tecto.2019.03.008

Bull, J. M., Martinod, J., and Davy, P. (1992). Buckling of the oceanic lithosphere from geophysical data and experiments. *Tectonics* 11, 537–548. doi: 10.1029/91TC02908

Burov, E. B. (2011). Rheology and strength of the lithosphere. *Mar. Pet. Geol.* 28, 1402–1443. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2011.05.008

Burov, E. B., and Diament, M. (1995). The effective elastic thickness (Te) of continental lithosphere: What does it really mean? *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 3895–3904. doi: 10.1029/94JB02770

Calvert, A. J. (2004). A method for avoiding artifacts in the migration of deep seismic reflection data. *Tectonophysics* 388, 201–212. doi: 10.1016/j.tecto.2004.07.026

Calvert, A. J. (2017). Continuous estimation of 3-D reflector orientations along 2-D deep seismic reflection profiles. *Tectonophysics* 718, 61–71. doi: 10.1016/j.tecto.2016.11.002

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

Cattaneo, A., Babonneau, N., Dan, G., Déverchère, J., Domzig, A., Gaullier, V., et al. (2010). "Submarine landslides along the Algerian margin: a review of their occurrence and potential link with tectonic structures," in *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Vol. 28, eds Mosher D.C. et al. (Dordrecht: Springer). doi: 10.1007/978-90-481-3071-9_42

Chazot, G., Abbassene, F., Maury, R. C., Déverchère, J., Bellon, H., Ouabadi, A., et al. (2017). An overview on the origin of post-collisional Miocene magmatism in the Kabylies (northern Algeria): evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. *J. Afr. Earth Sci.* 125, 27–41. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2016.10.005

Cloetingh, S., Burov, E., and Poliakov, A. (1999). Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin). *Tectonics* 18, 1064–1083. doi: 10.1029/1999TC900040

Cloetingh, S., and Burov, E. B. (2011). Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms. *Basin Res.* 23, 257–290. doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00490.x

Cloetingh, S., Koptev, A., Kovàcs, I., Gerya, T., Beniest, A., Willingshofer, E., et al. (2021). Plume-induced sinking of intracontinental Lithospheric Mantle: An overlooked mechanism of subduction initiation? *Geochem. Geophys. Geosyst.* 22:e2020GC009482. doi: 10.1029/2020GC009482

Cloetingh, S., Wortel, R., and Vlaar, N. J. (1989). On the initiation of subduction zones. *Pure Appl. Geophys.* 129, 7–25. doi: 10.1007/BF00874622

Cohen, C. R. (1980). Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 68, 283–311. doi: 10.1016/0040-1951(80)90180-8

Cope, M. J. (2003). Algerian licensing round may offer opportunity for exploration plays in deep offshore frontier. *First Break* 21, 37–42. doi: 10.3997/1365-2397.21.7.25550

d'Acremont, E., Lafosse, M., Rabaute, A., Teurquety, G., Do Couto, D., Ercilla, G., et al. (2020). Polyphase tectonic evolution of fore-arc basin related to STEP Fault as revealed by seismic reflection data from the Alboran Sea (W-Mediterranean). *Tectonics* 39:e2019TC005885. doi: 10.1029/2019TC005885

de la Peña, L. G., Ranero, C. R., Gràcia, E., and Booth-Rea, G. (2020). The evolution of the westernmost Mediterranean basins. *Earth Sci. Rev.* 214:103445. doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103445

de Lis Mancilla, F., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J. V., Morales, J., Azañón, J. M., et al. (2015). Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics* 663, 225–237. doi: 10.1016/j.tecto.2015.06.028

de Lis Mancilla, F., Heit, B., Morales, J., Yuan, X., Stich, D., Molina-Aguilera, M., et al. (2018). A STEP fault in Central Betics, associated with lateral lithospheric tearing at the northern edge of the Gibraltar arc subduction system. *Earth Planet. Sci. Lett.* 486, 32–40. doi: 10.1016/j.epsl.2018.01.008

Derder, M. E. M., Djellit, H., Henry, B., Maouche, S., Amenna, M., Bestandji, R., et al. (2019). Strong neotectonic block-rotations, related to the Africa-Eurasia convergence in northern Algeria: paleomagnetic evidence from the Mitidja basin. *Tectonics* 38, 4249–4266. doi: 10.1029/2018TC005394

Déverchère, J., Mercier, De Lépinay, B., Cattaneo, A., Strzerzynski, P., Calais, E., et al. (2010). Comment on "Zemmouri earthquake rupture zone (Mw 6.8, Algeria): aftershocks sequence relocation and 3D velocity model" by A. Ayadi et al. *J. Geophys. Res. Atmos.* 115:B04320. doi: 10.1029/2008JB006190

Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J. P., Gaullier, V., et al. (2005). Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 32:L04311. doi: 10.1029/2004GL021646

Domzig, A., Gaullier, V., Giresse, P., Pauc, H., Déverchère, J., and Yelles, K. (2009). Deposition processes from echo-character mapping along the western Algerian margin (Oran–Tenes), Western Mediterranean. *Mar. Pet. Geol.* 26, 673–694. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2008.05.006

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

Fichtner, A., and Villaseñor, A. (2015). Crust and upper mantle of the western Mediterranean – Constraints from full-waveform inversion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 428, 52–62. doi: 10.1016/j.epsl.2015.07.038

Frizon de Lamotte, D. (2005). About the Cenozoic inversion of the Atlas domain in North Africa. *C. R. Geosci.* 337, 475–476. doi: 10.1016/j.crte.2005.01.006

Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., et al. (2009). Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics* 475, 9–28. doi: 10.1016/j.tecto.2008.10.024

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

Gaidi, S., Booth-Rea, G., Melki, F., Marzougui, W., Ruano, P., Pérez-Peña, J. V., et al. (2020). Active fault segmentation in Northern Tunisia. *J. Struct. Geol.* 139:104146. doi: 10.1016/j.jsg.2020.104146

Garcia-Castellanos, D., and Cloetingh, S. (2012). "Modeling the interaction between lithospheric and surface processes in foreland basins," in *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, eds C. Busby and A. Azor (Oxford: Blackwell), 152–181.

Garcia-Castellanos, D., and Villaseñor, A. (2011). Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature* 480, 359–363. doi: 10.1038/nature10651

Gaullier, V., Vendeville, B., Huguen, C., Déverchère, J., Droz, L., Domzig, A., et al. (2006). Role of thick-skinned tectonics on thin-skinned salt tectonics in the western Mediterranean: a comparison between the Algerian and North-Balearic basins. *Geophys. Res. Abstr.* 8:06030.

Giaconia, F., Booth-Rea, G., Ranero, C. R., Gràcia, E., Bartolome, R., Calahorrano, A., et al. (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

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

Gràcia, E., Dañobeitia, J., Vergés, J., and Parsifal Team. (2003). Mapping active faults offshore Portugal (36°N–38°N): implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology* 31, 83–86. doi: 10.1130/0091-7613(2003)031<0083:MAFOPN>2.0.CO;2

Graindorge, D., Sage, F., and Klingelhoefer, F. (2009). SPIRAL Cruise, RV L'Atalante. *French Oceanographic Cruises* doi: 10.17600/9010050

Gueguen, E., Doglioni, C., and Fernandez, M. (1998). On the post 25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 298, 259–269. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00189-9

Gurnis, M., Hall, C., and Lavier, L. (2004). Evolving force balance during incipient subduction. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5:Q07001. doi: 10.1029/2003GC000681

Hamai, L., Petit, C., Abtout, A., Yelles-Chaouche, A., and Déverchère, J. (2015). Flexural behaviour of the north Algerian margin and tectonic implications. *Geophys. J. Int.* 201, 1426–1436. doi: 10.1093/gji/ggv098

Hamai, L., Petit, C., Le Pourhiet, L., Yelles-Chaouche, A., Déverchère, J., Beslier, M. O., et al. (2018). Towards subduction inception along the inverted North African margin of Algeria? Insights from thermo-mechanical models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 501, 13–23. doi: 10.1016/j.epsl.2018.08.028

Hidas, K., Garrido, C. J., Booth-Rea, G., Marchesi, C., Bodinier, J. L., Dautria, J. M., et al. (2019). Lithosphere tearing along STEP faults and synkinematic formation of lherzolite and wehrlite in the shallow subcontinental mantle. *Solid Earth* 10, 1099–1121. doi: 10.5194/se-2019-32

Iacopini, D., Butler, R. W. H., Purves, S., McArdlec, N., and De Freslon, N. (2016). Exploring the seismic expression of fault zones in 3D seismic volumes. *J. Struct. Geol.* 89, 54–73. doi: 10.1016/j.jsg.2016.05.005

Japsen, P., Chalmers, J. A., Green, P. F., and Bonow, J. M. (2012). Elevated, passive continental margins: not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation. *Glob. Planet. Change.* 90–91, 73–86. doi: 10.1016/j.gloplacha.2011.05.004

Jolivet, L., and Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19, 1095–1106. doi: 10.1029/2000TC900018

Kherroubi, A., Déverchère, J., Yelles, A., Mercier de Lépinay, B., Domzig, A., Cattaneo, 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, 17–32. doi: 10.1016/j.margeo.2008.05.016

Kherroubi, A., Yelles-Chaouche, A., Koulakov, I., Déverchère, J., Beldjoudi, H., Haned, A., et al. (2017). Full Aftershock Sequence of the M w 6.9 2003 Boumerdes Earthquake, Algeria: space–time distribution, local tomography and Seismotectonic implications. *Pure Appl. Geophys.* 174, 2495–2521. doi: 10.1007/s00024-017-1571-5

Khomsi, S., Roure, F., Khelil, M., Mezni, R., and Echihie, O. (2019). A review of the crustal architecture and related pre-salt oil/gas objectives of the eastern Maghreb Atlas and Tell: need for deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics* 766, 232–248. doi: 10.1016/j.tecto.2019.06.009

Kim, G. B., Yoon, S. H., Kim, S. S., and So, B. D. (2018). Transition from buckling to subduction on strike-slip continental margins: evidence from the East Sea (Japan Sea). *Geology* 46, 603–606. doi: 10.1130/G40305.1

Leprêtre, A. (2012). *Contraintes par imagerie sismique pénétrante sur l'évolution d'une marge Cénozoïque réactivée en compression*. Ph.D. thesis. Brest, Université de Bretagne Occidentale, 236.

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

Leroy, M., Dauteuil, O., and Cobbold, P. R. (2004). Incipient shortening of a passive margin: the mechanical roles of continental and oceanic lithospheres. *Geophys. J. Int.* 159, 400–411. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02400.x

Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., et al. (2011a). *Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas*. Paris: CGMW.

Lofi, J., Sage, F., Déverchère, J., Loncke, L., Maillard, A., Gaullier, V., et al. (2011b). Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis. *Bull. Soc. Geol. France* 182, 163–180. doi: 10.2113/gssgfbull.182.2.163

Manighetti, I., Campillo, M., Bouley, S., and Cotton, F. (2007). Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 253, 429–438. doi: 10.1016/j.epsl.2006.11.004

Martínez-García, P., Soto, J. I., and Comas, M. (2011). Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo Mar. Lett.* 31, 19–36. doi: 10.1007/s00367-010-0212-0

Matias, H., Kress, P., Terrinha, P., Mohriak, W., Menezes, P., Matias, L., et al. (2011). Salt tectonics in the Western Gulf of Cadiz, southwest Iberia. *AAPG Bull.* 95, 1667–1698. doi: 10.1306/01271110032

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

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

McKenzie, D. P. (1977). "Initiation of trenches: a finite amplitude instability," in *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, Maurice Ewing Series, 1*, eds M. Talwani, and W. C. Pittman (Washington, DC: American Geophysical Union), 57–62. doi: 10.1029/ME001p0057

Medaouri, M. (2014). *Origine de la segmentation de la marge Algérienne et implication sur l'évolution géodynamique et les ressources pétrolières*. Ph.D. thesis. Brest, Université de Bretagne Occidentale, 254.

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

Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracène, R., Badji, R., Ouabadi, A., et al. (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.* 77,186–205. doi: 10.1016/j.jog.2014.01.003

Meghraoui, M. (1991). Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north-central Algeria). *Terra Nova* 3, 84–92. doi: 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00847.x

Meghraoui, M., and Pondrelli, S. (2012). Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. *Ann. Geophys.* 55, 955–967. doi: 10.4401/ag-4970

Mihoubi, A. (2014). *Imagerie sismique de la structure profonde de la marge Algérienne orientale (secteur de Jijel) - implications en termes de potentiel pétrolier*. Ph.D. thesis. Brest, Université de Bretagne Occidentale, 178.

Mihoubi, A., Schnurle, P., Benaissa, Z., Badsi, M., Bracene, R., Djelit, H., et al. (2014). Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic pre-stack depth migration. *Geophys. J. Int.* 198, 1486–1503. doi: 10.1093/gji/ggu179

Morellato, C., Redini, F., and Doglioni, C. (2003). On the number and spacing of faults. *Terra Nova* 15, 315–321. doi: 10.1046/j.1365-3121.2003.00501.x

Nikolaeva, K., Gerya, T. V., and Marques, F. O. (2010). Subduction initiation at passive margins: numerical modeling. *J. Geophys. Res.* 115:B03406. doi: 10.1029/2009JB006549

Ousadou, F., and Bezzeghoud, M. (2019). "Seismicity of the Algerian Tell Atlas and the Impacts of major earthquakes," in *The Geology of the Arab World—An Overview, Springer Geology*, eds A. Bendaoud, Z. Hamimi, M. Hamoudi, S. Djemai, and B. Zoheir (Cham: Springer), 401–426. doi: 10.1007/978-3-319-96794-3_11

Park, J. O., Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P. R., and Kaneda, Y. (2002). Splay fault branching along the Nankai subduction zone. *Science* 297, 1157–1160. doi: 10.1126/science.1074111

Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., Robert Cobbold, P., Ostanciaux, E., Johnson, M. E., et al. (2011). Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide? *Earth Sci. Rev.* 108, 1–15. doi: 10.1016/j.earscirev.2011.05.002

Perea, H., Gràcia, E., Martínez-Loriente, S., Bartolome, R., de la Peña, L. G., de Mol, B., et al. (2018). Kinematic analysis of secondary faults within a distributed shear-zone reveals fault linkage and increased seismic hazard. *Mar. Geol.* 399, 23–33. doi: 10.1016/j.margeo.2018.02.002

Piqué, A., Aït Brahim, L., El Azzouzi, M., Maury, R. C., Bellon, H., Semroud, B., et al. (1998). The Maghreb indenter: structural and chemical data. *C.R. Acad. Sci. Ser. IIA Earth Planet. Sci.* 326, 575–581.

Poort, J., and Et, A. L. (2020). Heat flow in the Western Mediterranean: thermal anomalies on the margins, the seafloor and the transfer zones. *Mar. Geol.* 419:106064. doi: 10.1016/j.margeo.2019.106064

Rabaute, A., and Chamot-Rooke, N. (2015). *Active tectonics of the Africa-Eurasia Boundary from Algiers to Calabria. Map at 1: 500 000 Scale*. Paris: Geosubsight. doi: 10.13140/RG.2.2.23493.86245

Ratzov, G., Cattaneo, A., Babonneau, N., Déverchère, J., Yelles, K., Bracene, R., et al. (2015). Holocene turbidites record earthquake supercycles at slow rate plate boundary. *Geology* 43, 331–334. doi: 10.1130/G36170.1

Roure, F., Casero, P., and Addoum, B. (2012). Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics* 31:TC3006. doi: 10.1029/2011TC002989

Sibuet, J. C., He, E., Zhao, M., Pang, X., and Klingelhoefer, F. (2019). Oceanic mantle reflections in deep seismic profiles offshore Sumatra are faults or fakes. *Sci. Rep.* 9:13354. doi: 10.1038/s41598-019-49607-x

Soto, J., Déverchère, J., Medaouri, M., and Leffondré, P. (2018). "The Messinian salt layer squeezed by active plate convergence in the western Mediterranean margins," in *Poster at the AAPG Workshop in GTW Series, Alpine Folded Belts and Extensional Basins*, Granada.

Soumaya, A., Ben Ayed, N., Rajabi, M., Meghraoui, M., Delvaux, D., Kadri, A., et al. (2018). Active faulting geometry and stress pattern near complex strike-slip systems along the Maghreb Region: constraints on active convergence in the Western Mediterranean. *Tectonics* 37, 3148–3173. doi: 10.1029/2018TC004983

Stein, C. A., Cloetingh, S., and Wortel, R. (1989). Seasat-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 16, 823–826. doi: 10.1029/GL016i008p00823

Stern, R. J. (2004). Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth Planet. Sci. Lett.* 226, 275–292. doi: 10.1016/j.epsl.2004.08.007

Stern, R. J., and Gerya, T. V. (2018). Subduction initiation in nature and models: a review. *Tectonophysics* 746, 173–198. doi: 10.1016/j.tecto.2017.10.014

Stirling, M., Goded, T., Berryman, K., and Litchfield, N. (2013). Selection of Earthquake scaling relationships for seismic-hazard analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, 2993–3011. doi: 10.1785/0120130052

Strasser, M., Moore, G., Kimura, G., Kitamura, Y., Kopf, A. J., Lallement, S., et al. (2009). Origin and evolution of a splay fault in the Nankai accretionary wedge. *Nat. Geosci.* 2, 648–652. doi: 10.1038/ngeo609

Strzerzynski, P., Déverchère, J., Cattaneo, A., Domzig, A., Yelles, K., Mercier, et al. (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

Strzerzynski, P., Dominguez, S. É., Boudiaf, A., and Déverchère, J. (2021). Tectonic inversion and geomorphic evolution of the Algerian margin since Messinian times: insights from new onshore/offshore analog modeling experiments. *Tectonics* 40:e2020TC006369. doi: 10.1029/2020TC006369

Sulli, A., Morticelli, M. G., Agate, M., and Zizzo, E. (2021). Active north-vergent thrusting in the northern Sicily continental margin in the frame of the quaternary evolution of the Sicilian collisional system. *Tectonophysics* 802:228717. doi: 10.1016/j.tecto.2021.228717

Tavani, S., Storti, F., Lacombe, O., Corradetti, A., Muñoz, J. A., and Mazzoli, S. (2015). A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-thrust belts: implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges. *Earth Sci. Rev.* 141, 82–104. doi: 10.1016/j.earscirev.2014.11.013

Thorwart, M., Dannowski, A., Grevemeyer, I., Lange, D., Kopp, H., Petersen, F., et al. (2021). Basin inversion: reactivated rift structures in the Ligurian Sea revealed by OBS. *Solid Earth Discuss.* [Preprint]. doi: 10.5194/se-2021-9

Totake, Y., Butler, R. W. H., and Bond, C. E. (2017). Structural validation as an input into seismic depth conversion to decrease assigned structural uncertainty. *J. Struct. Geol.* 95, 32–47. doi: 10.1016/j.jsg.2016.12.007

U.S. Geological Survey (2021). *Earthquake Catalog.* Available online at: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/ (accessed February 18, 2021).

van Hinsbergen, D. J. J., Torsvik, T. H., Schmid, S. M., Maţenco, L. C., Maffione, M., Vissers, R. L. M., et al. (2020). Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Res.* 81, 79–229. doi: 10.1016/j.gr.2019.07.009

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, 393–419. doi: 10.1002/tect.20125

Wells, D. L., and Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 974–1002.

Yamato, P., Husson, L., Becker, T. W., and Pedoja, K. (2013). Passive margins getting squeezed in the mantle convection vice. *Tectonics* 32, 1559–1570. doi: 10.1002/2013TC003375

Yelles, K., Domzig, A., Déverchère, J., Bracene, R., Mercier, de Lépinay, B., et al. (2009). Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: the Khayr al Din bank. *Tectonophysics* 475, 98–116. doi: 10.1016/j.tecto.2008.11.030

Yelles-Chaouche, A. K., Abacha, I., Boulahia, O., Aidi, C., Chami, A., Belheouane, A., et al. (2021). The 13 July 2019 Mw 5.0 Jijel Earthquake, northern Algeria: an indicator of active deformation along the eastern Algerian margin. *J. Afr. Earth Sci.* 177:104149. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2021.104149

Yelles-Chaouche, A. K., Boudiaf, A., Djellit, H., and Bracene, R. (2006). Tectonique active de la région nord-algérienne. *Geoscience* 338, 126–139. doi: 10.1016/j.crte.2005.11.002

Yelles-Chaouche, A. K., Kherroubi, A., and Beldjoudi, H. (2017). The large Algerian earthquakes (267 A.D.-2017). *Fis. Tierra* 29, 159–182. doi: 10.5209/FITE.57617

Yelles-Chaouche, A. K., Roger, J., Déverchère, J., Bracene, R., Domzig, A., Hebert, H., et al. (2009). The 1856 Tsunami of Djidjelli (Eastern Algeria): seismotectonics modelling and hazard implications for the Algerian Coast. *Pure Appl. Geophys.* 166, 283–300. doi: 10.1007/s00024-008-0433-6

Zitellini, N., Ranero, C. R., Loreto, M. F., Ligi, M., Pastore, M., D'Oriano, F., et al. (2020). Recent inversion of the Tyrrhenian Basin. *Geology* 48, 123–127. doi: 10.1130/G46774.1

Conflict of Interest: MM and MA were employed by the company Sonatrach/Exploration Division.

The remaining authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.

Copyright © 2021 Leffondré, Déverchère, Medaouri, Klingelhoefer, Graindorge and Arab. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (CC BY). The use, distribution or reproduction in other forums is permitted, provided the original author(s) and the copyright owner(s) are credited and that the original publication in this journal is cited, in accordance with accepted academic practice. No use, distribution or reproduction is permitted which does not comply with these terms.

5.2 Compléments aux résultats sur la flexion

5.2.1 Raccourcissement horizontal

5.2.1.1 Introduction

Dans les zones de convergence (intraplaques ou interplaques), le raccourcissement s'effectue de manière discrète (failles inverses, décrochements), continue (flexion vers le haut et le bas, plis périodiques) ou mixte (plis-failles). La DCF et le flambage que nous avons identifiés dans l'article (§5.1) permettent classiquement d'accommoder une partie du raccourcissement tectonique entre deux plaques, de par le déplacement vertical et horizontal qui leur sont liés (Burov et Diament 1995; Cloetingh et Burov 2011). Jusqu'à maintenant, aucune étude évaluant les taux de déformation entre les plaques Eurasie et Afrique au niveau de l'Ibérie et du Maghreb n'a pris en compte la part de cette déformation continue dans la convergence. Grâce à l'analyse menée dans cette thèse, nous pouvons donc tenter d'évaluer au premier ordre la quantité de raccourcissement horizontal par déflexion et flambage de la lithosphère océanique du bassin et comparer ce résultat aux vitesses de raccourcissement horizontal par mesures cinématiques géodésiques.

5.2.1.2 Principe de calcul

Pour estimer ce raccourcissement, une méthode simple est de mesurer la longueur totale d'un horizon déformé par la flexion et de la comparer à la distance couverte sur le profil.
Pour cela, il nous faut utiliser un horizon dont la déformation est due à la flexion de la lithosphère, et non à un autre phénomène géologique.

Dans le bassin profond, supposé de nature océanique (Leprêtre et al. 2013; Badji et al. 2015; Bouyahiaoui et al. 2015; Aïdi et al. 2018), le toit du socle, bien qu'il soit adapté au repérage des failles et sensible aux déformations par flexion, n'est pas facilement exploitable. En effet, sa forme dépend aussi de l'héritage structural lié à l'ouverture du bassin. Les premières unités se développent souvent en *onlap* vers l'intérieur du bassin alors que celui-ci poursuit sa formation. Cela a notamment été mis en évidence le long de la coupe 5 de l'article. La coupe 1 en est également un bon exemple, puisque les dépôts pré-messiniens et au début du Messinien sont absents ou trop fins pour être identifiés au-delà d'une distance de 87 km sur la coupe. Le toit du socle peut confirmer une tendance, mais semble donc être par lui-même un mauvais choix. La base du sel est un marqueur plus utile. En effet, le bassin algérien est censé être complètement ouvert au Messinien, et les évaporites de la MU *(Mobile Unit)* sont présentes et facilement repérables, en dépit du diapirisme postérieur, sur l'ensemble des coupes sismiques. On peut donc supposer que, en tant que premier dépôt post-ouverture sur l'ensemble de la marge, sa base constitue un marqueur sub-horizontal et qu'elle constitue ainsi un bon marqueur de la flexion depuis le Messinien.
L'unité UU *(Upper Unit)* est, comme le toit du socle, un mauvais indicateur puisque sa déformation dépend aussi du diapirisme affectant la MU. Elle reflète donc autre chose que l'inversion, même si la dite inversion peut influencer le diapirisme. Elle pourra néanmoins constituer un point de comparaison.

Après avoir obtenu une distance de raccourcissement minimal, on peut la combiner avec une durée estimée de déformation, pour obtenir une vitesse cette dernière. La déformation à terre commence au Tortonien (Leprêtre et al. 2018; Recanati et al. 2019) ou à la fin du Messinien (P. Strzerzynski et al. 2010) et se poursuit jusqu'à nos jours. Le début de la déformation en mer est moins contraint, mais probablement plus récent, puisque la déformation tend à se propager vers le nord. La plupart du temps, les éventails sédimentaires (growth strata) identifiés sur les profils sismiques de moyenne à haute résolution en pied de marge, montrent des premiers *onlaps* au Pliocène (Déverchère et al. 2005; Domzig 2006; Yelles et al. 2009) ou parfois même au début du Quaternaire (Kherroubi et al. 2009). En l'absence de limite précise, on utilisera donc une gamme de valeur d'âge allant du début du Pliocène (5.3 Ma) au début du Quaternaire (1.8 Ma).

Nous estimons ci-dessous par zones les valeurs de raccourcissement en kilomètres (km) et en pourcentage (%), puis les vitesses de déformation en millimètres par an (mm/an).
Il faudra cependant garder à l'esprit que la valeur obtenue en divisant la déformation totale par la durée de déformation n'est pas la vitesse de raccourcissement actuelle, mais une valeur moyenne sur la durée. Nous ne disposons pas de données permettant de calculer le raccourcissement annuel dans le bassin, et cette vitesse moyenne sera donc une source d'information précieuse mais imparfaite, faute de mieux. Il faut également mentionner que plusieurs études ont tenté de dater le début de la compression en pied de marge en datant le début de formation des bassins en éventail (ou bassins perchés) formés sur le dos des rampes se propageant dans le bassin (Déverchère et al. 2005; Domzig, 2006; Kherroubi et al., 2009; Strzerzynski et al., 2010, 2021) : il apparaît que l'âge d'initiation de ces bassins peut varier suivant la position latérale et longitudinale de ces chevauchements actifs entre 5-6 Ma et moins de 2 Ma. Il est donc possible que les taux de déformation évalués soient sous-estimés d'un facteur 2 ou même 3.

<u>Zone Ouest :</u>

La longueur de l'horizon "base du sel" dans la zone Ouest (***coupe 1, figure 3 de l'article***) est de 47.60 m sur une distance de 47.50 km. La mesure est réalisée entre les kilomètres 46 et 93.5, pour ne pas inclure la faille située en bout de coupe, partant de l'hypothèse qu'elle pré-date l'inversion, et que sa déformation ne représente pas directement le raccourcissement que nous cherchons.
Sur cette distance, on observe trois oscillations de courte longueur d'onde, ainsi qu'une élévation progressive de la base du sel, impliquant un raccourcissement de 88 m (soit 88x100/47500 = 0.2% environ). Cette déformation représente une vitesse variant de 0,02 à 0.05 mm/an absorbé par la flexion sur cette partie du profil, selon l'âge supposé de début du raccourcissement.

<u>Zone Centre-Ouest :</u>

Ici, il est possible de mesurer un raccourcissement sur une distance de 59.00 km (***coupe 2 figure 6 de l'article***). La différence entre la distance et la longueur de l'horizon est alors de 450m. Cela suggère un raccourcissement de 450 m entre les kilomètres 65 et 124, soit 0.7%, pour une vitesse variant de 0.08 mm/an depuis la fin du Messinien à 0.24 mm/an depuis le début du Quaternaire. On notera que cette variation ne s'accompagne pas d'une évolution de la profondeur moyenne de la base du sel qui, malgré ses oscillations, conserve une profondeur moyenne stable sur cette distance.

Zone Centre ;

Cette zone permet une mesure sur une distance de 46.00 km, entre les kilomètres 57.00 et 103.00 (***coupe 3, figure 6 de l'article***). La longueur de la base du sel est alors de 46.1 km. Ce raccourcissement de 100 m environ correspond à un taux de raccourcissement de 0.2% à des vitesses identiques à celles trouvées pour la zone Ouest (0.02 à 0.05 mm/an).

Zone Centre-Est :

La zone Centre-Est (***coupe 5, figure 7 de l'article***), peu déformée, permet une mesure allant du pied de marge jusqu'à l'extrémité Nord de la coupe, soit une longueur de 71.00 km, révélant une mesure de 71.44 km. Ces 440 m de raccourcissement représentent 0.07mm de raccourcissement par an sur la durée du plio-quaternaire.

Zone Est :

La zone Est, lorsqu'on mesure à la base du sel, présente une longueur de 77.66 km sur une distance de 77.00 km. Cette valeur de 660 m est cependant surestimée car l'édifice volcanique déjà observé (Bouyahiaoui 2014) constitue une déformation du réflecteur pré-messinien, avec une élévation de près de 1.2 km au-dessus de sa profondeur moyenne dans cette section de la marge, conduisant à l'absence de dépôt de MU. A l'aplomb de cet édifice, nous pouvons substituer la mesure à la base du sel par une mesure au toit de la UU. Cette unité est bombée sur le toit du volcan, mais son épaisseur est uniforme. On peut donc supposer que son déplacement est dû au soulèvement causé par l'inversion. Le soulèvement viendra partiellement de la flexion, mais aussi de la faille proposée d'exister à cet emplacement.

Une mesure à la base du sel nous donnera un raccourcissement de 490m, alors qu'une mesure combinée entre base du sel et toit des UU nous donnera 350m. La première valeur correspond à un raccourcissement de 0.6%, avec une vitesse moyenne de 0.09mm/an dans l'hypothèse d'un raccourcissement commencé au Pliocène et de 0.3mm/an et dans l'hypothèse d'un raccourcissement depuis le quaternaire. La seconde valeur nous donne 0.5% de raccourcissement, avec des vitesses de 0.065mm/an et 0.2mm/an.
Bien que faible, l'impact du volcan semble donc bel et bien perceptible.

zone	longueur des segments au toit du socle (km)	raccourcissement minimal (m)	Pourcentage de raccourcissement	vitesse minimale pour un raccourcissement pliocène	vitesse minimale pour un raccourcissement quaternaire	type de raccourcissement
ouest	47.50	88	0.2%	0.02	0.05	flambage
centre-ouest	59.00	450	0.7%	0.08	0.25	flambage
centre	46.00	100	0.2%	0.02	0.05	flexion
centre-est	71.00	380	0.5%	0.07	0.2	flexion
est (fortement surestimé (ex : volcan)	75.00	490	0.6%	0.09	0.3	flambage et flexion
est (combiné avec UU top)	75.00	350	0.5%	0.065	0.2	flambage et flexion

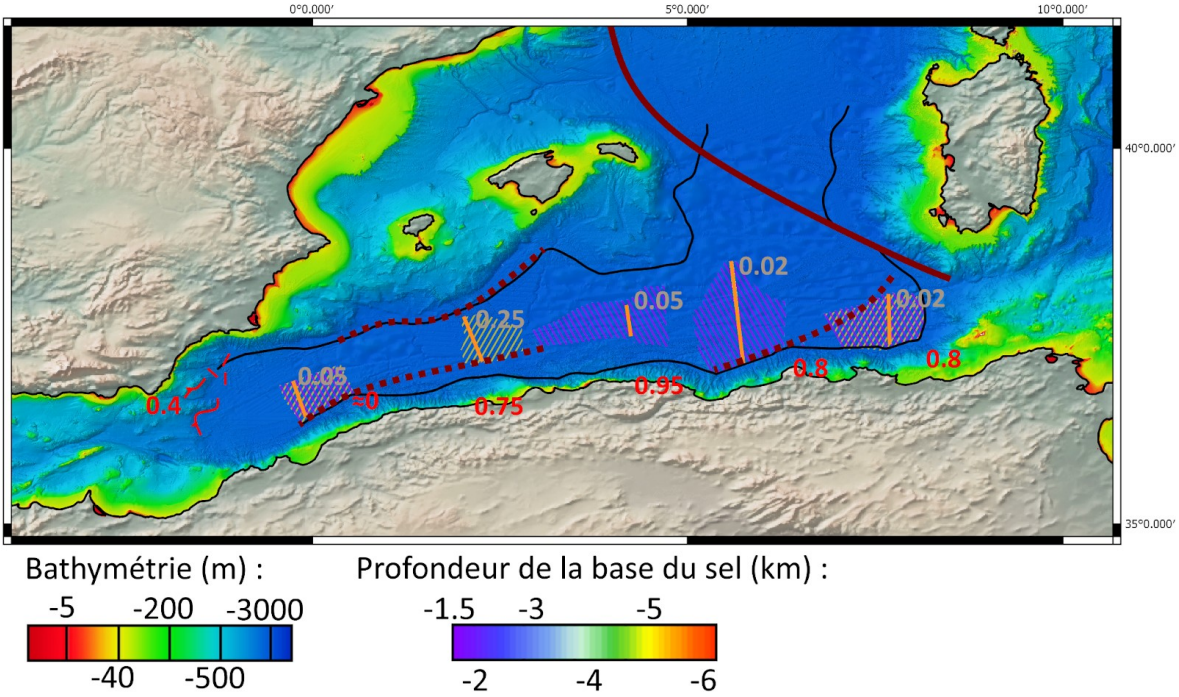
Tableau 5-1 : *longueurs, pourcentages et vitesses de raccourcissement pour chaque segment type le long de la marge Algérienne. La dernière colonne indique les types de déformation observées.*

Nous obtenons donc des pourcentages de raccourcissement allant de 0.2% à 0.7%. Les vitesses de raccourcissement varient entre 0.02mm/an à 0.3mm/an, non seulement en fonction de la zone considérée, mais aussi des incertitudes sur l'âge de début de l'inversion. Il est également possible que la vitesse de raccourcissement ait pu varier dans le temps, étant par exemple plus faible au Pliocène avant d'augmenter au Quaternaire, voire variant différemment dans les différentes régions. De plus, les valeurs seront affectées par le type de déformation, de par la géométrie d'une flexion (***Figure 4-3***). La mesure sera plus fiable lorsque la déformation est majoritairement due au flambage, tandis que les calculs de flexion sont limités par la longueur des coupes.
Ces vitesses constituent une fourchette de valeurs possible pour les différentes régions, et non des valeurs exactes.

Les vitesses de raccourcissement les plus faibles sont mesurées pour la zone Ouest, avec des valeurs de 0.02 à 0.05 mm/an dues au flambage. La mesure du raccourcissement lié à la DCF est similaire dans la zone Centre, la différence étant que la cette dernière montre d'autres structures de déformation, notamment d'importantes failles, couplées à des plissements dans les sédiments du pied de la marge.

Les zones Centre-Ouest, Centre-Est et Est voient leur taux de raccourcissement dû à la flexion varier de 0.5% à 0.7%, avec des vitesses de déformation environ trois fois supérieures aux deux autres

zones.
Ce raccourcissement (***Figure 5-1***), majoritairement dû à la flexion continue de 0.02 à 0.3 mm par an(sauf à l'Est où des failles sont présentes sur le segment mesuré), correspond, par comparaison avec un déplacement vers le Nord de 1 à 2 mm par an de la côte algérienne (Bougrine, Yelles-Chaouche, et Calais 2019), à entre 0.8% (zone Ouest) et 30% (zone Centre-Est) de la déformation accommodée le long de la marge algérienne. A l'échelle de la convergence Europe/Afrique dans son ensemble, avec sa valeur moyenne de 4 mm par an (Bougrine, Yelles-Chaouche, et Calais 2019), on reste sur 0.4 à 7.5% de la convergence.
Près de 95% du raccourcissement lié à la convergence Europe/Afrique est donc absorbé par des déformations au sud et au nord du bassin, dans les marges algérienne et ibéro-baléarique.



<u>Figure 5-1 :</u> *Synthèse des vitesses de raccourcissement par déformation élastique continue dans le bassin algérien. Les flèches noires représentent les vecteurs GPS en référence à l'Eurasie, d'après Bougrine et al. (2019) pour l'Algérie, Palano et al. (2015) et Koulali et al. (2017) pour l'Ibérie et les Baléares. Les chiffres en rouge représentent les raccourcissements dus à la déformation élastique continue dans le bassin algérien d'après les profils sismiques (traits rouges) convertis en profondeur (en mm/an). La valeur indiquée en Ibérie correspond à une vitesse de raccourcissement sur les derniers 7 à 8 Ma liée à une faille inverse majeure identifiée au pied de la marge espagnole (Giaconia et al., 2015). Cette carte ne prend pas en compte les raccourcissements liés aux failles actives de la marge algérienne. La bathymétrie (source EMODnet) et la profondeur du toit du sel sont également représentés.*

Chapitre 6: Discussion des résultats

6.1 Flexion et flambage

La flexion et le flambage correspondent à la réponse élastique, de la croûte ou de la lithosphère, à une contrainte donnée ***(Figure 6-1)***. Dans le cas présent, cette contrainte est horizontale et liée à la convergence entre les plaques Africaine et Eurasiatique.

D'après les modèles théoriques (**Figure 6-1**), notamment ceux présentés par Gerbault (2000) et Watts (2003), le ploiement peut s'observer à deux échelles. Des « oscillations » périodiques de courte longueur d'onde ou une seule « oscillation » (courbure unique vers le bas).
Dans les deux cas, lorsque la flexion de la lithosphère devient trop importante, des failles se forment au niveau des points d'inflexion.

Le cas d'un unique ploiement, nommé DCF (pour Downward Concave Flexure) dans cette analyse et classiquement trouvé dans les avant-pays des chaînes dans les contexte de collision, conduit à l'émergence d'une unique zone de fracturation à l'extrémité de ce ploiement. Les oscillations périodiques, ici nommées *buckling* ou flambage, peuvent éventuellement conduire à la mise en place de plusieurs failles dans le bassin, au niveau des points d'inflexion.
Il est supposé que l'un des accidents deviendra progressivement dominant, et constituera le point de départ de la subduction. Donc, à terme, les deux modèles d'évolution convergent vers l'émergence potentielle de subductions.

Ces modèles théoriques constituent la base de l'analyse, et sont donc à garder à l'esprit. Cependant, nous reviendrons en fin de discussion sur cette question pour voir comment ces modèles peuvent ou non se rapprocher d'exemples de terrain comme le bassin Algéro-baléarique et la marge algérienne.

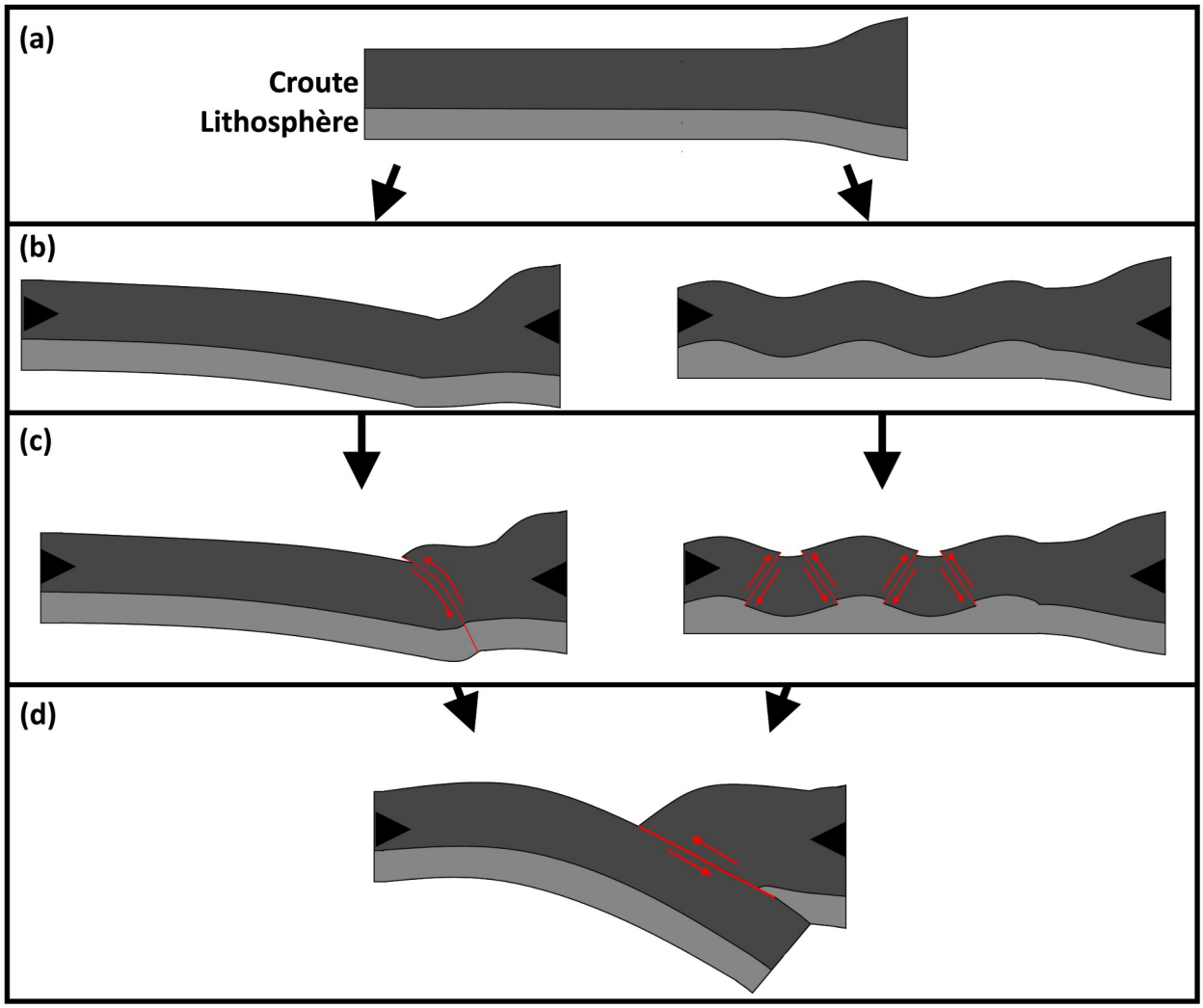
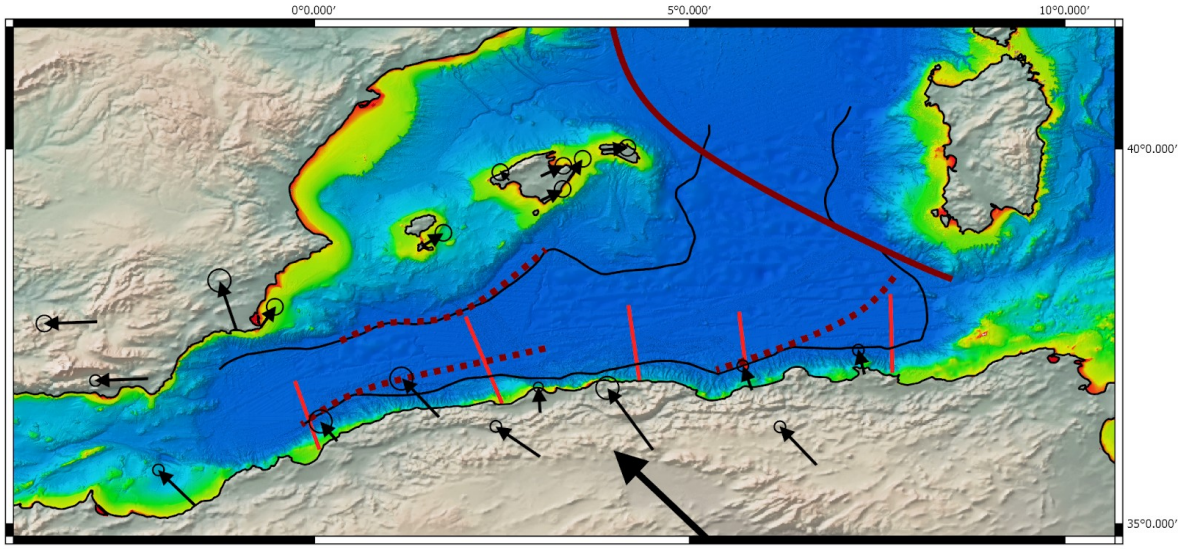


Figure 6-1 : ***(a)*** *représentation schématique d'une marge passive,* ***(b)*** *affectée par une flexion (à gauche) et un flambage (à droite) se développant à partir d'une lithosphère non déformée. L'action de la contrainte compressive provoque une déformation dans la croûte et/ou la lithosphère. Dans le cas de la flexion, la déformation se focalise sur un point unique, et le ploiement des structures se fait sur une grande longueur d'onde. Dans le cas du flambage, des oscillations à plus courte longueur d'onde se développent.* ***(c)*** *Lorsque la contrainte persiste et que la déformation se poursuit, elle aboutit à la formation de structures faillées dans le ou les points d'inflexion de la déformation.* ***(d)*** *Dans les deux cas, si le processus se poursuit il aboutira au développement d'une subduction.*

6.1.1 Taux de raccourcissement élastique et déformations régionales

Les évaluations de raccourcissement élastique fini, réalisées dans cette thèse, peuvent être comparées aux mesures disponibles dans le reste du bassin algéro-baléarique et de ses marges (***Figure 6-2***). Nous nous baserons pour ce faire sur des mesures en référence à l'Eurasie. Les données GPS en Algérie correspondent aux travaux de Bougrine et al. (2019), qui sont les plus récents et les plus complets concernant les évaluations de déformation instantanée en Algérie continentale.



L'étude de la marge algérienne

Figure 6-2 : *Carte présentant les déplacements GPS de la région (seul un nombre de points limité est utilisé par souci de lisibilité), ainsi que les lignes sismiques représentatives utilisées pour l'analyse de la flexion. La limite du domaine océanique dans le bassin algérien est représentée par un trait noir. La ligne rouge sombre correspond à la limite entre les blocs Corso/Sarde, Péloritain et Calabre, et les blocs Baléares, Kabyles et Alboran. Les pointillés rouge sombre marquent les STEP-faults du bassin Algéro-Baléarique.*

- Zone occidentale : A l'Ouest de l'Algérie (***Tableau T6-1***), la vitesse de raccourcissement (en référence à l'Eurasie stable) mesurée à la côte par, les stations GPS, est de 1 à 2 mm/an vers le N-NO. De l'autre côté du bassin algéro-baléarique, l'Andalousie présente un déplacement similaire, de 1 à moins de 2 mm/an en direction du nord. La direction des vecteurs change ensuite dans les Bétiques: elle est soit Ouest (à l'Ouest) ou Nord-Est (à l'Est). Ce résultat montre qu'aujourd'hui, le raccourcissement n'est que très faible dans le bassin et sur ses marges, ce qui est corroboré par le faible développement des failles le long de la côte algérienne ou la faible valeur du raccourcissement lié à la flexion, estimée à 0.02 mm/an sur un segment correspondant à près de la moitié de la largeur du bassin. On notera cependant l'existence du pli-faille actif d'Abubacer qui accommode un raccourcissement estimé à 0.4 mm/an depuis 7 à 8 millions d'années (Giaconia et al. 2015). Cette valeur reste compatible avec les estimations de convergence relative entre les mesures GPS depuis les côtes espagnoles et algériennes, compte tenu des incertitudes sur les vitesses (de l'ordre de 0.2 mm/an pour les stations GPS les plus anciennes, valeur à 1 sigma et à un niveau de confiance de 95%, voir Bougrine et al., 2019). En supposant que le pli-faille d'Abubacer s'étende plus à l'Est, il est possible qu'une part de la

déformation soit accommodée tout le long de ce segment de la marge des Bétiques, mais même dans cette hypothèse, le raccourcissement accommodé dans le bassin demeure limité, largement inférieur en tout cas à 1 mm/an.

Zone occidentale	secteur de Mostaganem
Déplacement côté algérien	2 à 1 mm/an vers le nord
Déplacement côté bétiques	2 à 1 mm/an vers le nord
Différence entre les deux	0 à 1 mm/an
Flexion mesurée du bassin algérien	0.02 à 0.05 mm/an
Pourcentage de raccourcissement accommodée par la flexion, basé sur l'hypothèse d'un raccourcissement de 0.5 mm de par an	4% à 10%

Tableau T 6-1 : *Calcul de la flexion et de la part moyenne du raccourcissement élastique dans le raccourcissement total du bassin pour la Zone occidentale.*

- Zone centrale : (***Tableau T6-2***) Plus à l'Est, les Baléares sont affectées par une combinaison de mouvements vers l'Est (Palano, González, et Fernández 2015), avec une vitesse de 1 à 2 mm/an, et vers le Nord (Koulali et al. 2011), avec une vitesse de l'ordre de 1 mm/an, relativement à l'Eurasie. Des valeurs de 1 mm/an vers le NE sont rapportées au Nord de Majorque, alors que des déplacements SO/NE sont proposés sur des stations au sud de l'île (Palano, González, et Fernández 2015). La vitesse des Baléares relativement à l'Eurasie est donc de l'ordre de 1 à 2 mm/an.
Côté algérien, les valeurs varient: la zone de Tipaza présente des vitesses relatives de convergence de 1 à 3 mm/an. Il y a donc environ 1 mm/an de vitesse de raccourcissement prise en compte dans le bassin. Selon mon analyse des profils de ce secteur, le taux de raccourcissement élastique continu représente de 0.08 à 0.25 mm/an, soit entre 8 et 25% de cette vitesse de raccourcissement estimée en mer.
On remarque que la coupe sismique au niveau de Tipaza représente la quasi-totalité de la largeur du bassin, et que le reste de la déformation serait donc lié à des déformations dans les marges. Des indices de déformation ont été relevés en surface le long de la marge ibérique (Maillard et Mauffret 2013; Acosta et al. 2013), mais aucune flexion notable du pied de marge n'y est observée (Auzende, Bonnin, et Olivet 1975; Maillard et Mauffret 2013). Par ailleurs, la sismicité instrumentale y est très faible comparée à celle de la marge algérienne (Nocquet 2012). On peut donc supposer que le reste de ce millimètre par an de raccourcissement est accommodé le long de la marge algérienne, entre autres par l'activité des failles observées sur la coupe sismique 2 (***Figure 6 de l'article***).

Plus à l'Est encore, le secteur de la Grande Kabylie absorbe une déformation similaire à la zone de Tipaza, à ceci près que le raccourcissement élastique mesuré dans le bassin est ici plus réduit, compris entre 0.02 et 0.05 mm/an. Cependant, cette mesure est effectuée sur un tiers de la largeur du bassin, puisqu'un plateau perturbe la sédimentation plus près de la marge et empêche la mesure. Seuls 2 à 5% du millimètre par an de raccourcissement absorbé dans le bassin sont donc accommodés par ce raccourcissement élastique. On notera que la coupe 3 (***Figure 6 de l'article***), au large de la Grande

Kabylie, présente d'importantes structures faillées dans sa marge, couplée à un début d'écaillage dans les épais dépôts sédimentaires du talus continental. Ces structures peuvent ainsi permettre d'accommoder le reste de la déformation. Cette observation implique que malgré l'accommodation dans le bassin d'un raccourcissement similaire, les deux tronçons de marge (Centre et Ouest-Centre) auraient un comportement différent, la marge centrale absorbant potentiellement plus de déformation cassante par les mouvements le long de ses failles ; une hypothèse que corrobore l'activité sismique (Figure 2-10) effectivement plus importante au large de Grande Kabylie que du banc de Khayr-Al-Din.

Zone centrale	Secteur centre-ouest (Tipaza)	Secteur centre (Grande Kabylie)
Déplacement côté algérien	3 à 1 mm/an vers le nord	3 mm/an vers le nord
Déplacement côté Baléares	1 à 2 mm/an	1 à 2 mm/an
Vitesse de raccourcissement du bassin algéro-baléarique	1 à 2 mm/an	1 à 2 mm/an
Flexion mesurée du bassin algérien	0.08 à 0.25 mm/an	0.02 à 0.05 mm/an
Pourcentage de la convergence accommodé par le raccourcissement élastique	8% à 25%	2% à 5%

Tableau T6-2 : *Calcul de la flexion et de la part moyenne du raccourcissement élastique dans le raccourcissement total du bassin pour la Zone Centrale.*

- Zone orientale : Le secteur de Jijel (***Tableau T6-3***) correspond à la jonction des bassins algéro-baléarique et liguro-provençal. Comme indiqué ci-dessus, les Baléares se déplacent vers l'Est à la vitesse de 1 mm/an, relativement à l'Eurasie, tandis que l'Algérie "remonte" vers le nord à une vitesse de 1 à 1,5 mm/an. On notera que la flexion importante de cette partie du bassin se fait ici sur une très grande distance, et que des failles actives sont bien visibles au pied de marge (Arab, Rabineau, et al. 2016; Arab, Belhai, et al. 2016) (***Figure 7 de l'article, Coupe 5***).
Concernant la marge Est-Algérienne (secteur d'Annaba), les données à terre indiquent un déplacement de 1mm/an côté algérien, tandis que la Sardaigne reste globalement immobile dans le contexte d'une Eurasie fixe, avec peut-être un déplacement inférieur à 0.5 mm/an en direction du nord-ouest.
La convergence accommodée dans cette section du bassin est donc voisine de 1 mm/an.
La déformation élastique permet d'en accommoder 0.07 à 0.2 mm/an, soit de 7 à 20% du raccourcissement total sur la distance de mesure, soit environ la moitié de la largeur du bassin à cet endroit, même si la forme triangulaire complique l'estimation.
Cette valeur est potentiellement surestimée puisque des indices de failles sont observés dans le bassin (***Figure 8 de l'article***).
Le reste de la déformation peut être accommodé le long des marges, notamment par les structures faillées imagées le long de la marge algérienne.

Zone orientale	Secteur centre-est (Jijel)	Secteur est (Annaba)
Déplacement côté algérien	1 mm/an vers le nord	1 mm/an vers le nord
Déplacement côté Baléares ou Sardaigne	1mm/an vers l'est	Fixe en référentiel Eurasie
Vitesse de raccourcissement du bassin algéro-baléarique	1 mm/an minimum	1mm/an
Flexion mesurée du bassin algérien	0.07 à 0.2 mm/an	0.07 à 0.2 mm/an
pourcentage de la convergence accommodé par le raccourcissement élastique	7% à 20%	7% à 20%

Tableau T6-3 : *Calcul de la flexion et de la part moyenne du raccourcissement élastique dans le raccourcissement total du bassin pour la Zone orientale.*

Avant de conclure, si nous ne pouvons estimer correctement la flexion, de part l'étendue limitée de nos sections sismiques, il est à noter que les valeurs de demi-longueur d'onde de la flexion, que nous proposons, et qui peuvent atteindre près de 150 km dans les bassins les plus larges et tout de même près de 53km dans le bassin Est, rejoignent, dans une certaine mesure, les résultats de Muñoz-Martín et al. (2010). En effet, les auteurs, en cherchant à identifier les longueurs d'onde des oscillations visibles dans les données gravimétriques, identifient plusieurs longueurs d'onde de déformation particulièrement représentées en milieu océanique, dont des valeurs de 150 et 300 km, qui correspondent plus ou moins à la longueur d'onde totale estimable par nos résultats. Les auteurs pointent également l'existence dans le bassin algérien d'un ensemble d'anomalies gravimétriques, avec un alignement d'anomalies négatives au pied de la marge algérienne et une anomalie positive dans le centre du bassin. La marge baléare ne présente elle pas de valeurs négatives marquées.

Le fait que l'oscillation se fasse sur des valeurs de près de 150 à 300 km, expliquerait pourquoi on observe une flexion des horizons le long de la marge algérienne, mais pas le long de la marge baléares. L'étroitesse du bassin par rapport à la longueur d'onde de flexion ne permet de développer le ploiement que d'un seul côté, et si le basculement des horizons a déjà commencé au Sud, la capacité de flexion limitée de la lithosphère complique le développement d'une autre flexion au Nord.

Résumé sur la flexion:

La convergence entre l'Eurasie et l'Afrique induit un raccourcissement (***Tableau T6-4***) à une vitesse de 4 à 5 mm/an en Algérie. La part de cette convergence accommodée dans le bassin Algérien est variable d'Est en Ouest. Les valeurs les plus fortes sont observées entre le banc de Khayr-Al-Din et la Grande Kabylie, de Tipaza à Béjaïa, avec entre 1 et 2 mm/an de taux de raccourcissement. La zone orientale enregistre des taux de raccourcissement de 1 mm/an, tout comme la zone occidentale, et probablement aussi la zone centrale, bien que dans le cas de cette dernière, le mouvement relatif non négligeable des Baléares vers l'Est complique l'estimation. Nous estimons que de 4 à 20% de ce raccourcissement est imputable à de la déformation continue par flexion de la plaque océanique, avec les plus forts pourcentages observés le long des marges Centre-Ouest, Centre-Est et Est, tandis que le plus faible est observé le long de la zone centrale.
De par l'absence de déformations importantes au sud des Baléares, on peut donc émettre l'hypothèse que le reste du raccourcissement est majoritairement absorbé par les failles identifiées dans la marge algérienne et sur ses bordures.

Secteur	ouest	centre-ouest	centre	centre-est	est
Évaluation du raccourcissement total sous-marin (annuel)	1 mm	1 à 2 mm	1 à 2 mm	1 mm minimum	1 mm
Part de déformation (raccourcissement) continu par flexion	4% à 10%	8% à 25%	2% à 5%	7% à 20%	7% à 20%

Tableau T6-4 : *Synthèse des valeurs de raccourcissement par région et de la part du raccourcissement total que cela représente.*

6.1.2 Flexion et flambage: répartition

Nous avons déjà décrit la répartition de la flexion et du flambage le long de la marge algérienne. Cependant, nous n'avons pas discuté cette répartition, pas plus que nous n'avons cherché à l'expliquer. Cela sera détaillé ici (***Figure 6-2***).

D'un point de vue géométrique, nous avons représenté cartographiquement les changements de profondeur de plusieurs marqueurs stratigraphiques, et du toit du socle dans le bassin algérien (voir chapitre précédent). De façon à faciliter la discussion sur les facteurs expliquant les variations

géométriques de ces marqueurs, j'ai représenté sur le ***Figure 6.3*** les profils les plus caractéristiques des surfaces-marqueurs par secteur de marge.

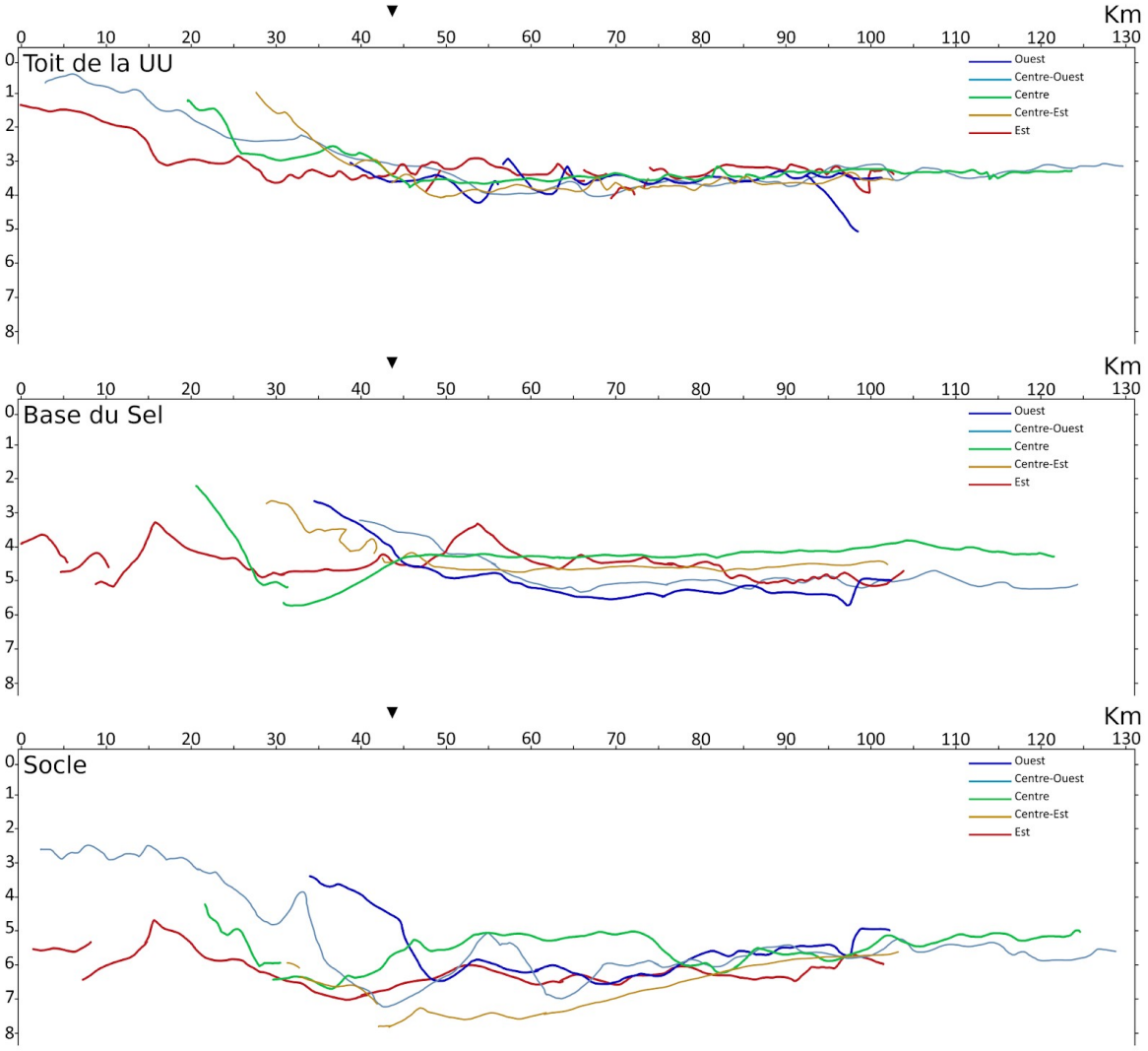


Figure 6-3 : *Horizons du Toit du Socle (haut), de la Base du Sel (milieu) et du toit du Socle (bas) des lignes sismiques types de chaque zone (lignes 1 à 6 de l'article). Les graduations sont en kilomètres, avec une exagération verticale de x4. Les profils ont été alignés sur la transition océan/continent, matérialisée par une flèche noire.*
On remarquera que la flexion des horizons est moins marquée sur la marge Ouest et presque inexistante sur la marge Centre-Ouest.
Inversement, les marges Est et Centre-Est présentent la flexion la plus marquée. Les sections représentatives des zones Centre, Centre-Est et Est permettent d'observer les décrochements liés aux failles dans la marge.

Plusieurs facteurs peuvent influencer la réponse mécanique de la lithosphère océanique soumise à des contraintes compressives. On peut penser notamment à:

1. l'épaisseur élastique de la lithosphère, déterminée au premier ordre par son âge thermique (Burov et Diament 1995) : plus l'épaisseur élastique est importante, plus la longueur d'onde du flambage et de la flexion augmente (Bull, Martinod, et Davy 1992; Burov et Diament 1995; Gerbault et al. 1999; Burov 2011);
2. des hétérogénéités structurales ou de composition, même si la lithosphère océanique est considérée comme relativement homogène comparée à la lithosphère continentale (Gerbault et al. 1999; Kim et al. 2018) ;
3. la dimension du domaine océanique entre les marges (largeur du bassin) ;
4. la structure (géométrie, morphologie) des marges bordant le domaine océanique.

L'épaisseur élastique (Te) de la lithosphère océanique algérienne a été évaluée entre 3 et 7 km par Hamai et al (2015) à partir des anomalies gravimétriques. Ces auteurs n'ont pas relevé de tendance systématique des variations de Te le long de la marge, mais le profil le plus à l'Ouest donne une valeur deux fois plus faible que pour les autres (3 km au lieu de 6 à 7 km). Ces valeurs restent faibles pour une lithosphère océanique supposée être plus jeune que 20 Ma (Watts et Burov 2003). Les modèles cinématiques sont encore mal contraints (Mauffret et al. 2004; Schettino et Turco 2006), si bien qu'il est difficile de dater précisément l'âge du plancher océanique et ainsi de prendre en compte des variations d'âge thermique qui pourraient jouer un rôle dans ces variations de propriétés mécaniques de la lithosphère océanique le long de la marge. On peut simplement supposer que le bassin oriental algérien est le plus ancien et a pu se former entre 15 et 12 Ma environ, selon Haidar et al. (soumis), ce qui correspond justement aux longueurs d'onde de flexion les plus grandes, relevées par l'analyse de nos profils. Cependant, comme noté par Hamai et al. (2015), les profils sismiques dont j'ai disposé sont de longueur limitée (200 km au maximum) et ne traversent pas tout le bassin, de sorte que nous ne pouvons reproduire que la composante de courte longueur d'onde de la flexion de la plaque, près de la limite de la plaque Afrique-Eurasie. Par conséquent, ces faibles valeurs de Te sont très probablement sous-estimées. Enfin, comme remarqué aussi par Hamai et al. (2015), ces faibles valeurs peuvent également refléter un affaiblissement local de la croûte, par des hétérogénéités structurales ou de composition, ou par des effets thermiques liés par exemple à la déchirure du slab téthysien vers l'Ouest (D. J. J. van Hinsbergen, Vissers, et Spakman 2014; Chazot et al. 2017). Nous avons notamment évoqué le rôle probable du magmatisme dans le bassin oriental (secteur d'Annaba et de Jijel), par exemple au niveau de la ride de Hannibal. Il est donc pour l'instant difficile de conclure sur les rôles respectifs précis de l'âge thermique et des structures héritées sur les différences de réponse mécanique de la lithosphère océanique. Il est probable que ces deux paramètres jouent un rôle significatif.

La géométrie de la marge algérienne pourrait aussi jouer un rôle dans les variations de réponse mécanique, puisque les trois segments présentent des morphologies différentes (***Figure 6-2***). Par exemple, Piqué et al. (1998) ont proposé que la grande Kabylie joue le rôle d'un poinçon qui "indente"

la plaque au nord (“poinçon Maghrébin”), tandis qu’un échappement latéral se produirait sur ses bordures.

Néanmoins, on remarque que la marge occidentale est une marge abrupte en STEP-fault, donc la structure subverticale pourrait en quelque sorte transférer la déformation au Sud et au Nord. Les marges Centre et Centre-Ouest sont composées de blocs redressés, mais là où ceux-ci dominent les structures de la marge Centre-Ouest, ils sont recouverts par une importante couverture sédimentaire sur la marge Centre. Les travaux sur les marges Baléares (Driussi, Briais, et Maillard 2015) et Algérienne (Medaouri 2014) ont pu démontrer que l’ouverture de certaines parties du bassin Algéro-Baléarique s’est faite en Est-Ouest, à la faveur de failles transformantes, créant soit des discontinuités dans le bassin (ex : marges des zones Centres et Est), soit des marges en STEP-fault (marges des zones ouest et Centre-Ouest, mais également Centre-Est, voir Van Hinsbergen et al., 2014, 2020).

Les zones Ouest et Centre-Ouest présentent un raccourcissement élastique similaire, dominé par le flambage. Cependant, la marge centrale, elle, montre surtout une flexion de l’ensemble du bassin en direction du Sud. La corrélation entre les step-faults et la répartition flambage/flexion est imparfaite.

On peut aussi remarquer que le flambage est observé sur les limites Est et Ouest du bassin, mais cette explication n’est pas complètement satisfaisante. En effet, à l’Est, le flambage est attesté sur moins de 100 km de long, alors qu’à l’Ouest, il s’étend sur les secteurs Ouest et Centre-Ouest, soit sur plus de 350 km. De plus, les limites de la zone d'étude ne sont pas identiques: la zone orientale correspond effectivement à la bordure du bassin, alors que la zone occidentale inclut la jonction entre les bassins Algérien et d’Alboran.

Cependant, il faut noter une caractéristique commune aux deux zones: la largeur du bassin. Si on met en parallèle les demi-longueurs de flexion et de flambage le long de la marge et la largeur totale du bassin algéro-baléarique dans la direction de convergence, on remarque (***Tableau 6-5***) qu’il existe une certaine relation entre flambage et flexion.
Ainsi le flambage a une demi-longueur d’onde moyenne d’autant plus importante que le bassin est étroit :

1. le flambage n’est pas observé dans les bassins larges du Centre et du Centre-Est dont la largeur dépasse 130 km;
2. la marge Centre-Ouest correspond à un bassin de seulement 100 km de large, et on n’y observe aucune flexion, mais la demi-longueur d’onde du flambage y est la plus importante, avec 17.5km.
3. une réponse en flexion faible à très faible est observée sur la marge occidentale, même si cette observation reste discutable puisque cette partie du bassin s’est ouverte très récemment ; on y observe une flexion de 53 km de demi-longueur d’onde, et un flambage de 17.5 km de demi-longueur d’onde.
4. le bassin oriental est un cas particulier: la marge algérienne a une orientation globalement Est/Ouest, tandis que la marge Sud de la Sardaigne, d’orientation Nord-Ouest/Sud-Est, et affectée par la Zone de Fracture Nord-Baléarique, bifurque en Nord-Sud à l’Ouest de la zone, donnant au bassin une forme triangulaire. La largeur de cette partie du bassin est d’environ

110 km sur la limite Est de la zone, puis augmente en direction du bassin Centre-Est. On y observe une flexion de 60 km de demi-longueur, ainsi qu'un flambage de 12.5 km de demi-longueur.

	Demi-longueur d'onde de flambage (km)	**Demi-longueur d'onde de flexion (km)**	**Largeur du bassin dans la direction de convergence (km)**
zone centre-est	N.O.	150-170	>175
zone centre	N.O.	43-90	130-200
zone est	12.5	60	>110
zone ouest	17.5	53	110
zone centre-ouest	23	N.O.	100

Tableau T6-5 : *Comparaison entre la largeur du bassin dans la direction de convergence et les demi-longueur d'onde de flexion et de flambage.*

Le critère de la largeur du bassin semble donc être celui qui se corrèle le mieux avec le développement de la flexion et du flambage, même si d'autres paramètres qualifiés de "locaux" peuvent également jouer un rôle.
C'est notamment le cas de la zone orientale qui est affectée par un important volcanisme (massifs de Collo et du cap de Fer à terre, voir Abbassene et al., 2016 et Chazot et al., 2017) et par la rupture du slab téthysien, suite à la collision entre la Petite Kabylie et la marge africaine au Miocène. Comme nous l'avons déjà évoqué dans l'article (section 5.1 du manuscrit), ces structures se corrèlent avec le flambage et les failles du bassin. Une telle corrélation n'est pas observée sur les autres zones affectées par le flambage.

6.1.3 Comparaison avec le cas de la mer du Japon

Nous avons déjà présenté la mer du Japon au début de ce manuscrit. Nous nous sommes intéressés à ses grandes caractéristiques, et notamment aux structures d'inversion observées. La question est donc de savoir en quoi la mer du Japon est comparable au bassin algérien. La réponse courte est que ce n'est pas avec le bassin algérien lui-même que la mer du Japon peut être comparée.

Comme cela a déjà été présenté, la mer du Japon est constituée de plusieurs bassins : le bassin du Japon au nord, séparé des deux autres par le haut du Yamato, le bassin de Tsushima, au large de la Corée du sud, et le bassin du Yamato, à l'est, parallèle aux côtes du Japon. Ces deux derniers sont séparés par le banc d'Oki (***Figure 6-4***).
Le banc d'Oki et le haut du Yamato n'émergent pas, mais néanmoins ils sont composés de croûte continentale. On a donc une mer large de près de 700 km (dans l'axe de son ouverture), mais les observations disponibles se trouvent essentiellement sur les bassins du Yamato et de Tsushima. Les largeurs respectives de ceux-ci dans l'axe de la convergence, sont d'environ 240 km pour le bassin du Yamato (110 à 200 km de largeur réelle, mais le bassin est incliné par rapport à la convergence), et un moins clair 160 à 210 km pour le bassin de Tsushima, dont la limite au niveau du banc d'Oki est difficile à définir dans la bathymétrie.

Cette structure en bassins séparés par des fragments de croûte continentale n'est pas sans rappeler la structure de la Méditerranée occidentale. Dans l'axe de l'ouverture, la largeur de cette dernière avoisine d'ailleurs les 700 km. Le véritable équivalent des études menées sur la mer du Japon, serait plutôt l'ensemble celles effectuées sur les bassins ouest-méditerranéens. Les véritables analogues au bassin algéro-baléariques, seraient donc les bassins de Tsushima et du Yamato.

Le bassin du Yamato présente une marge étirée, affectée par des failles dans le pied de marge (Sato et al., 2014). Les épaisseurs sédimentaires sur la marge demeurent modérées, en dehors de bassins créés par les failles qui permettent le soulèvement de blocs. Le bassin lui-même ne présente pas de flexion marquée. Cette structure rappelle celle de la marge Centre-Ouest algérienne, si ce n'est que celle-ci a été partiellement ouverte en STEP-fault, expliquant sans doute une morphologie plus abrupte.

L'épaisseur cassante de la croûte est estimée à 4-5 km par les auteurs qui évoquent également des ondulations du toit du socle, mais ne les discutent pas (Sato 1994). S'il s'agit, au moins pour une partie, de flambage, on se base sur l'hypothèse d'une longueur d'onde de flexion équivalente à 7 fois l'épaisseur de la couche cassante de la croûte (Bull, Martinod, et Davy 1992), alors on devrait s'attendre à une longueur d'onde de flexion de l'ordre de 30 km, assez voisine de celle de la marge algérienne. Cela correspond à l'espacement proposé par les auteurs entre les failles, mais est plus difficile à corréler avec les ondulations du toit du socle sur les images présentées, puisque celles-ci ne sont que mentionnées.

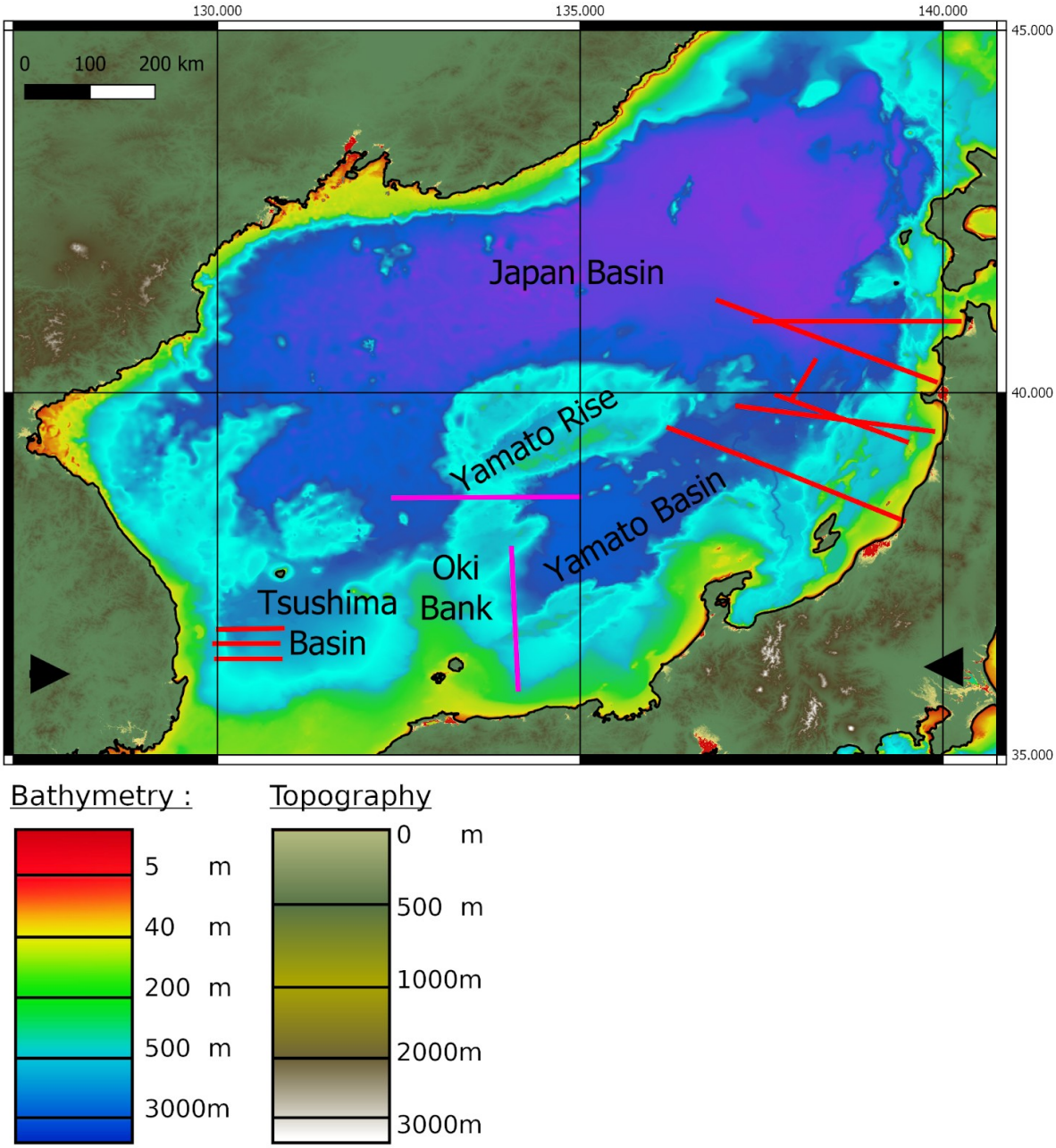


Figure 6-4 : *Carte de la mer du Japon. Les lignes rouges identifient les lignes sismiques pénétrantes publiées prises en compte dans cette analyse, les lignes violettes des lignes sismique à faible pénétration publiées et prise en compte dans cette analyse. Les flèches indiques la direction de la contrainte compressive d'après Sato (1994).*

Le bassin de Tsushima, lui, a été étudié plus en détail sous l'angle de l'inversion causée par la convergence. Kim et al. (2018) y ont identifié un *buckling* dont la demi-longueur d'onde est d'environ 30 à 40 km. L'ordre de grandeur est similaire à ce qui a été proposé ici pour les marges Ouest et Centre-Ouest de l'Algérie. Cependant, ce bassin a une largeur de 200 km environ, soit près du double de celle du bassin ouest-algérien. Cela semblerait suggérer que la largeur du bassin n'est pas déterminante, contrairement à ce que laissait conclure les valeurs mesurées en Algérie.

Les résultats obtenus dans le bassin de Tsushima ne se corrèlent pas avec les observations faites le long de la marge algérienne, tout au moins vis-à-vis du flambage. En effet, malgré sa largeur supérieure à celle du bassin algérien, le bassin de Tsushima a développé un flambage important, ce qui pourrait suggérer que celui-ci se développe plus facilement en bordure de bassin. Il est difficile de conclure, puisque les résultats sur le bassin du Yamato ne montrent pas que la largeur est le paramètre déterminant pour induire le flambage.

Finalement, le principal enseignement fourni par le bassin de Tsushima, et dans une moindre mesure par le bassin du Yamato, est que le développement du flambage ("buckling") ne se corrèle pas avec la largeur du bassin, contrairement aux observations faites dans le bassin algéro-baléarique. La corrélation avec la bordure du bassin ne peut être totalement exclue. Le bassin de Tsushima est étroit, et les observations dans le bassin Algérien sont faites dans les zones périphériques. Plus d'études se focalisant sur la longueur d'onde de la ou des déformation(s) élastique(s) de la croûte dans ces bassins seraient cependant requises pour pouvoir réellement affirmer ou infirmer ce qui semble transparaître au large de l'Algérie.

6.1.4 Flexion crustale ou lithosphérique ?

Nous avons fournis ici des mesures de la flexion et du flambage observés le long de la marge algérienne.
Une question demeure cependant quand à la nature crustale ou lithosphérique de cette flexion.
Ces deux possibilités existent (ex :Stein, Cloetingh, et Wortel 1989; Kim et al. 2018), et il est acquis que la longueur d'onde d'un plissement (folding ou buckling) équivaut à approximativement 7 fois l'épaisseur de la couche cassante (Bull, Martinod, et Davy 1992). Dans le cas présent, cette épaisseur serait donc d'environ 4 à 5 km. Cette valeur correspond à l'épaisseur de la couche cassante, qui a été estimée à 3-4 km, sur la base de la sismique grand-angle à l'Ouest du bassin algérien par Badji et al. (2015), et à 5-6 km au large de Tipaza, par Leprêtre et al. (2013). On peut donc supposer que le buckling observé ici correspond essentiellement à la réponse élastique de la croûte. Une observation similaire a été faite au niveau du bassin de Tsushima (Kim et al. 2018), mais pour des épaisseurs sensiblement plus grandes.

Pour ce qui est de la DCF, sa demi-longueur d'onde minimale oscille entre 53 et 170 km, ce qui donnerait une épaisseur cassante comprise entre 15 et 45 km.

Les deux modes de déformation observés correspondraient donc d'une part à du flambage crustal, et d'autre part à la flexion par courbure de la lithosphère océanique (DCF).

Ce second résultat est conforté par le fait que des oscillations longueur d'onde équivalentes à celles de notre flexion ont déjà été attribuées au ploiement de la lithosphère (Muñoz-Martín et al. 2010).

6.1.5 Conclusions sur la flexion

En conclusion (***Figure 6-5***), la déformation continue dans le bassin algéro-baléarique, bien que ne représentant qu'une faible part de la déformation totale, est révélatrice du processus d'inversion de la marge algérienne. J'ai pu mettre en évidence deux types de déformation continue:

1. celle de courte longueur d'onde, ici identifiée comme du flambage de la croûte océanique, est corrélée à la présence de bassins étroits (largeur inférieure ou égale à 110 km environ), mais absorbe une part très faible de la convergence;
2. celle de plus grande longueur d'onde, correspondant à une flexion de la lithosphère océanique au contact de la marge continentale algérienne, se développe préférentiellement dans les bassins larges (largeur supérieure ou égale à 110 km). Seule la partie sud du bassin semble être affectée par une flexion marquée, en bon accord avec les observations initiales de Auzende et al. (1975). De plus, la longueur d'onde du flambage augmente avec la largeur du bassin.

Il est également possible que le développement du flambage puisse être favorisé par la proximité de bordure du bassin.

Plus généralement, l'accommodation de la déformation par raccourcissement dans le bassin semble varier en fonction de la largeur de celui-ci dans l'axe de la convergence, avec des bassins étroits présentant une plus grande part d'accommodation par raccourcissement élastique, tandis que les bassins plus larges correspondent aux parties de la marge continentale algérienne, affectées par des failles actives bien développées à la transition continent-océan. Le bassin oriental, le plus large, correspond à celui présentant la flexion la plus importante tant en amplitude qu'en longueur d'onde.

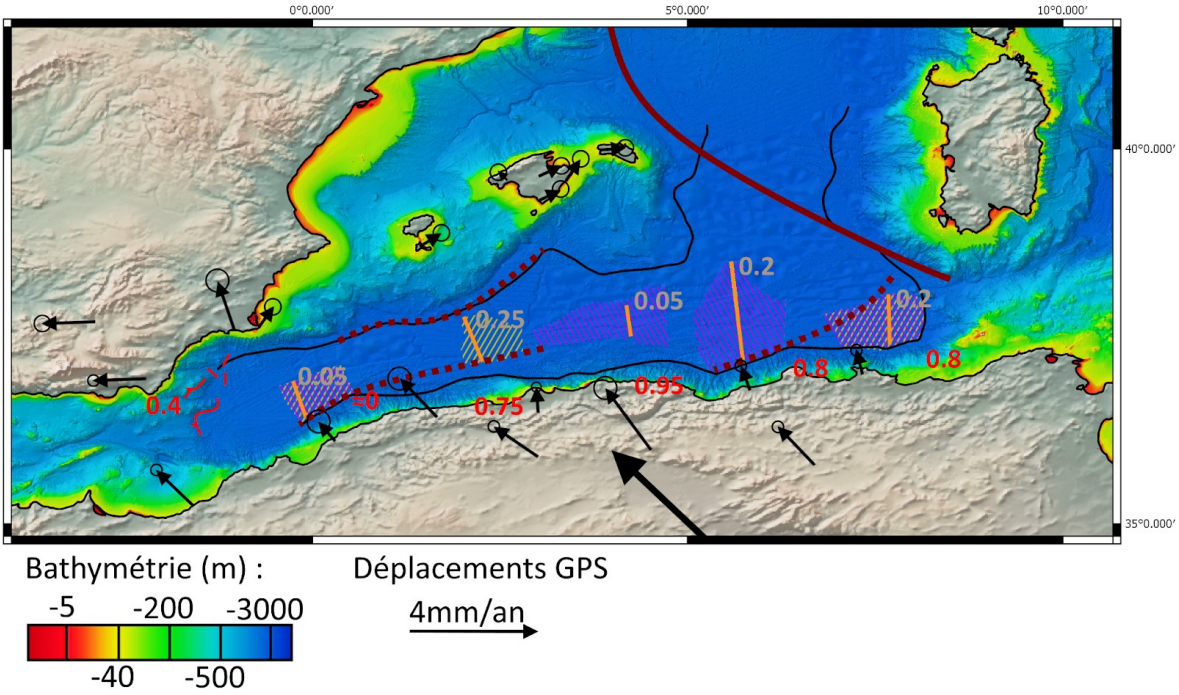


Figure 6-5 *: Synthèse des déformations liées à la flexion élastique et des vitesses dites "résiduelles" (différentiel des vitesses GPS entre les côtes européennes et la côte algérienne).*
Les chiffres en marron clair correspondent aux taux de raccourcissement "élastique" (par flexion et/ou flambage de la lithosphère océanique) et sont associés aux segments correspondants. La limite du domaine océanique dans le bassin algérien est représentée par un trait noir. Les hachures violettes correspondent aux zones affectées par la flexion. Les hachures jaunes correspondent aux zones où le flambage a été observé. Les chiffres rouges le long de la marge algérienne indiquent la part du raccourcissement (en mm/an) non accommodée dans la zone du bassin observée, et donc probablement en partie absorbée par la déformation de la marge et ses failles. Au sud de l'Ibérie, la faille identifiée par Giaconia et al. (2015) avec une vitesse de raccourcissement estimée à 0.4 mm/an est affichée avec la même légende. La ligne rouge sombre correspond à la limite entre les blocs Corso/Sarde, Péloritain et Calabre, et les blocs Baléares, Kabyles et Alboran. Les pointillés rouge sombres marquent les STEP-faults du bassin Algéro-Baléarique (Badji et al., 2015 ; de Lis Mancilla et al. 2018).

6.2 Failles

6.2.1 Segmentation longitudinale des systèmes faillés

Le schéma d'organisation des failles que nous proposons ici (***Figure 6-6***) n'est bien évidemment pas le premier modèle proposé pour la marge algérienne, ou le bassin Algéro-Baléarique.
Ici nous allons nous efforcer d'analyser les modèles précédents et discuter de ce en quoi ils diffèrent des interprétations précédentes.

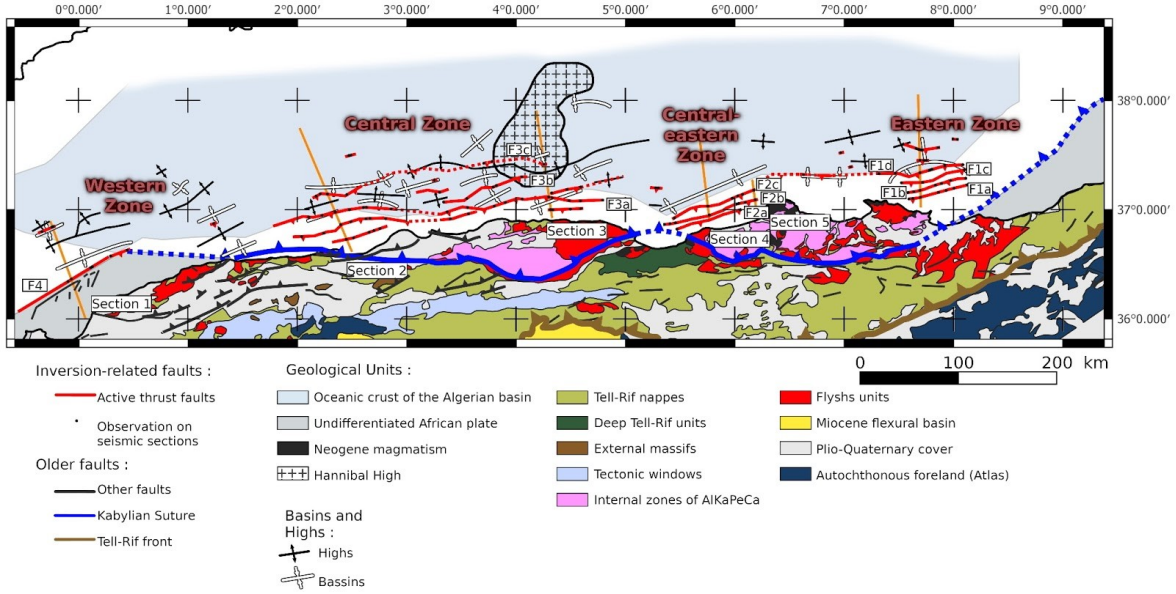


Figure 6-6 : *Figure 11 de l'article, repostée ici pour favoriser la comparaison avec les autres cartes des failles de la marge algérienne qui seront discutées ici.*

Parmi les principaux modèles, nous nous intéresserons notamment aux modèles de Mauffret (2007) (***Figure 6-7***).

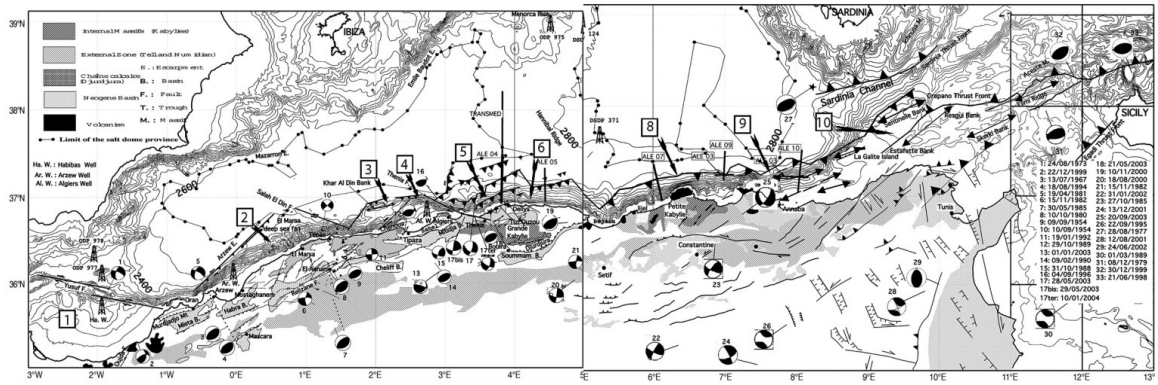


Figure 6.7 : Carte structurale de la marge Algérienne. D'après Mauffret (2007).

L'interprétation fournie par Mauffret (2007) présente déjà certains des résultats mis en avant par les travaux postérieurs, mais se retrouve limitée par la faible quantité des données interprétées.

Pour la zone Ouest, cette étude confirme l'idée d'un unique accident, mais ne permet pas de discuter sa corrélation avec le reste des failles de la marge.

Les marges Centre et Centre-Ouest présentent des différences notables.
Suivant l'interprétation de Mauffret et al. (2007) le banc de Khayr-Al-Din correspondait à une avancée du continent, portée par des failles vers l'intérieur du bassin, dont il était séparé par une unique faille en pied de marge. Les résultats obtenus grâce aux campagnes sismiques plus récentes mettent en lumière la présence de blocs soulevés dans la marge, associés à plusieurs failles identifiables. Les failles identifiables seulement faiblement sont en fait justement celles du pied de la marge. Aucun indice de déplacement latéral n'a été mis en évidence ici. Inversement, même s'il s'agit possiblement de relais de failles, tout au moins proches de la surface, les failles des marges Centre et Centre-Ouest s'organisent en une série de faisceaux s'étirant sur toute la longueur de la marge..
Les interprétations proposées sur la marge Centre, justement, sont similaires dans leur positionnement à celles proposées dans cette thèse.

Les marges Est et Centre-Est en revanche, se voient proposer un unique accident situé en pied de marge (Mauffret 2007).
Cela ne correspond pas aux observations permises par les profils sismiques utilisés ici. Si une lacune dans les données, entre Collo et Cap de Fer, rend la discussion de la continuité des structures difficile, les profils imagent clairement d'importantes séries de failles.
Trois failles sur la marge de Jijel, et plus encore dans le secteur d'Annaba, du fait que celui-ci voit la déformation se propager dans le bassin.

Au final, si la présence d'un front de convergence de Jijel à Annaba semble confirmé, l'image

d’un accident unique et relativement continu, sur une importante longueur, n’est pas supportée ici. La géométrie du raccourcissement faillé est plus complexe et présente une importante variabilité latérale.

Plus généralement, la principale question soulevée par cette interprétation concerne l’existence d’un accident continu tout au long de la marge algérienne. Même le jeu de données plus vaste utilisé ici ne permet pas d’affirmer, et des zones comme la transition entre les marges Centre et Centre-Est ou Ouest et Centre-Ouest demeurent peu ou pas imagées, et, au vu de l’écartement entre les orientations et les géométrie des systèmes de failles, il est difficile de valider cette idée d’une unique structure faillée s’étendant le long toute la marge. Cela est d'ailleurs supporté par les magnitudes des séismes qui demeurent limitées, comme nous l’avons évoqué dans l’article, et en reparlerons plus en détail un peu plus bas.

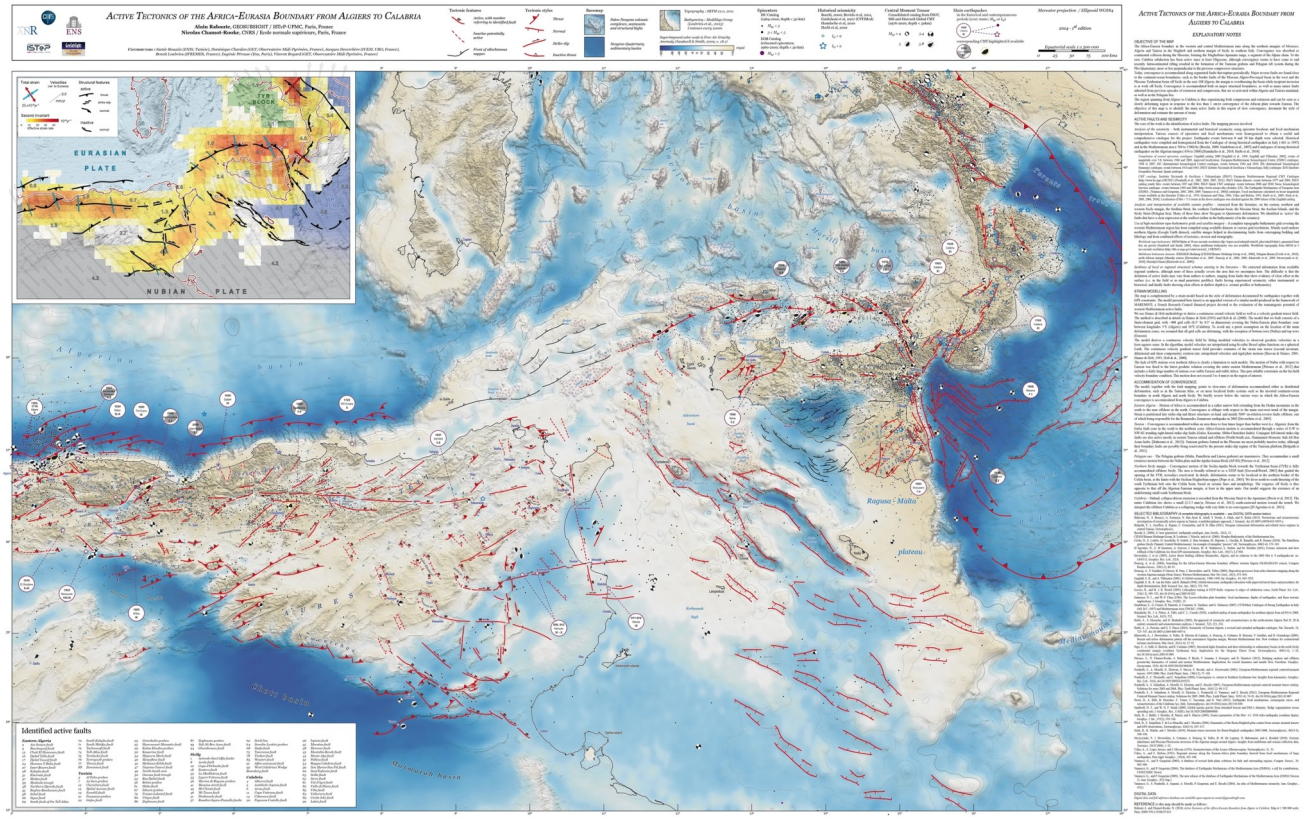


Figure 6-8 : *Localisation des failles (lignes rouges) dans les zones Centre et Centre-Est d’après Rabaute et Chamot-Rooke (2014)*

Un autre modèle significatif est celui de Rabaute et Chamot-Rooke (2014) (***Figure 6-8***). Ce modèle ne concerne que les zone Centre, Centre Est et Est de la marge algérienne. Il en propose une vision très segmentée des failles, qui pourrait plus difficilement expliquer les séismes à forte magnitude qui affectent la région, sauf sur la marge centrale où de longues structures sont proposées.

On notera cependant que l'interprétation de Rabaute et Chamot-Rooke reste, en dehors de quelques segments comme la marge centrale, consistantes, proposant partout, à terre comme en mer, ces enchaînements de courts segments de failles.

Cette interprétation diverge de notre propre proposition dans les secteurs de Jijel et d'Annaba.

Dans le secteur de Jijel, la zone Centre-Est, les lignes sismiques étudiées, dont deux sont présentées dans l'article (Figure 7 de l'article, section 5.1) permettent d'établir la présence de 3 failles dont l'orientation suit le pied de marge, sans qu'aucun élément ne permette d'argumenter en faveur de leur segmentation latérale. Sur cette même zone, Rabaute et Chamot-Rooke (2014) présente un relais de courtes failles, orienté en est-ouest, et qui ne suivent donc pas le pied de marge. Les lignes sismiques étudiées dans le cadre de cette thèse ne permettent pas de mettre en évidence cette structure.

Dans le secteur d'Annaba, les lignes sismiques mettent en évidence un enchaînement de failles, tant dans le pied de marge que dans le bassin. Ces structures sont plus nombreuses et s'étalent sur une bien plus grande distance que ce qui est proposé par Rabaute et Chamot-Rooke (2014), suggérant que l'accommodation du raccourcissement est bien moins focalisée que ce que proposent ces auteurs.

Pour résumer ces comparaisons, l'interprétation proposée ici se distingue en proposant des structures relativement continues au sein de plusieurs segments de la marge algérienne. Ces structures plus grandes constituent néanmoins des secteurs isolés les uns des autres. Plutôt qu'un réseau de petites structures en relais, comme cela a été présenté, la marge Algérienne présenterait plusieurs réseaux de failles indépendantes. Au sein d'une même région de failles, les structures semblent continues. Cette plus grande continuité a évidemment de sérieuses implications quant à l'aléa sismique et aux magnitudes qui peuvent lui être associées.

6.2.2 Magnitudes maximales et implications concernant le risque sismique au large de l'Algérie

Des magnitudes maximales ont déjà été proposées et rapidement discutées dans l'article (Leffondré et al., 2021). Pour compléter, nous allons revenir sur la manière dont ces magnitudes sont calculées, et discuter plus avant celles-ci et leurs implications.

La relation entre la magnitude d'un séisme et la longueur de la zone de rupture qui l'engendre a été établie depuis un certain temps déjà (Singh et al., 1980 ; Well et Coppersmith, 1994 ; Blaser et al., 2010) et correspond à :

$$M = a + b * \log(L)$$

Avec M la magnitude du séisme, L la longueur de rupture et a et b deux paramètres variables. Les paramètres a et b varient en fonction de la nature de la croûte et ont été déterminés par de précédentes études. Ce sont ici les valeurs calculées par Wells and Coppersmith (1994) qui ont été utilisées, avec a=4.38 et b=1.49, destinés au calcul des magnitudes comprises entre 4.8 et 8.1.

Les magnitudes proposées pour notre étude varient entre 6.9 et 8.0, ce qui correspond à la gamme d'utilisation prévue et a motivé le choix de ce jeu de valeurs.

Pour discuter plus en profondeur les résultats, on peut tout d'abord dire que la valeur estimée pour la zone Ouest se base sur de précédentes études (Domzig et al. 2009; Badji et al. 2015), et qu'en réalité, seule environ la moitié de la faille a directement été imagée ici, en raison des limites de la zone d'étude et de la disponibilité des données. Les sismicités présentes et historiques ne révèlent pas de séisme majeur atteignant la magnitude maximale identifiée. Une fois pris en compte le raccourcissement proche de 0 mm/an, calculé pour les failles de cette zone, le résultat n'est pas surprenant. La marge Ouest-algérienne, peut-être à cause de sa structure abrupte (STEP-fault), n'est pas favorable à la déformation, n'accommode pas assez de contrainte sur ses failles pour causer un séisme majeur. Le risque est donc présent de part les structures observables, mais est à pondérer en fonction de l'inactivité des-dites structures.

Les marges Centre-Ouest et Centre sont difficiles à relier à la marge Ouest avec les données disponibles.

Elles sont constituées d'un ensemble de structures plus ou moins continues, avec probablement quelques relais de failles qui sont difficiles à discuter de part l'écartement des lignes sismiques. Cependant, les failles forment probablement un ensemble relativement continu. Dans l'hypothèse où toute la longueur de faille pourrait rompre simultanément, un séisme d'une magnitude 8.0 pourrait survenir, mais les estimations les plus modérées prédisent elles des séismes de magnitude 7.0 au maximum. Dans la majorité des cas, la totalité de la longueur de faille ne devrait pas rompre en une seule fois. Les plus grands séismes enregistrés dans la région ont potentiellement dépassé cette magnitude (séisme d'Alger en 1716), mais la sismicité récente montre une magnitude maximale de 6.8 (Boumerdès 2003).

La marge Centre-Est est séparée de la marge Centre par un important décrochement de la côte au niveau de Béjaïa. Ce décrochement géographique s'accompagne d'une transition entre deux bassins océaniques différents.

Il n'est pas impossible qu'un relais de failles en transtension accommodent le déplacement le long de cette transition, mais elles ne sont pas imagées dans les données disponibles, et donc pas proposées sur la carte. Étant donné que le décalage est près de 70 km, on peut supposer que les systèmes de faille Centre-Ouest/Centre et Centre-Est sont séparés et qu'un séisme ne peut se propager aisément de l'un à l'autre.

Les sections étudiées ici ont de plus permis d'imager une potentielle structure Est-Ouest qui pourrait être un ancien édifice volcanique aujourd'hui affecté par une faille. Cette hypothèse n'est pas sans rappeler l'observation similaire faite sur la marge Est.

Si cette faille existe, alors elle laisse envisager que la transition entre les marges Centre et Centre-Est ne s'accommode pas seulement via des failles transformantes, mais aussi par des failles normales intermédiaires, ce qui supporte l'idée d'une transition tout sauf continue entre les deux segments de failles.

Le bassin Centre permet alors des séismes d'une magnitude de 7.3 d'après les calculs effectués ici. La contrainte de raccourcissement affectant le bassin serait de plus peu absorbée par le raccourcissement élastique continu, ce qui permet d'accumuler le mouvement le long des failles du pied de marge.

La marge a été affectée par le séisme de Jijel en 1856 d'une magnitude autour de 7.5 (Yelles-Chaouche et al. 2009; Yelles-Chaouche, Kherroubi, et Beldjoudi 2017), et plus récemment de magnitude 6.0 (18 mars 2021 à 00:04 UTC, évoqué dans l'article). Ce dernier séisme semblant être le dernier en date dans une série précédemment identifiée et suggérant l'existence d'un ensemble de 4 failles (Yelles-Chaouche et al. 2021), s'étendant du bassin jusqu'à l'intérieur des terre. Le dernier séisme (18 mars 2021 à 00:04 UTC) se positionne d'ailleurs à peu près à l'emplacement d'une des failles proposées dans le socle dans l'article (F2b), ce qui semble supporter l'interprétation proposée ici.

La zone Est présente la structure faillée la plus complexe, avec une succession de failles affectant non seulement la marge, mais aussi potentiellement le bassin.

Les longueurs de failles permettent d'envisager des magnitudes de 6.9 au maximum. On notera que l'étude de données sismiques moins pénétrantes révèle une série de failles dans les sédiments "récents" (Kherroubi et al. 2009). Dans l'interprétation proposée ici, ces failles de sub-surface, relativement discontinues et visibles dans la bathymétrie, s'ancreraient sur des accidents majeurs du socle, potentiellement plus continus.

La zone Est présente une sismicité modérée, ne révélant pas de magnitude aussi importante que les autres segments de la marge algérienne, où une importante contrainte de raccourcissement doit être accommodée. Il est possible que le nombre important de failles participant au raccourcissement rende ce dernier plus diffus le long du bassin et de la marge, réduisant ainsi les magnitudes maximales atteintes, par comparaison notamment avec la marge Centre-Est, où les failles semblent se localiser principalement dans la zone centrale.

La zone de Collo présente également des structures faillées, mais nous ne disposons pas d'éléments suffisants pour affirmer si cet ensemble est continu vis-à-vis des marges Centre-Est et Est. L'hypothèse d'un séisme de magnitude 8.0, causé par la rupture conjointe de toute cette région, est donc assez peu supportée, mais ne pouvait pas non plus être complètement écartée.

Dans l'ensemble, il existe une assez bonne corrélation entre les magnitude sismique observées, les longueurs de failles proposées, et le rapport entre le raccourcissement total et le raccourcissement élastique dans le bassin.

6.3. Bilan sur le raccourcissement

La part de la convergence Eurasie/Afrique absorbé par le bassin algéro-baléarique et par la marge algérienne représente donc 1 à 2 mm/an selon les segments (***Tableau 6-4***).

L'accommodation de ce raccourcissement se fait par une combinaison de mouvements sur failles inverses et de flexion et flambage de la lithosphère. Nous n'avons pu évaluer ici que la flexion et le flambage de la lithosphère océanique, mais il est probable que la marge continentale subit également une flexion, comme modélisé par Hamai et al. (2015), en utilisant les anomalies gravimétriques.

Les failles inverses se situent principalement au pied de la marge. Il s'agit de structures néoformées à pendage Sud dont la disposition (rampes parallèles proches, géométrie en plats et rampes selon les secteurs) laisse envisager qu'elles se rejoignent en profondeur pour former un unique accident. Ces failles sont associées à des déformations dans les sédiments (notamment section 3, 5 et 6 de l'article). Très peu de déformations par failles inverses sont visibles sur la zone Ouest, possiblement parce que la STEP-fault située très près de la marge constitue un obstacle à l'accommodation de la déformation (Baes, Govers, et Wortel 2011), mais également en relation avec la présence de failles accommodant le raccourcissement de l'autre côté du bassin, sur la marge Sud-Ibérique.
Le long de la zone centrale, cette même STEP-Fault est positionnée plus loin au large, et la déformation faillée s'observe préférentiellement entre la STEP-Fault et le pied de marge (Leprêtre et al. 2013; Aïdi et al. 2018).

Les observations sont similaires sur la zone Centre-Est où la STEP-Fault est probablement près de la côte et où les principaux chevauchements sont concentrés dans le pied de marge, à l'exception d'une structure observée uniquement sur deux sections voisines, au niveau d'un édifice volcanique du bassin.

La zone Est ne possède pas de profils atteignant sa STEP-Fault, et il n'est donc pas possible d'y étendre cette analyse.

Enfin, on peut noter que certaines failles inverses, en fonction de leur géométrie, provoquent la formation de failles normales de compensation à l'aplomb de celles-ci, qui sont cartographiées comme telles (Yelles-Chaouche et al. 2009; Yelles-Chaouche et al. 2021) et qui ont parfois conduit certains auteurs à supposer que les bassins suspendus en pied de marge pouvaient être des bassins en extension, alors qu'il s'agit de bassins perchés en "piggy-back" (dans le cas d'un transport tectonique) ou de "roll-over" (Strzerzynski et al. 2010; Strzerzynski et al. 2021), voire de "wedge-top basins" d'âge Miocène, comme trouvés à terre dans le Rif ou le bassin du Chelif (Leprêtre et al. 2018).

En conclusion (***Figure 6-9***), la déformation faillée de la marge Algérienne face à l'inversion se fait en plusieurs segments, avec 2 à 3 segments à la déformation marquée, caractérisés par une succession de plusieurs failles inverses aveugles, qui se propagent dans le bassin. La déformation faillée demeure ellet au stade actuel, cantonnée au pied de marge et à la croûte transitionnelle. Les failles STEP de la marge semblent constituer un obstacle à la déformation et très peu de failles se propagent à travers de cette structure.

Le flambage et la DCF *(Downward Concave Flexure)* accommodent de 5 à 25% du raccourcissement selon le segment de marge. Cette valeur représente le raccourcissement mesuré en l'absence d'une déformation faillée (sauf pour la marge Est), et donc, dans le bassin, au-delà des STEP-faults. Il s'agit donc d'une valeur toujours inférieure à celle prise en compte par les chevauchements. On peut donc conclure que la déformation discrète (discontinue) représente au moins les ¾ de la déformation sous-marine, le reste étant prise en compte par de la déformation plicative (continue). La zone Centre-Ouest fait exception, puisque les sections disponibles imagent la quasi-totalité du bassin. La valeur de 25% qui y est observée est donc sans doute assez proche de la valeur totale de la déformation continue, et en l'occurrence, du flambage.

La répartition entre les deux modes de déformation continue peut tenir aux propriétés de la croûte, notamment son épaisseur élastique (Bull, Martinod, et Davy 1992; Burov et Diament 1995; Gerbault et al. 1999; Burov 2011), sa structure des marges ou ses hétérogénéités (M. Gerbault, Poliakov, et Daignieres 1998; Kim et al. 2018). Ce dernier cas semble notamment s'appliquer à la marge Est où le flambage et les failles dans le bassin s'alignent sur les anomalies magnétiques. En revanche, aucun lien ne semble établi entre le type de déformation continue et la largeur du bassin.

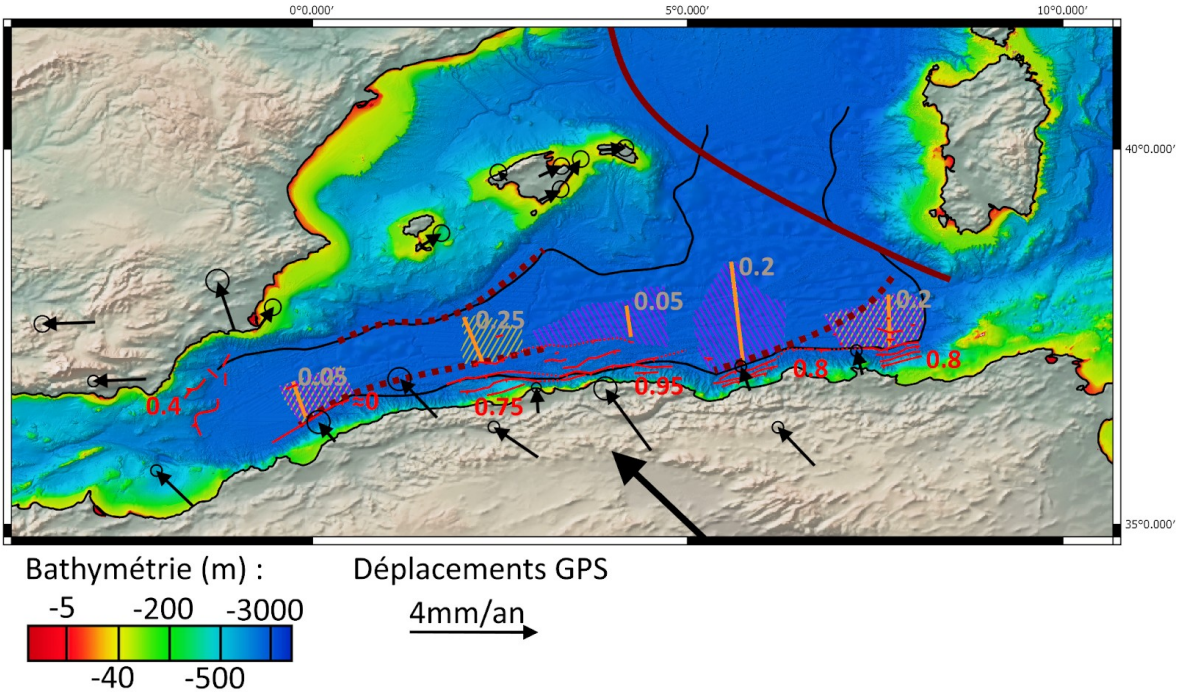


Figure 6-9 : *Synthèse des déformations liées à la flexion élastique et des vitesses dites "résiduelles" (différentiel des vitesses GPS entre les côtes européennes et la côte algérienne).*
Les chiffres en marron clair correspondent aux taux de raccourcissement "élastique" (par flexion et/ou flambage de la lithosphère océanique) et sont associés aux segments correspondants. Les hachures violettes correspondent aux zones affectées par la flexion. Les hachures jaunes correspondent aux zones où le flambage a été observé. Les traits rouges le long de la marge Algérienne sont les failles identifiées durant cette thèse, et les chiffres rouges le long de celle-ci indiquent la part du raccourcissement (en mm/an) non accommodée dans la zone du bassin observée, et donc probablement en partie absorbée par la déformation de la marge et ses failles. Au sud de l'Ibérie, la faille identifiée par Giaconia et al. (2015) avec une vitesse de raccourcissement estimée à 0.4 mm/an est affichée avec la même légende. La ligne rouge sombre correspond à la limite entre les blocs corso/sarde, Péloritain et Calabre, et les blocs Baléares, Kabyles et Alboran. Les pointillés rouge sombres marquent les STEP-faults du bassin Algéro-Baléarique (Badji et al., 2015 ; de Lis Mancilla et al. 2018).

6.4. Retour sur les modèles

Pour revenir sur la vision théorique de la flexion d'un bassin et de sa marge, ainsi que de la manière dont cette déformation évolue vers une subduction (**Figure 6-1** et introduction de la section

6.1), on en conclut que ces modèles ne sont pas complètement conformes aux observations que j'ai effectuées.
Il n'y a ainsi que la zone Est qui présente des failles observables dans le bassin en corrélation avec le flambage. Les autres zones où du flambage est observable n'en présentent pas, et toute la déformation faillée est focalisée sur le pied de marge.
On peut remarquer par ailleurs que même dans la zone Est, les failles les plus visibles sont celles du pied de marge.

L'explication qui peut être proposée est la suivante : dans le cas du bassin algérien, on observe souvent une combinaison de flambage et de DCF, ce qui indiquerait que les deux modèles théoriques sont plutôt des cas extrêmes représentatifs de stades plus matures comme ceux trouvés dans les zones de subduction ou dans des zones de déformation intra-océanique (Delescluse, Montesi, et Chamot-Rooke 2008) ou intracontinentale (Burg et al., 1991; Burov, 2011).
Quel que soit le mode de déformation, la contrainte tendra à se focaliser le long de faiblesses liées à la fabrique héritée (Hamai et al. 2015).

En l'absence d'anomalies structurales majeures ou d'une valeur de contrainte déviatorique suffisante, la croûte du bassin peut être trop résistante à la fracturation. La déformation aurait alors tendance à se concentrer sur une zone de faiblesse voisine.

Nous avons déjà abordé dans la partie 2 de ce manuscrit les caractéristiques de la marge algérienne. Elle est notamment relativement jeune, a été affectée au moins en partie par le volcanisme et présente une charge sédimentaire significative constituée par les évaporites messiniennes et les dépôts Plio-Quaternaires mis en place depuis. C'est donc généralement un environnement favorable à la déformation. C'est pourquoi, en dépit du fait que le bassin développe un flambage, lorsque la contrainte compressive perdure (ce qui est le cas depuis la fin de la subduction de l'océan Maghrébin vers 18 Ma), la déformation aurait tendance à se localiser progressivement sur la zone de faiblesse majeure au pied de pente, à la transition continent-océan, favorisant notamment la reprise de failles normales héritées de la phase d'ouverture du bassin algérien (Hamaï et al., 2015, 2018). On peut également supposer qu'une fois ces failles mises en place dans le pied de marge, il devient plus difficile de développer des failles inverses en relation avec le flambage.

L'étude de la marge algérienne montre donc un développement différent (**Figure 6-10**) de ce qui a été dépeint dans la **Figure 6-1**. Le flambage et la DCF peuvent se développer séparément ou se superposer, dépendamment des facteurs déjà discutés, mais le fait est que la déformation de pied de marge prend rapidement le dessus, et que sauf anomalies, c'est uniquement dans le pied de marge que se développeront les failles. Cela nous permet de proposer une figure corrigée, basée sur les observations réalisées.

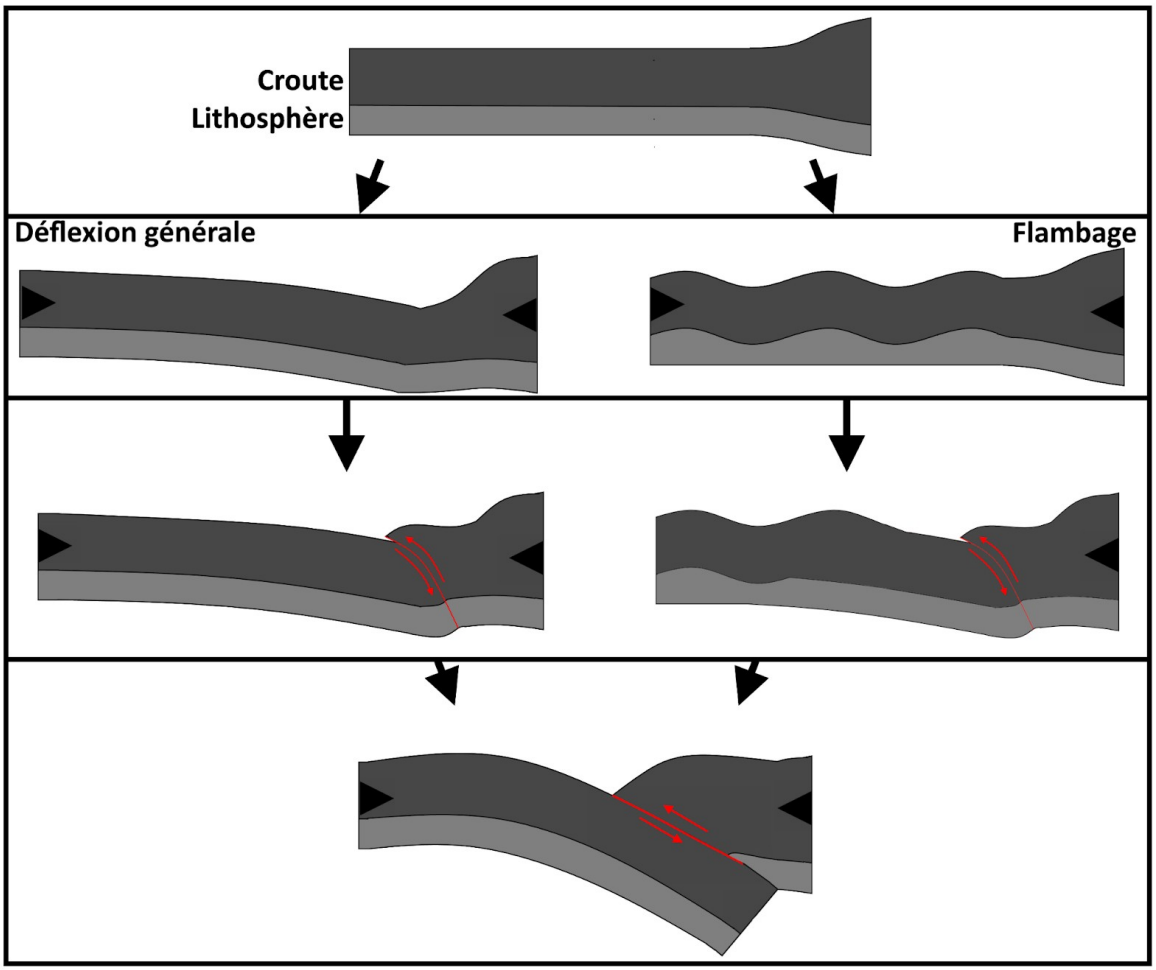


Figure 6-10 : *Reprise du schéma conceptuel de la flexion (Figure 6-1) avec des modifications basées sur les observations réalisées dans cette thèse. La grande différence entre le modèle conceptuel et les observations tient dans l'absence de failles liées au flambage. Sauf dans le cas particulier du bassin Est, les bassins en flambage voient leur déformation cassante se localiser sur des failles de pied de marge, et non sur des failles secondaires situées aux points d'inflexion du flambage, dans le bassin.*

6.5. Comparaisons avec la marge Nord-Ibérique

6.5.1 L'Algérie et la subduction Marge Océanique / Croûte continentale inférieure

Nous avons présenté la subduction Nord-Ibérique (Cantabrique), qui est une subduction bloquée à un stade juvénile par la collision survenue plus à l'Est dans les Pyrénées.

Un point intéressant à noter est le développement d'une subduction marge/croûte inférieure. Deux raisons ont été avancées pour l'expliquer. La première est l'existence d'une zone de faiblesse dans la plaque continentale, à savoir une ancienne suture océanique. La seconde est la présence d'un bassin à vergence nord au niveau des Pyrénées.
La subduction aurait débuté dans le bassin pyrénéen puis se serait propagée dans le bassin aquitain. Sauf que comme celui-ci avait déjà commencé à développer une subduction à vergence sud, la propagation se serait faite le long de l'ancienne limite de subduction, induisant l'enfoncement de la marge continentale à l'intérieur de la croûte continentale et la subduction de la croûte inférieure et de la lithosphère, avec une vergence nord.
Le serrage dans les Pyrénées aura ensuite bloqué la subduction de la marge Nord-Ibérique, nous empêchant de voir comment ces structures auraient évolué.

Un phénomène similaire pourrait-il se développer en Algérie ?

Tout d'abord, notons que le contexte géologique présente certaines similitudes, mais n'est pas rigoureusement identique. Ainsi, il existe bien une zone de suture en Algérie, liée à la fermeture de l'ancien bassin téthysien. Cependant, cette suture ne se trouve à l'intérieur du continent qu'en deux endroits : La grande et la petite Kabylie.

Entre les deux Kabylies et à l'ouest de l'Algérie, la suture se trouve dans la marge actuelle. Et c'est particulièrement le cas de la marge Ouest-Algérienne qui est intéressante ici.

A l'ouest de l'Algérie, le gros de la déformation du bassin est en effet accommodée au nord, le long de la marge Sud-Ibérique. Dans l'hypothèse où cette dernière développerait une subduction à vergence Nord, ellei pourrait soit se propager vers les Baléares, où les signes de déformation demeurent très limités à l'heure actuelle, soit sauter vers le sud et l'ancienne suture téthysienne, qui cependant se trouve à la côte sur ce segment.

Cependant, la déformation observée à terre dans l'Ouest de l'Algérie peut être un indice en faveur de cette hypothèse. En effet, des failles comme celles responsables du séisme de Chlef en 1980 sont proposées comme présentant un pendage nord (Yielding 1981). Cette interprétation est confirmée par les travaux de Leprêtre et al. (2018), qui montrent dans cette région une structure à pendage Nord dans le Tell-Atlas, permettant à la plaque africaine de s'enfoncer sous sa marge (***Figure 6-10***).

Au nord de l'Ibérie, une subduction a bien démarré, avec l'enfoncement de la lithosphère océanique sous sa marge, qui elle-même s'est enfoncée entre les croûtes supérieures et inférieures de la plaque ibérique, et la croûte inférieure est alors "partie" en subduction.

A l'ouest de l'Algérie, il s'agit d'un déplacement le long des failles du Tell-Atlas permettant à la marge algérienne de "remonter" sur son continent. En parallèle, la marge Ouest semble présenter peu

de déformation faillée dans le bassin. Il existe sans aucun doute un lien entre les deux. La présence d'une STEP-fault abrupte en pied de marge serait défavorable à la déformation et aurait favorisé le report de cette déformation vers le Nord et la marge Ibérique, mais aussi vers le Sud et le prisme orogénique du Tell-Atlas.

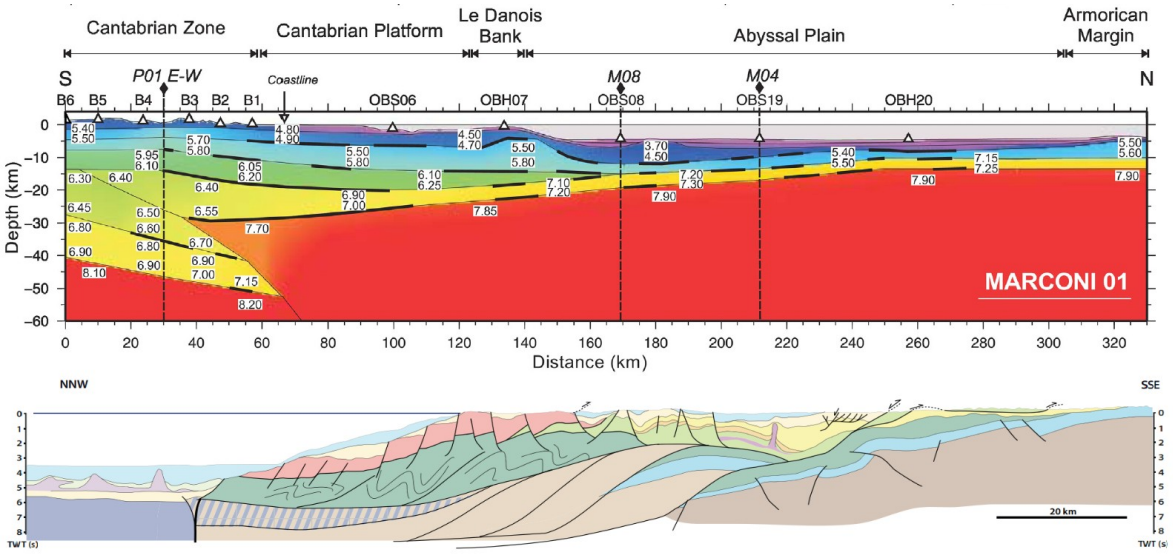


Figure 6-11 : *Comparaison entre un modèle de vitesse de la marge cantabrique (Ruiz et al., 2017) et une coupe terre-mer en temps double de la marge algérienne (Leprêtre et al., 2018, cf* ***figure 2-8*** *pour la légende). Sur les deux profils, on constate que la marge, à la faveur de structures de la croûte, a développé une faille à pendage vers l'océan*

Il est difficile de dire jusqu'à quel point cette déformation se poursuivra ainsi. Cela dépendra de l'évolution des failles des autres segments de la marge Algérienne, de la marge Sud-Ibérique, et sans doute aussi de l'Alboran.

Le bassin Tyrrhénien, lui, développe des structures sur sa marge Sud, avec la même vergence que le bassin Algéro-Baléarique, et ne semble donc pas soulever de question quant à son interaction avec le bassin algérien voisin.

Un autre cas à prendre en compte est celui des Kabylies. Ces unités géologiques sont des "terranes" accrétées à la marge Africaine, mais elles en demeurent séparées par une suture, et donc une potentielle zone de faiblesse. Comment celles-ci vont-elles interagir avec le développement de la subduction ?

La question est d'autant plus justifiée lorsqu'on observe la disposition des failles de la zone Centre-Est, où les chevauchements identifiés comme liés à l'inversion s'approchent très fortement d'une suture de Grande-Kabylie, dont elles partagent l'orientation (***Figure 11 de l'article***). Strzerzynski et al. (2021) montrent également que des failles inverses à vergence opposée à celles du pied de marge se développent probablement à terre en position de rétro-chevauchements (*backthrusts*), au fur et à

mesure que le prisme orogénique se développe.

La sismicité actuelle, en parallèle avec les failles identifiées, nous donne des éléments de réponse. En effet, il n'y a que peu de traces d'une activité sismique majeure le long de la suture Kabyle au niveau de Grande Kabylie (Harbi, Maouche, et Benhallou 2003). Seule une microsismicité s'y exprime selon les catalogues permanents. Les plus importants essaims de séismes à terre se localisent plutôt sur d'autres failles.

A l'inverse, l'activité sismique de la marge Centre-Est semble bien se corréler avec des structures à terre (Ousadou et Bezzeghoud 2019). Cependant, il s'agit de la faille décrochante dextre de Ghardimaou, et non de la suture de Petite Kabylie.

Les sutures des Kabylies semblent n'être que peu affectées par la compression actuelle, et rien ne laisse envisager le développement d'une structure similaire à celle de la marge Cantabrique sur ces segments de la marge Algérienne.

En conclusion, en dehors du cas particulier des STEP-faults, qui peuvent bloquer la propagation des failles néoformées, les failles héritées ne jouent donc qu'un rôle secondaire dans l'inversion elle-même. Ce serait plutôt les unités géologiques et la morphologie de la marge qui joueraient un rôle direct ou indirect.

Les anomalies magnétiques, probablement d'origine magmatique, du bassin Est illustrent le cas d'un conditionnement par les unités géologique, car elles créent à leurs périphéries des zones de faiblesse qui concentreraient la déformation, et expliqueraient la fréquence du flambage, ainsi que le développement des failles dans le bassin.

Le secteur du banc de Khayr-Al-Din serait lui un exemple d'un conditionnement par la morphologie du bassin. Le bassin Algérien y est à sa largeur minimale, ce qui conditionnerait l'évolution des structures vers un flambage sans flexion.

6.5.2 Gradient de déformation entre les marges sud-ibériques et ouest-algérienne

On a déjà évoqué la présence d'une faille accommodant la déformation au sud de l'Ibérie, légèrement à l'ouest de notre zone d'étude. Aucune publication n'éclaire l'évolution de cette structure vers l'Est. Dans le même temps, nous avons évoqué le fait que la faille de pied de marge à l'Ouest de l'Algérie est plus marquée à l'Est de la zone de Mostaganem qu'à l'Ouest.

La question se pose s'il y a une forme de relais entre les deux systèmes de failles, mais pour pouvoir réellement discuter cette hypothèse, il faudrait disposer d'une plus vaste cartographie des failles liées à l'inversion de la marge Sud-Ibérique.

On notera également que la transition avec l'Alboran s'accompagne de la présence de failles transformantes, comme la faille de Yusuf, ce qui peut altérer la contrainte exercée sur le bassin par la convergence.

Ce qui ressort de ce dernier point, c'est que l'inversion de la marge Algérienne est indissociable de la déformation qui affecte les régions voisines, et en l'occurrence, la marge sud-est Ibérique. Les auteurs n'ont pas observé d'inversion le long de la marge sud-Baléares, ce qui laisse imaginer que la déformation faillée se fait surtout au nord de l'Algérie. Si les marges du bassin algérien continuent d'évoluer ainsi, on pourrait se retrouver avec une initiation de subduction sur la marge Sud du bassin à l'Est, et sur la marge Nord à l'Ouest. Il est évident qu'en poursuivant leur développement, ces deux structures continueront à interagir.

Cette notion d'interaction ne s'arrête pas là. Comme montré par Somoza et al. (2021) (***Figure 6-11***), des mouvements de failles liés à la convergence Eurasie/Afrique sont observées jusqu'au nord-ouest de l'Ibérie. Une partie des failles de la subduction avortée de la marge Cantabrique sont aujourd'hui réactivées par la part de contrainte compressive qui n'est pas absorbée plus au sud, notamment dans le bassin Algérien.

L'exemple de la marge Ouest-Algérienne, qui semble résister à l'inversion, nous montre donc à quel point la présence de zones de résistance ou de faiblesse peut influencer l'évolution tectonique de ces zones de déformation larges correspondant à des transitions de limites de plaques évoluant de manière complexe au cours des temps géologiques.

D'autres résultats corroborent également cette idée selon laquelle il faut regarder la convergence à une plus grande échelle pour la comprendre, comme les travaux de Muñoz-Martín et al. (2010) qui met en évidence, par une étude gravimétrique, plusieurs longueurs d'onde préférentielles pour la déformation de la lithosphère sous la contrainte, avec notamment des longueurs d'onde de 150 km à 300 km en milieu océanique, mais également des valeurs de 90 km, 150 à 300 km et 900km pour la flexion au niveau des transitions océan-continents. Des valeurs qui excèdent bien souvent les dimensions du bassin algérien.

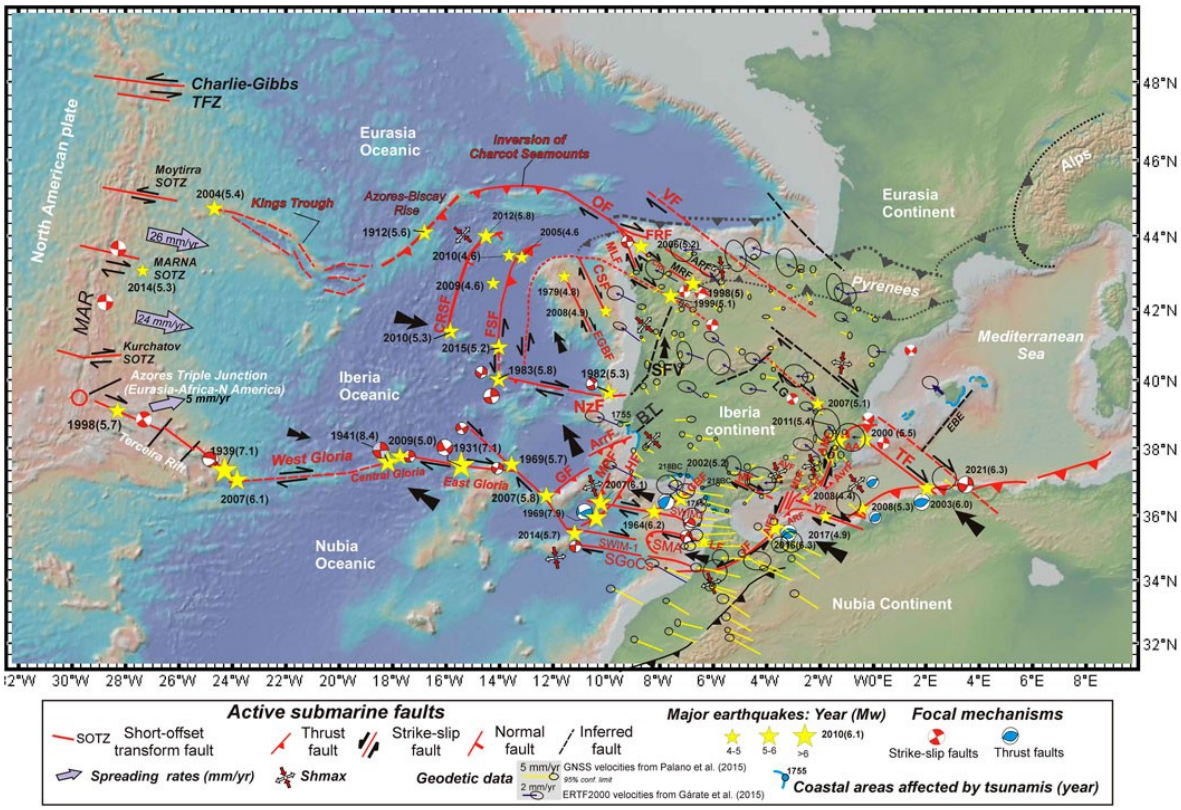


Figure 6-12 : *Carte synthétique des principales failles de l'Ibérie, des séismes de magnitude supérieure à 5, ainsi que des déplacements mesurés par GPS. D'après Somoza et al. (2021). Cette carte mes en évidence les failles subissant des déplacements à cause de la convergence Europe/Afrique, notamment exprimée dans l'ouest de l'Algérie. Cette propagation de la contrainte compressive s'observe jusqu'au Nord-Ouest de l'Ibérie, à la faveurs notamment des failles de Torrevieja, Guadiana, Meirama, Ferrol et Ortegal.*

Structures identifiées par région :

(A) Golfe de Cadix. ArrF: Arrabida Fault; GBF: Gualdalquivir Bank Fault; GF: Gorringe Fault; HF: Horseshoe Fault; LF: Larache Fault; MPF: Marques de Pombal Fault; SGoCs: South Gulf of Cadiz Shear Zone; SMA: South Moroccan Arc.

(B) Mer d'Alboran. AIFS: Al Idrisi Fault System; ARF: Alborán Ridge Fault; AVF: Averroes Fault; JF: El Jebha Fault; MF: Maro-Nerja Fault; MDF: Motril-Djibouti Fault System; S-CF: La Serrata Carboneras Fault; YF: Yusuf Fault.

(C) Sud-Est et Est de l'Ibérie. AA: Aguilas Arc; AMF: Alhama de Murcia Fault; AvrF: Abubacer volcanic ridge Fault; TF: Torrevieja Fault; EME: Emile Baudot Escarpment.

(D) Marges Nord et Nord-Ouest de l'Ibérie. CRF: Coruña Fault; CSF: Castelao Fault; CRSF: Coruña Seamount Fault; EGBF: East Galicia Bank Fault; FRF: Ferrol Fault; FSF: Finisterre Seamount Fault; MLF: Malpica Fault; OF: Ortegal Fault; VF: Ventaniella Fault.

(E) Failles actives intraplaque en Ibérie. BT = Bajo Tagus; SFV = Vilarica Fault System; LG: Guadiana Lineaments.

(F) Failles Offshores. APF: As Pontes Fault; BF: Becerreá Fault; MRF: Meirama

PARTIE D :

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Conclusions

1- Introduction et méthodologie

Ce travail a été réalisé dans la continuité des précédents travaux de recherche et des thèses résultant du partenariat franco-algérien **SPIRAL** (https://spiral.oca.eu/). Ce programme a permis l'acquisition de nouveaux profils de sismique-réflexion en temps-double, et pour la première fois au large de l'Algérie, de 5 profils de sismique grand-angle. L'objectif du programme SPIRAL était de permettre une meilleure compréhension de l'histoire du bassin algérien et de l'évolution compressive de la marge Algérienne, en utilisant le potentiel de la sismique lourde pour imager l'ensemble des structures crustales.

Il existe peu de cas d'étude témoignant de l'inversion tectonique des marges et de la naissance des systèmes de subduction. Cette phase de l'évolution géodynamique est pourtant cruciale car elle pose des problèmes spécifiques concernant les processus de localisation de la déformation sur des structures géologiques héritées à l'échelle lithosphérique et sur l'aléa sismique associé. Elle révèle par ailleurs les propriétés thermo-mécaniques particulières de la lithosphère réactivée en faisant le passage entre une limite intra-plaque (la marge passive) et une limite interplaque (la marge active) de nature mixte (océanique et continentale). Le contexte de la convergence Afrique - Europe et de la limite de plaque diffuse passant au nord de l'Algérie (Serpelloni et al. 2007), qui résulte en grande partie de l'héritage Téthysien (Leprêtre et al., 2018), offre l'occasion d'évaluer les modalités de l'inversion tectonique d'une marge passive qui jusqu'alors ont surtout été examinées de manière théorique (voir par exemple Mart et al. 2005; Nikolaeva, Gerya, et Marques 2010; Leng et Gurnis 2011; Hamai et al. 2018).

L'objectif de cette thèse était de réunir les lignes SPIRAL déjà traitées ainsi que d'autres lignes d'origine académique ou industrielle, afin de permettre une interprétation uniformisée, complétée par une conversion en profondeur simple de l'ensemble des sections. L'intérêt de la conversion est de pouvoir restituer une géométrie réaliste des principaux horizons sismiques du bassin et du pied de marge, sur la base du plus grand nombre possible de profils sismiques.

En dépit de données d'origines et de qualités variées, il a été possible, pour la première fois, de proposer une corrélation des horizons sismiques sur l'ensemble du domaine offshore, en utilisant les modèles de vitesse obtenus dans les travaux précédents (notamment ceux issus des 5 lignes de sismique grand-angle du projet SPIRAL et des thèses associées).

La conversion en profondeur est requise par la géométrie de la marge qui présente d'importantes variations d'épaisseur de la croûte et de la couverture sédimentaire. Ces variations ont pour conséquence une évolution latérale rapide du champ de vitesse, qui va déformer significativement les images en temps de la marge. Par exemple, un horizon parallèle à la pente du talus continental peut se révéler, après la conversion en profondeur, être une faille inverse plongeant vers le continent.

Avec une géométrie plus réaliste des horizons obtenue après la conversion en profondeur, il devient alors plus aisé d'interpréter et d'étudier les failles et la manière dont elles affectent les horizons,

mais également la géométrie de ces horizons à l'échelle du bassin, ce qui s'avère particulièrement important dans le cas du bassin algérien, puisque les effets de la tectonique compressive sont susceptibles de se manifester aussi bien de manière discontinue (failles) que continue (plis associés aux failles, flambage, flexion).

2- De l'Intérêt d'étudier le bassin algérien

Les premières études sur la marge Algérienne (Auzende et al. 1973) ont rapidement révélé une importante flexion des horizons en direction du pied de marge (notamment l'horizon "M" marquant la base de la série plio-quaternaire), ce qui n'était pas observé sur les autres marges de Méditerranée Occidentale, et qui va en partie motiver les nombreuses études qui suivront..

Le bassin algérien est un bassin océanique jeune, ouvert sous l'effet du recul (roll-back) de la subduction téthysienne. Celle-ci va évoluer, après la collision des blocs Kabyles, vers une migration latérale de type STEP-faults, qui marquent aujourd'hui encore la structure de la partie Ouest de la marge Algérienne (Mauffret et al. 2004; Badji et al. 2015).

L'ensemble du bassin et de la marge est affecté depuis le Tortonien par les effets de la convergence Eurasie/Afrique (Neres et al. 2016; Recanati et al. 2019; P. Strzerzynski et al. 2010; 2020), et la marge est aujourd'hui en cours d'inversion. Cela la rend particulièrement intéressante, puisqu'on peut y trouver des informations précieuses, non seulement sur la convergence Eurasie/Afrique, mais également de manière plus générale, sur l'inversion d'une jeune marge passive et la manière dont cette inversion pourrait conduire dans le futur à l'initiation d'une subduction.

3- Résultats

La conversion en profondeur d'une centaine de profils sismiques a permis d'obtenir une nouvelle interprétation des principales unités composant la marge Algérienne, et de dresser une carte des failles liées à l'inversion observable au toit du socle. Ces failles inverses néoformées présentent un pendage systématique vers le sud, en direction du continent africain (donc à pendage opposé aux anciennes failles normales de la marge étirée), et une continuité latérale dans le socle qui a pu pour la première fois être mise en évidence. Le caractère segmenté de ce réseau de chevauchements actifs apparaît de manière claire. Les failles se concentrent au pied de marge. Il se pourrait donc que la déformation compressive soit plus facile dans la marge passive étirée que dans le bassin océanique, ou que les STEP-faults constituent un obstacle à la propagation des failles. La longueur des failles inverses implique un aléa sismique avec une magnitude maximale estimée à 8 environ.

Le nouveau pointée des principaux horizons dans le bassin a également permis la réalisation de cartes de profondeur qui aident à mettre en évidence la déformation permanente du bassin en lien avec l'inversion. Nous distinguons ici deux types de réponse élastique continue: le flambage (Cloetingh et Burov, 2011), correspondant à une déformation périodique de courte longueur d'onde dans notre cas d'étude (15/20 km) et la DCF (Downward Concave Flexure), correspondant à une flexion de grande longueur d'onde, typique de la courbure élastique des plaques océaniques au niveau des subductions (Contreras-Reyes et Garay, 2018), et mesurée ici à l'échelle de la section sismique entière.

L’expression et la répartition de ces déformations permettent de subdiviser le bassin algérien (et le talus continental adjacent) en quatre zones. Ces zones absorbent chacune une part variable de la convergence Eurasie/Afrique, comme le montrent les données GPS (Echeverria et al. 2013 ; Khazaradze et al. 2014 ; Palano et al. 2015 ; Bougrine et al. 2019). Il a été possible de comparer ce raccourcissement issus des données GPS au raccourcissement causé par la flexion du bassin.

1. **La marge Ouest**, au niveau de Mostaganem et Ténès: cette partie relativement jeune du bassin algérien, formée juste avant la crise messinienne, présente une combinaison de DCF et de flambage dont la participation à l'accommodation du raccourcissement semble à l’heure actuelle très faible, voire quasiment nulle. Une unique faille est visible en pied de marge, mais n’est associée qu’à peu de déformation. En dehors de cette déformation minime du socle du bassin et du pied de marge, c’est l’activité des failles dans le Tell-Atlas et le long de la marge Sud-Ibérique qui accommode la majorité du raccourcissement lié à la convergence.
2. **La marge Centrale**: elle s’étend du banc de Khayr-Al-Din à la Grande Kabylie. Elle présente un important complexe de failles s’étendant loin dans le bassin. La part de déformation accommodée par la flexion varie latéralement. Au niveau du banc de Khayr-Al-Din, la DCF est absente mais le flambage du socle pourrait représenter 25% du raccourcissement (soit 0.25 mm/an) de cette partie du bassin algérien. Au niveau de la Grande Kabylie, le flambage est absent mais la DCF pourrait représenter 5% du raccourcissement (soit 0.05 mm/an). Le reste du raccourcissement serait absorbé par les failles bien développées, qui caractérisent la région. Cela conforte l’idée que la Grande Kabylie pourrait constituer un poinçon rigide indentant la partie de plaque portant le bassin algérien (Piques et al. 1998).
3. **La marge Centre-Est**, au niveau de Béjaïa et Jijel: cette région ne présente pas de flambage, mais la DCF y accommode jusqu’à 20% du raccourcissement du bassin algérien (soit 0.2 mm/an). Le reste est notamment accommodé par une série de trois failles très rapprochées, situées dans le pied de marge.
4. **La marge Est**, au niveau d’Annaba: cette région présente une combinaison de flambage et de DCF qui accommode autour de 20% du raccourcissement (soit 0.2 mm/an). Une partie de ce raccourcissement est également dû aux failles qui affectent le bassin. Celles-ci se situent dans les points d’inflexion du flambage lithosphérique, mais sont également placées aux bordures de structures volcaniques identifiées sur les cartes d’anomalies magnétiques. Le reste de la déformation (80%) est absorbé par une série de failles bien développées au pied de marge.

A l’échelle de la marge, la flexion des horizons est en accord avec les données gravimétriques (Hamai et al. 2015). Elle se manifeste par un approfondissement progressif des horizons vers le sud sur la majorité des segments de la marge, correspondant à un ploiement de la plaque par courbure élastique variant entre 0.5 et 1 km.

Perspectives

Ce travail d'analyse a permis d'améliorer notre connaissance de l'inversion de la marge Algérienne et des structures qui y sont associées. Cependant, un certain nombre d'autres travaux permettrait d'aller plus loin.

Par exemple, dans le cadre de ce travail, il a été supposé que la partie du raccourcissement affectant le bassin algérien, qui n'était pas accommodée par de la déformation élastique continue, était prise en compte par les failles. Il n'était en effet pas possible de réaliser une mesure du déplacement horizontal lié aux failles, compte tenu de la résolution insuffisante de l'imagerie sismique dont je disposais. L'approche de conversion utilisée, bien que rapide et commode pour cette première évaluation, ne fournit qu'un résultat approximatif dans les cas où le modèle de vitesse est complexe, comme par exemple au niveau d'un décalage causé par une faille inverse. Il n'était donc pas possible d'obtenir des mesures fiables des rejets cumulés.

Réaliser une conversion en profondeur plus sophistiquée, au moins sur une section représentative par segment de faille, pourrait permettre de mieux appréhender l'accommodation du raccourcissement dans le bassin algérien.

L'analyse fournie ici mériterait également d'être approfondie par l'ajout de lignes sismiques, de façon à mieux corréler les observations entre profils dans les zones peu contraintes du modèle actuel, et ainsi confirmer et compléter la cartographie des failles de la marge Algérienne sur et entre les différents segments de marge. Je pense plus particulièrement à la jonction entre les secteurs de Mostaganem et Tipaza, entre les secteurs de Grande Kabylie et Béjaïa, ainsi que la région du massif de Collo.

Plus généralement, il conviendrait aussi d'utiliser des données industrielles 3D, du type de celles acquises en 2019 et 2020 avec les opérateurs ENI pour la partie orientale sur une superficie de près de 15000 km², et TOTAL pour la partie occidentale sur 9300 km². Ces acquisitions sont en effet susceptibles de permettre de mieux identifier la géométrie des réflecteurs décalés par les failles, et le style tectonique détaillé de l'inversion.

Enfin, j'aimerais revenir sur le dernier point de la discussion du chapitre final. La marge Algérienne n'est pas un système fermé. Le raccourcissement qui y est accommodé forme des structures d'inversion qui peuvent interagir avec des structures actives dans les régions voisines, comme le montre la dernière hypothèse évoquée sur un possible relais dans l'accommodation du raccourcissement entre les marges Nord et Sud dans la zone Ouest du bassin Algéro-Baléarique. Une telle interaction entre structures actives de part et d'autre des marges des deux rives de la Méditerranée est d'ailleurs à l'œuvre dans le bassin d'Alboran (Martinez-Garcia et al. 2017; Grevemeyer et al. 2015; Moreno et al. 2016; Lafosse et al. 2020; Gràcia et al. 2019; d'Acremont et al. 2014; 2020).

L'inversion de la marge Algérienne ne relève donc pas simplement de son évolution géologique. Elle ne représente qu'un fragment d'un "puzzle" de déformation dans la convergence Afrique-Eurasie. Pour comprendre réellement comment la marge Algérienne a évolué, évolue, et pourrait évoluer, il nous faut prendre en compte ce qui se passe dans les régions adjacentes, et améliorer progressivement les approches de modélisation de la déformation, telles que celle proposée par Neres et al. (2016). Tout

comme dans l’exemple de la mer du Japon, où plusieurs bassins s’inversent simultanément, la déformation de la marge Algérienne fait partie de la convergence entre les plaques Eurasiatique et Européenne. Cette convergence est prise en compte sur une distance de plusieurs milliers de kilomètres, notamment jusque dans le golfe de Gascogne (Somoza et al. 2021), en fonction des contrastes rhéologiques hérités dans la plaque Ibérique, et de la présence de structures orientées de manière favorable ou défavorable pour une inversion (par exemple, les STEP-faults, ou d’anciens accidents lithosphériques issus des orogenèses précédentes, notamment hercynienne).

S’il est donc nécessaire d’améliorer encore la cartographie des structures de la marge Algérienne, il serait également utile d’étendre cette analyse à d’autres régions voisines. Notamment, il conviendrait d’intégrer à l’interprétation des lignes sismiques partant des côtes Bétiques et Baléares vers le bassin pour disposer d’une cartographie complète du bassin et de ses marges, et d'appréhender simultanément la déformation cassante (discontinue) comme élastique (continue) du Nord au Sud.

(Hamai et al. 2015; Piques et al. 1998; D. J. J. van Hinsbergen, Vissers, et Spakman 2014; Douwe J. J. van Hinsbergen et al. 2020; Abbassene et al. 2016; Chazot et al. 2017; Wells et Coppersmith 1994)

Bibliographie

Abbassene, F., G. Chazot, H. Bellon, O. Bruguier, A. Ouabadi, R. C. Maury, J. Déverchére, D. Bosch, et P. Monié. 2016. « A 17Ma Onset for the Post-Collisional K-Rich Calc-Alkaline Magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (Northeastern Algeria) and Geodynamic Implications ». *Tectonophysics* 674 (avril): 114-34. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.013.

Acosta, J., A. Fontán, A. Muñoz, A. Muñoz-Martín, J. Rivera, et E. Uchupi. 2013. « The Morpho-Tectonic Setting of the Southeast Margin of Iberia and the Adjacent Oceanic Algero-Balearic Basin ». *Marine and Petroleum Geology* 45 (août): 17-41. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.04.005.

d'Acremont, E., M. -A. Gutscher, A. Rabaute, B. Mercier de Lépinay, M. Lafosse, J. Poort, A. Ammar, et al. 2014. « High-Resolution Imagery of Active Faulting Offshore Al Hoceima, Northern Morocco ». *Tectonophysics* 632 (septembre): 160-66. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.008.

d'Acremont, E., M. Lafosse, A. Rabaute, G. Teurquety, D. Do Couto, G. Ercilla, C. Juan, et al. 2020. « Polyphase Tectonic Evolution of Fore-Arc Basin Related to STEP Fault as Revealed by Seismic Reflection Data From the Alboran Sea (W-Mediterranean) ». *Tectonics* 39 (3): e2019TC005885. https://doi.org/10.1029/2019TC005885.

d'Agostino, N., et G. Selvaggi. 2004. « Crustal Motion along the Eurasia-Nubia Plate Boundary in the Calabrian Arc and Sicily and Active Extension in the Messina Straits from GPS Measurements ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109 (B11). https://doi.org/10.1029/2004JB002998.

Aïdi, Chafik, Marie-Odile Beslier, Abdel Karim Yelles-Chaouche, Frauke Klingelhoefer, Rabah Bracene, Audrey Galve, Abdallah Bounif, et al. 2018. « Deep Structure of the Continental Margin and Basin off Greater Kabylia, Algeria – New Insights from Wide-Angle Seismic Data Modeling and Multichannel Seismic Interpretation ». *Tectonophysics* 728-729 (mars): 1-22. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.007.

Alvarez-Marron, J., E. Rubio, et M. Torne. 1997. « Subduction-Related Structures in the North Iberian Margin ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102 (B10): 22497-511. https://doi.org/10.1029/97JB01425.

Arab, M., D. Belhai, D. Granjeon, F. Roure, Arnaud Arbeaumont, M. Rabineau, R. Bracene, A. Lassal, C. Sulzer, et J. Deverchere. 2016. « Coupling Stratigraphic and Petroleum System Modeling Tools in Complex Tectonic Domains: Case Study in the North Algerian Offshore ». *Arabian Journal of Geosciences* 9 (4): 289. https://doi.org/10.1007/s12517-015-2296-3.

Arab, M., M. Rabineau, J. Déverchère, R. Bracene, Djelloul Belhai, F. Roure, A. Marok, et al. 2016. « Tectonostratigraphic Evolution of the Eastern Algerian Margin and Basin from Seismic Data and Onshore-Offshore Correlation ». *Marine and Petroleum Geology* 77 (novembre): 1355-75. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.08.021.

Auzende, J.-M., J. Bonnin, et J.-L. Olivet. 1975. « La marge nord-africaine consideree comme marge active ». *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-XVII (4): 486-95. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XVII.4.486.

Auzende, J.M., J.L. Olivet, et J. Bonnet. 1973. « Une structure compressive au nord de l'Algérie? », 1973, Deep-Sea Research édition.

Babonneau, N., A. Cattaneo, G. Ratzov, J. Déverchère, A. Yelles-Chaouche, T. Lateb, et R. S. Bachir. 2017. « Turbidite Chronostratigraphy off Algiers, Central Algerian Margin: A Key for Reconstructing Holocene Paleo-Earthquake Cycles ». *Marine Geology*, Subaquatic paleoseismology: records of large Holocene earthquakes in marine and lacustrine sediments, 384 (février): 63-80. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.017.

Badji, R. 2014. « Structure profonde de la croûte et potentiel pétrolier des bassins sédimentaires à l'ouest de l'Algérie ». These de doctorat, Nice. https://www.theses.fr/2014NICE4036.

Badji, R., P. Charvis, R. Bracene, A. Galve, M. Badsi, A. Ribodetti, Z. Benaissa, F. Klingelhoefer, M Medaouri, et M.-O. Beslier. 2015. « Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator? » *Geophysical Journal International* 200 (2): 1029-45. https://doi.org/10.1093/gji/ggu454.

Baes, M., R. Govers, et R. Wortel. 2011. « Subduction initiation along the inherited weakness zone at the edge of a slab: Insights from numerical models ». *Geophysical Journal International* 184 (3): 991-1008. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04896.x.

Bahrouni, N., F. Masson, M. Meghraoui, M. Saleh, R. Maamri, F. Dhaha, et M. Arfaoui. 2020. « Active Tectonics and GPS Data Analysis of the Maghrebian Thrust Belt and Africa-Eurasia Plate Convergence in Tunisia ». *Tectonophysics* 785 (juin): 228440. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228440.

Barnes, Philip M., Geoffroy Lamarche, Joerg Bialas, Stuart Henrys, Ingo Pecher, Gesa L. Netzeband, Jens Greinert, Joshu J. Mountjoy, Katherine Pedley, et Gareth Crutchley. 2010. « Tectonic and Geological Framework for Gas Hydrates and Cold Seeps on the Hikurangi Subduction Margin, New Zealand ». *Marine Geology*, Methane seeps at the Hikurangi Margin, New Zealand, 272 (1): 26-48. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.012.

Benson, R. H., K. R.-E. Bied, et G. Bonaduce. 1991. « An Important Current Reversal (Influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian Boundary: The End of Tethys Ocean ». *Paleoceanography* 6 (1): 165-92. https://doi.org/10.1029/90PA00756.

Bilich, A., C. Frohlich, et P. Mann. 2001. « Global Seismicity Characteristics of Subduction-to-Strike-Slip Transitions ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106 (B9): 19443-52. https://doi.org/10.1029/2000JB900309.

Billi, A., D. Presti, C. Faccenna, G. Neri, et B. Orecchio. 2007. « Seismotectonics of the Nubia Plate Compressive Margin in the South Tyrrhenian Region, Italy: Clues for Subduction Inception ». *Journal of Geophysical Research* 112 (B8): B08302. https://doi.org/10.1029/2006JB004837.

Boillot, G., et J. Malod. 1988. « The North and North-West Spanish continental margin », 1988, Revista de la Sociedad Geológica de España, édition.

Booth-Rea, G., C. R. Ranero, et I. Grevemeyer. 2018. « The Alboran Volcanic-Arc Modulated the Messinian Faunal Exchange and Salinity Crisis ». *Scientific Reports* 8 (1): 13015. https://doi.org/10.1038/s41598-018-31307-7.

Bougrine, A., A. K. Yelles-Chaouche, et E. Calais. 2019. « Active deformation in Algeria from continuous GPS measurements ». *Geophysical Journal International* 217 (1): 572-88. https://doi.org/10.1093/gji/ggz035.

Bouillin, J. -P., M. Durand-delga, et Ph. Olivier. 1986. « Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs : Distinctive Features, Genesis and Development Stages ». In *Developments in Geotectonics*, édité par F. -C Wezel, 21:281-304. The Origin of Arcs. Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42688-8.50017-5.

Bouyahiaoui, B. 2014. « Structure profonde et réactivation de la marge est-algérienne et du bassin adjacent (secteur d'Annaba), contraintes par sismique réflexion multitrace et grand-angle terre-mer ». Phdthesis, Université Nice Sophia Antipolis. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01134669.

Bouyahiaoui, B., F. Sage, A. Abtout, F. Klingelhoefer, K. Yelles-Chaouche, P. Schnürle, A. Marok, et al. 2015. « Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean ». *Geophysical Journal International* 201 (3): 1912-38. https://doi.org/10.1093/gji/ggv102.

Brun, J. P., et X. Fort. 2011. « Salt Tectonics at Passive Margins: Geology versus Models ». *Marine and Petroleum Geology* 28 (6): 1123-45. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.03.004.

Bull, J. M., J. Martinod, et P. Davy. 1992. « Buckling of the Oceanic Lithosphere from Geophysical Data and Experiments ». *Tectonics* 11 (3): 537-48. https://doi.org/10.1029/91TC02908.

Burg, J.-P., A. Dolati, D. Bernoulli, et J. Smit. 2013. « Structural Style of the Makran Tertiary Accretionary Complex in SE-Iran ». In *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues*, édité par Khalid Al Hosani, Francois Roure, Richard Ellison, et Stephen Lokier, 239-59. Frontiers in Earth Sciences. Berlin, Heidelberg: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9_12.

Burov, E. B., et M. Diament. 1995. « The Effective Elastic Thickness (T e) of Continental Lithosphere: What Does It Really Mean? » *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100 (B3): 3905-27. https://doi.org/10.1029/94JB02770.

Burov, E.B. 2011. « Rheology and strength of the lithosphere ». *Marine and Petroleum Geology*, 2011.

Camerlenghi, A., D. Accettella, S. Costa, G. Lastras, J. Acosta, M. Canals, et N. Wardell. 2009. « Morphogenesis of the SW Balearic Continental Slope and Adjacent Abyssal Plain, Western Mediterranean Sea ». *International Journal of Earth Sciences* 98 (4): 735-50. https://doi.org/10.1007/s00531-008-0354-8.

Capella, W., W. Spakman, D. J. J. van Hinsbergen, M. V. Chertova, et W. Krijgsman. 2020. « Mantle Resistance against Gibraltar Slab Dragging as a Key Cause of the Messinian Salinity Crisis ». *Terra Nova* 32 (2): 141-50. https://doi.org/10.1111/ter.12442.

Catalano, S., C. Monaco, L. Tortorici, W. Paltrinieri, et N. Steel. 2004. « Neogene-Quaternary Tectonic Evolution of the Southern Apennines ». *Tectonics* 23 (2). https://doi.org/10.1029/2003TC001512.

Cattaneo, A., N. Babonneau, G. Dan, J. Déverchère, A. Domzig, V. Gaullier, B. Lepillier, et al. 2010. « Submarine Landslides Along the Algerian Margin: A Review of Their Occurrence and Potential Link with Tectonic Structures ». In *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, édité par David C. Mosher, R. Craig Shipp, Lorena Moscardelli, Jason D. Chaytor, Christopher D. P. Baxter, Homa J. Lee, et Roger Urgeles, 515-25. Advances in Natural and Technological Hazards Research. Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3071-9_42.

Chazot, G., F. Abbassene, R. C. Maury, J. Déverchère, H. Bellon, A. Ouabadi, et D. Bosh. 2017. « An Overview on the Origin of Post-Collisional Miocene Magmatism in the Kabylies (Northern Algeria): Evidence for Crustal Stacking, Delamination and Slab Detachment ». *Journal of African Earth Sciences*, 15.

Choi, H., T.-K. Hong, X. He, et C.-E. Baag. 2012. « Seismic Evidence for Reverse Activation of a Paleo-Rifting System in the East Sea (Sea of Japan) ». *Tectonophysics*, Seismic imaging of continents and their margins: New research at the confluence of active and passive seismology, 572-573 (octobre): 123-33. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.023.

Choukroune, P., F. Roure, B. Pinet, et ECORS PYRENEES TEAM. 1990. « Main Results of the ECORS Pyrenees Profile ». *Tectonophysics* 173 (1-4): 411-23. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90234-Y.

Cloetingh, S., R. T. Van Balen, M. Ter Voorde, B. P. Zoetemeijer, et T. Den Bezemer. 1997. « Mechanical Aspects of Sedimentary Basin Formation: Development of Integrated Models for Lithospheric and Surface Processes ». *Geologische Rundschau* 86 (2): 226-40. https://doi.org/10.1007/s005310050136.

Cloetingh, S., et E. Burov. 2011. « Lithospheric Folding and Sedimentary Basin Evolution: A Review and Analysis of Formation Mechanisms ». *Basin Research* 23 (3): 257-90. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00490.x.

Cloetingh, S., R. Wortel, et N. J. Vlaar. 1989. « On the Initiation of Subduction Zones ». In *Subduction Zones Part II*, édité par L. J. Ruff et H. Kanamori, 7-25. Pageoph Topical Volumes. Basel: Birkhäuser. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-9140-0_2.

Coltice, N., M. Gérault, et M. Ulvrová. 2017. « A Mantle Convection Perspective on Global Tectonics ». *Earth-Science Reviews* 165 (février): 120-50. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.11.006.

Cope, M. J. 2003. « Algerian Licensing Round May Offer Opportunity for Exploration Plays in Deep Offshore Frontier ». *First Break* 21 (7). https://doi.org/10.3997/1365-2397.21.7.25550.

Costa, E., et B.C. Vendeville. 2002. « Experimental Insights on the Geometry and Kinematics of Fold-and-Thrust Belts above Weak, Viscous Evaporitic Décollement ». *Journal of Structural Geology* 24 (11): 1729-39. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00169-9.

Coulon, C., M.H. Megartsi, S. Fourcade, R. C. Maury, H. Bellon, A. Louni-Hacini, J. Cotten, A. Coutelle, et D. Hermitte. 2002. « Post-Collisional Transition from Calc-Alkaline to Alkaline Volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): Magmatic Expression of a Slab Breakoff ». *Lithos* 62 (3): 87-110. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00109-3.

Cuffaro, M., F. Riguzzi, D. Scrocca, et C. Doglioni. 2009. « Coexisting shortening and extension along the “Africa-Eurasia” plate boundary in southern Italy » 11 (avril): 11218.

Delescluse, Matthias, LGJ Montesi, et Nicolas Chamot-Rooke. 2008. « Fault reactivation and selective abandonment in the oceanic lithosphere ». *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS* 35 (août). https://doi.org/10.1029/2008GL035066.

Delouis, B., M. Vallée, M. Meghraoui, E. Calais, S. Maouche, K. Lammali, A. Mahsas, P. Briole, F. Benhamouda, et K. Yelles. 2004. « Slip Distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri Earthquake, Algeria, from Teleseismic, GPS, and Coastal Uplift Data ». *Geophysical Research Letters* 31 (18). https://doi.org/10.1029/2004GL020687.

Déverchère, J. 2003. « MARADJA cruise,Le Suroît R/V ». https://doi.org/10.17600/3020100.

Déverchère, J., et B. Savoye. 2005. « MARADJA/2 cruise,Le Suroît R/V ». https://doi.org/10.17600/5020080.

Déverchère, J., K. Yelles, A. Domzig, B. Mercier de Lépinay, J.-P. Bouillin, V. Gaullier, R. Bracène, et al. 2005. « Active Thrust Faulting Offshore Boumerdes, Algeria, and Its Relations to the 2003 Mw 6.9 Earthquake ». *Geophysical Research Letters* 32 (4). https://doi.org/10.1029/2004GL021646.

Devoti, R., A. Esposito, G. Pietrantonio, A. R. Pisani, et F. Riguzzi. 2011. « Evidence of Large Scale Deformation Patterns from GPS Data in the Italian Subduction Boundary ». *Earth and Planetary Science Letters* 311 (3): 230-41. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.034.

Dewey, J. F., et K. Burke. 1974. « Hot Spots and Continental Break-up: Implications for Collisional Orogeny ». *Geology* 2 (2): 57-60. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1974)2<57:HSACBI>2.0.CO;2.

Dilek, A., et H. Furnes. 2019. « Tethyan Ophiolites and Tethyan Seaways ». *Journal of the Geological Society* 176 (5): 899-912. https://doi.org/10.1144/jgs2019-129.

Domzig, A. 2006. « Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne ». Phdthesis, Université de Bretagne occidentale - Brest. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00144684.

Domzig, A., V. Gaullier, P. Giresse, H. Pauc, J. Déverchère, et K. Yelles. 2009. « Deposition Processes from Echo-Character Mapping along the Western Algerian Margin (Oran–Tenes), Western Mediterranean ». *Marine and Petroleum Geology*, Thematic Set on New Insights on Slope

Instabilities from Recent Studies within the French Margin Program GDR ≪Marges≫, 26 (5): 673-94. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.05.006.

Domzig, A., K. Yelles, C. Le Roy, J. Déverchère, J.-P. Bouillin, R. Bracène, B. Mercier de Lépinay, et al. 2006. « Searching for the Africa–Eurasia Miocene Boundary Offshore Western Algeria (MARADJA'03 Cruise) ». *Comptes Rendus Geoscience*, Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb, 338 (1): 80-91. https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.009.

Driussi, O., A. Briais, et A. Maillard. 2015. « Evidence for Transform Motion along the South Balearic Margin and Implications for the Kinematics of Opening of the Algerian Basin ». *Bulletin de La Société Géologique de France* 186 (4-5): 353-70. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.353.

Drury, M. R. 2005. « Dynamic Recrystallization and Strain Softening of Olivine Aggregates in the Laboratory and the Lithosphere ». *Geological Society, London, Special Publications* 243 (1): 143-58. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.243.01.11.

Duffy, O. B., T. P. Dooley, M. R. Hudec, M. P. A. Jackson, N. Fernandez, C. A.-L. Jackson, et J. I. Soto. 2018. « Structural Evolution of Salt-Influenced Fold-and-Thrust Belts: A Synthesis and New Insights from Basins Containing Isolated Salt Diapirs ». *Journal of Structural Geology* 114 (septembre): 206-21. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.06.024.

Duggen, S., K. Hoernle, A. Klügel, J. Geldmacher, M. Thirlwall, F. Hauff, D. Lowry, et N. Oates. 2008. « Geochemical Zonation of the Miocene Alborán Basin Volcanism (Westernmost Mediterranean): Geodynamic Implications ». *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156 (5): 577-93. https://doi.org/10.1007/s00410-008-0302-4.

Echavarria, L., R. Hernández, R. Allmendinger, et J. Reynolds. 2003. « Subandean Thrust and Fold Belt of Northwestern Argentina: Geometry and Timing of the Andean Evolution ». *AAPG Bulletin* 87 (6): 965-85. https://doi.org/10.1306/01200300196.

Echeverria, A., G. Khazaradze, E. Asensio, J. Gárate, J. M. Dávila, et E. Suriñach. 2013. « Crustal Deformation in Eastern Betics from CuaTeNeo GPS Network ». *Tectonophysics* 608 (novembre): 600-612. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.020.

EMODnet Bathymetry Consortium. 2020. « EMODnet Digital Bathymetry (DTM 2020) ». EMODnet Bathymetry Consortium. https://doi.org/10.12770/BB6A87DD-E579-4036-ABE1-E649CEA9881A.

Faccenna, C., L. Civetta, M. D'Antonio, F. Funiciello, L. Margheriti, et C. Piromallo. 2005. « Constraints on Mantle Circulation around the Deforming Calabrian Slab ». *Geophysical Research Letters* 32 (6). https://doi.org/10.1029/2004GL021874.

Faccenna, C., C. Piromallo, A. Crespo-Blanc, L. Jolivet, et F. Rossetti. 2004. « Lateral Slab Deformation and the Origin of the Western Mediterranean Arcs ». *Tectonics* 23 (1). https://doi.org/10.1029/2002TC001488.

Fernández-Viejo, G. 1998. « Estructura cortical de la Cordillera Cantábrica y su transición a la Cuenca del Duero a partir de datos de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo », 1998.

Fernández-Viejo, G, J Gallastegui, et J A Pulgar. 2009. « Structure and Tectonic Evolution of the Eastern Cantabrian Margin: Results from the MARCONI Multichannel Seismic Data », 6.

Fernández-Viejo, G., S. Llana-Fúnez, J. Acevedo, et C. López-Fernández. 2021. « The Cantabrian Fault at Sea. Low Magnitude Seismicity and Its Significance Within a Stable Setting ». *Frontiers in Earth Science* 9. https://doi.org/10.3389/feart.2021.645061.

Frizon de Lamotte, D., P. Leturmy, Y. Missenard, S. Khomsi, G. Ruiz, O. Saddiqi, F. Guillocheau, et A. Michard. 2009. « Mesozoic and Cenozoic Vertical Movements in the Atlas System (Algeria, Morocco, Tunisia): An Overview ». *Tectonophysics*, The geology of vertical movements of the lithosphere, 475 (1): 9-28. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.024.

Frizon de Lamotte, D., C. Raulin, N. Mouchot, J.-C. Wrobel-Daveau, C. Blanpied, et J.-C. Ringenbach. 2011. « The Southernmost Margin of the Tethys Realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial Geometry and Timing of the Inversion Processes ». *Tectonics* 30 (3). https://doi.org/10.1029/2010TC002691.

Frizon de Lamotte, D., B. Saint Bezar, R. Bracène, et E. Mercier. 2000. « The Two Main Steps of the Atlas Building and Geodynamics of the Western Mediterranean ». *Tectonics* 19 (4): 740-61. https://doi.org/10.1029/2000TC900003.

Gallais, F., D. Graindorge, M.-A. Gutscher, et D. Klaeschen. 2013. « Propagation of a Lithospheric Tear Fault (STEP) through the Western Boundary of the Calabrian Accretionary Wedge Offshore Eastern Sicily (Southern Italy) ». *Tectonophysics*, TOPO-EUROPE III, 602 (août): 141-52. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.026.

Gallastegui, J., J. A. Pulgar, et J. Gallart. 2002. « Initiation of an Active Margin at the North Iberian Continent-Ocean Transition ». *Tectonics* 21 (4): 15-1-15-14. https://doi.org/10.1029/2001TC901046.

Garcia-Castellanos, D., et A. Villaseñor. 2011. « Messinian Salinity Crisis Regulated by Competing Tectonics and Erosion at the Gibraltar Arc ». *Nature* 480 (7377): 359-63. https://doi.org/10.1038/nature10651.

Gerbault, M., E. B Burov, Alexei A.N.B. Poliakov, et D. Marc. 1999. « Do faults trigger folding in the lithosphere ? » *Geophysical Research Letters* 26 (2): 271-74.

Gerbault, M., A. N.B. Poliakov, et M. Daignieres. 1998. « Prediction of Faulting from the Theories of Elasticity and Plasticity: What Are the Limits? » *Journal of Structural Geology* 20 (2-3): 301-20. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00089-8.

Gerbault, Muriel. 2000. « At What Stress Level Is the Central Indian Ocean Lithosphere Buckling? » *Earth and Planetary Science Letters* 178 (1): 165-81. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00054-6.

Giaconia, F., G. Booth-Rea, C. R. Ranero, E. Gràcia, R. Bartolome, A. Calahorrano, C. L. Iacono, et al. 2015. « Compressional Tectonic Inversion of the Algero-Balearic Basin: Latemost Miocene to Present Oblique Convergence at the Palomares Margin (Western Mediterranean) ». *Tectonics* 34 (7): 1516-43. https://doi.org/10.1002/2015TC003861.

Gill, R. C. O., A. Aparicio, M. El Azzouzi, J. Hernandez, M. F. Thirlwall, J. Bourgois, et G. F. Marriner. 2004. « Depleted Arc Volcanism in the Alboran Sea and Shoshonitic Volcanism in Morocco: Geochemical and Isotopic Constraints on Neogene Tectonic Processes ». *Lithos* 78 (4): 363-88. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.07.002.

Gómez de la Peña, L., I. Grevemeyer, H. Kopp, J. Díaz, J. Gallart, G. Booth-Rea, E. Gràcia, et C. R. Ranero. 2020. « The Lithospheric Structure of the Gibraltar Arc System From Wide-Angle Seismic Data ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 125 (9): e2020JB019854. https://doi.org/10.1029/2020JB019854.

Gómez de la Peña, L., C. R. Ranero, E. Gràcia, et G. Booth-Rea. 2021. « The Evolution of the Westernmost Mediterranean Basins ». *Earth-Science Reviews* 214 (mars): 103445. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103445.

Govers, R. 2009. « Choking the Mediterranean to Dehydration: The Messinian Salinity Crisis ». *Geology* 37 (2): 167-70. https://doi.org/10.1130/G25141A.1.

Govers, R., et M. J. R. Wortel. 2005. « Lithosphere Tearing at STEP Faults: Response to Edges of Subduction Zones ». *Earth and Planetary Science Letters* 236 (1): 505-23. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.022.

Gràcia, E., I. Grevemeyer, R. Bartolomé, H. Perea, S. Martínez-Loriente, L. Gómez de la Peña, A. Villaseñor, et al. 2019. « Earthquake Crisis Unveils the Growth of an Incipient Continental Fault System ». *Nature Communications* 10 (1): 3482. https://doi.org/10.1038/s41467-019-11064-5.

Graindorge, D., F. Sage, et F. Klingelhoefer. 2009. « SPIRAL cruise,L'Atalante R/V ». https://doi.org/10.17600/9010050.

Grevemeyer, I., E. Gràcia, A. Villaseñor, W. Leuchters, et A. B. Watts. 2015. « Seismicity and Active Tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Constraints from an Offshore-Onshore Seismological Network and Swath Bathymetry Data ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120 (12): 8348-65. https://doi.org/10.1002/2015JB012073.

Guerrera, F., et M. Martín-Martín. 2014. « Geodynamic Events Reconstructed in the Betic, Maghrebian, and Apennine Chains (Central-Western Tethys) ». *Bulletin de La Société Géologique de France* 185 (5): 329-41. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.185.5.329.

Gurnis, M., C. Hall, et L. Lavier. 2004. « Evolving Force Balance during Incipient Subduction ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5 (7). https://doi.org/10.1029/2003GC000681.

Haidar, S., J. Déverchère, D. Graindorge, M. Arab, M. Medaouri, et F. Klingelhoefer. 2021. « Back-Arc Dynamics Controlled by Slab Rollback and Tearing: A Reappraisal of Seafloor Spreading and Kinematic Evolution of the Eastern Algerian Basin (Western Mediterranean) in Middle-Late Miocene ». Preprint. Earth and Space Science Open Archive. Earth and Space Science Open Archive. World. 3 mai 2021. http://www.essoar.org/doi/10.1002/essoar.10506942.1.

Hall, C. E., M. Gurnis, M. Sdrolias, L. L. Lavier, et R. D. Müller. 2003. « Catastrophic Initiation of Subduction Following Forced Convergence across Fracture Zones ». *Earth and Planetary Science Letters* 212 (1): 15-30. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00242-5.

Hamai, L., C. Petit, A. Abtout, A. Yelles-Chaouche, et J. Déverchère. 2015. « Flexural behaviour of the north Algerian margin and tectonic implications ». *Geophysical Journal International* 201 (3): 1426-36. https://doi.org/10.1093/gji/ggv098.

Hamai, L., C. Petit, L. Le Pourhiet, A. Yelles-Chaouche, J. Déverchère, M.-O. Beslier, et A. Abtout. 2018. « Towards Subduction Inception along the Inverted North African Margin of Algeria? Insights from Thermo-Mechanical Models ». *Earth and Planetary Science Letters* 501 (novembre): 13-23. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.028.

Harbi, A., S. Maouche, et H. Benhallou. 2003. « Re-Appraisal of Seismicity and Seismotectonics in the North-Eastern Algeria Part II: 20th Century Seismicity and Seismotectonics Analysis ». *Journal of Seismology* 7 (2): 221-34. https://doi.org/10.1023/A:1023571316216.

van Hinsbergen, D. J. J., R. L. M. Vissers, et W. Spakman. 2014. « Origin and Consequences of Western Mediterranean Subduction, Rollback, and Slab Segmentation ». *Tectonics* 33 (4): 393-419. https://doi.org/10.1002/2013TC003349.

van Hinsbergen, D. J. J., T. H. Torsvik, S. M. Schmid, L. C. Maţenco, M. Maffione, R. L. M. Vissers, D. Gürer, et W. Spakman. 2020. « Orogenic Architecture of the Mediterranean Region and Kinematic Reconstruction of Its Tectonic Evolution since the Triassic ». *Gondwana Research* 81 (mai): 79-229. https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.009.

Hsü, K. J. 1972. « WHEN THE MEDITERRANEAN DRIED UP ». *Scientific American* 227 (6): 26-39.

Hsü, K., W. Ryan, et M. Cita. 1973. « Late Miocene Desiccation of the Mediterranean ». *Nature* 242 (mars): 240. https://doi.org/10.1038/242240a0.

Jaume, D., et G. A. Boxshall. 1996. « The persistence of an ancient marine fauna in Mediterranean waters: new evidence from misophrioid copepods living in anchihaline caves ». *Journal of Natural History* 30 (11): 1583-95. https://doi.org/10.1080/00222939600770921.

Jolivet, L., K. Tamaki, et M. Fournier. 1994. « Japan Sea, Opening History and Mechanism: A Synthesis ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99 (B11): 22237-59. https://doi.org/10.1029/93JB03463.

Kerrick, D. M. 2001. « Present and Past Nonanthropogenic CO2 Degassing from the Solid Earth ». *Reviews of Geophysics* 39 (4): 565-85. https://doi.org/10.1029/2001RG000105.

Khazaradze, G., A. Echeverria Moreno, et E. Asensio Ferreira. 2014. « Present-Day Crustal Deformation Field of the Iberian Peninsula Estimated by GPS Measurements », octobre. http://diposit.ub.edu/dspace/handle/2445/64686.

Kherroubi, A., J. Déverchère, A. Yelles, B. Mercier de Lépinay, A. Domzig, A. Cattaneo, R. Bracène, V. Gaullier, et D. Graindorge. 2009. « Recent and Active Deformation Pattern off the Easternmost Algerian Margin, Western Mediterranean Sea: New Evidence for Contractional Tectonic

Reactivation ». *Marine Geology*, EUROMARGINS: Imaging, monitoring, and modelling the physical, chemical and biological processes in the European passive continental margins, 261 (1): 17-32. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.05.016.

Kim, G.-B., S.-H. Yoon, S.-S. Kim, et B.-D. So. 2018. « Transition from buckling to subduction on strike-slip continental margins: Evidence from the East Sea (Japan Sea) ». *Geology* 46 (7): 603-6. https://doi.org/10.1130/G40305.1.

Klingelhoefer, Frauke, Jacques Déverchère, David Graindorge, Chafik Aïdi, Rabie Badji, Boualem Bouyahiaoui, Angélique Leprêtre, et al. 2022. « Formation, Segmentation and Deep Crustal Structure Variations along the Algerian Margin from the SPIRAL Seismic Experiment ». *Journal of African Earth Sciences* 186 (février): 104433. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104433.

Korenaga, T., et J. Korenaga. 2016. « Evolution of Young Oceanic Lithosphere and the Meaning of Seafloor Subsidence Rate ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121 (9): 6315-32. https://doi.org/10.1002/2016JB013395.

Koulali, A., D. Ouazar, A. Tahayt, R. W. King, P. Vernant, R. E. Reilinger, S. McClusky, T. Mourabit, J. M. Davila, et N. Amraoui. 2011. « New GPS Constraints on Active Deformation along the Africa–Iberia Plate Boundary ». *Earth and Planetary Science Letters* 308 (1-2): 211-17. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.048.

Krawczyk, C. M., et M. Stiller. 1999. « Reflection Seismic Constraints on Paleozoic Crustal Structure and Moho beneath the NE German Basin ». *Tectonophysics* 314 (1): 241-53. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00246-2.

Krijgsman, W., W. Capella, D. Simon, F. J. Hilgen, T. J. Kouwenhoven, P. Th. Meijer, F. J. Sierro, et al. 2018. « The Gibraltar Corridor: Watergate of the Messinian Salinity Crisis ». *Marine Geology* 403 (septembre): 238-46. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.06.008.

Krijgsman, W., F. J. Hilgen, I. Raffi, F. J. Sierro, et D. S. Wilson. 1999. « Chronology, Causes and Progression of the Messinian Salinity Crisis ». *Nature* 400 (6745): 652-55. https://doi.org/10.1038/23231.

Kurashimo, E., M. Shinohara, K. Suyehiro, J. Kasahara, et N. Hirata. 1996. « Seismic Evidence for Stretched Continental Crust in the Japan Sea ». *Geophysical Research Letters* 23 (21): 3067-70. https://doi.org/10.1029/96GL02765.

Lafosse, M., E. d'Acremont, A. Rabaute, F. Estrada, M. Jollivet-Castelot, J. T. Vazquez, J. Galindo-Zaldivar, et al. 2020. « Plio-Quaternary Tectonic Evolution of the Southern Margin of the Alboran Basin (Western Mediterranean) ». *Solid Earth* 11 (2): 741-65. https://doi.org/10.5194/se-11-741-2020.

Lallemand, S., A. Heuret, et D. Boutelier. 2005. « On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6 (9). https://doi.org/10.1029/2005GC000917.

Lallemand, Serge, et D. Arcay. 2021. « Subduction Initiation from the Earliest Stages to Self-Sustained Subduction: Insights from the Analysis of 70 Cenozoic Sites ». *Earth-Science Reviews* 221 (octobre): 103779. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103779.

Lee, S.-M. 2004. « Deformation from the Convergence of Oceanic Lithosphere into Yap Trench and Its Implications for Early-Stage Subduction ». *Journal of Geodynamics* 37 (1): 83-102. https://doi.org/10.1016/j.jog.2003.10.003.

Leng, W., et M. Gurnis. 2011. « Dynamics of Subduction Initiation with Different Evolutionary Pathways ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12 (12). https://doi.org/10.1029/2011GC003877.

Leprêtre, A. 2012. « Contraintes par imagerie sismique pénétrante sur l'évolution d'une marge Cénozoïque réactivée en compression (cas de la marge algérienne, secteur de Tipaza) ». These de doctorat, Brest. https://www.theses.fr/2012BRES0079.

Leprêtre, A., F. Klingelhoefer, D. Graindorge, P. Schnurle, M. O. Beslier, K. Yelles, J. Déverchère, et R. Bracene. 2013. « Multiphased Tectonic Evolution of the Central Algerian Margin from Combined Wide-Angle and Reflection Seismic Data off Tipaza, Algeria ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118 (8): 3899-3916. https://doi.org/10.1002/jgrb.50318.

Leprêtre, R., Frizon-de-lamotte, V. Combier, O. Gimeno-Vives, G. Mohn, et R. Eschard. 2018. « The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin ». *BSGF - Earth Sciences*, 2018.

Leroy, M., F. Gueydan, et O. Dauteuil. 2008. « Uplift and Strength Evolution of Passive Margins Inferred from 2-D Conductive Modelling ». *Geophysical Journal International* 172 (1): 464-76. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03566.x.

Li, H., R. Gao, H. Wang, W. Li, et X. Xiong. 2016. « Using Large Dynamite Shots to Image the Structure of the Moho from Deep Seismic Reflection Experiment between the Sichuan Basin and Qinling Orogen ». *Earthquake Science* 29 (6): 321-26. https://doi.org/10.1007/s11589-016-0172-1.

de Lis Mancilla, F., B. Heit, J. Morales, X. Yuan, D. Stich, A. Molina-Aguilera, J. M. Azañon, et R. Martín. 2018. « A STEP Fault in Central Betics, Associated with Lateral Lithospheric Tearing at the Northern Edge of the Gibraltar Arc Subduction System ». *Earth and Planetary Science Letters* 486 (mars): 32-40. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.01.008.

Lofi, J. 2018. *Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean Sea - Volume 2*. Édité par Commission for the Geological Map of the World. Vol. t.181. Mémoires de la Société Géologique de France. Société Géologique de France. https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01975763.

Lofi, J., F. Sage, J. Déverchère, L. Loncke, A. Maillard, V. Gaullier, I. Thinon, H. Gillet, P. Guennoc, et C. Gorini. 2011. « Refining Our Knowledge of the Messinian Salinity Crisis Records in the Offshore Domain through Multi-Site Seismic Analysis ». *Bulletin de La Société Géologique de France* 182 (2): 163-80.

Loreto, M. F., C. Palmiotto, F. Muccini, V. Ferrante, et N. Zitellini. 2021. « Inverted Basins by Africa–Eurasia Convergence at the Southern Back-Arc Tyrrhenian Basin ». *Geosciences* 11 (3): 117. https://doi.org/10.3390/geosciences11030117.

Lugli, S., C. Manzi, M. Roveri, et B. C. Schreiber. 2015. « The Deep Record of the Messinian Salinity Crisis: Evidence of a Non-Desiccated Mediterranean Sea ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 433 (septembre): 201-18. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.05.017.

Maillard, A., et A. Mauffret. 2013. « Structure and Present-Day Compression in the Offshore Area between Alicante and Ibiza Island (Eastern Iberian Margin) ». *Tectonophysics*, Basin Dynamics, 591 (avril): 116-30. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.07.007.

Malinverno, A., et W. B. F. Ryan. 1986. « Extension in the Tyrrhenian Sea and Shortening in the Apennines as Result of Arc Migration Driven by Sinking of the Lithosphere ». *Tectonics* 5 (2): 227-45. https://doi.org/10.1029/TC005i002p00227.

Mann, P. 2015. « Passive Plate Margin ». In *Encyclopedia of Marine Geosciences*, édité par Jan Harff, Martin Meschede, Sven Petersen, et Jörn Thiede, 1-8. Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6644-0_100-2.

Mao, X., M. Gurnis, et D. A. May. 2017. « Subduction Initiation With Vertical Lithospheric Heterogeneities and New Fault Formation ». *Geophysical Research Letters* 44 (22): 11,349-11,356. https://doi.org/10.1002/2017GL075389.

Mart, Y., E. Aharonov, G. Mulugeta, W. Ryan, T. Tentler, et L. Goren. 2005. « Analogue modelling of the initiation of subduction ». *Geophysical Journal International* 160 (3): 1081-91. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02544.x.

Martínez Poyatos, D., R. Carbonell, I. Palomeras, J. F. Simancas, P. Ayarza, D. Martí, A. Azor, et al. 2012. « Imaging the Crustal Structure of the Central Iberian Zone (Variscan Belt): The ALCUDIA Deep Seismic Reflection Transect ». *Tectonics* 31 (3). https://doi.org/10.1029/2011TC002995.

Martinez-Garcia, P., M. Comas, L. Lonergan, et A.B. Watts. 2017. « From Extension to Shortening: Tectonic Inversion Distributed in Time and Space in the Alboran Sea, Western Mediterranean ». *Tectonics*, 2017.

Matias, H., P. Kress, P. Terrinha, W. Mohriak, P. T. L. Menezes, L. Matias, F. Santos, et F. Sandnes. 2011. « Salt Tectonics in the Western Gulf of Cadiz, Southwest Iberia ». *AAPG Bulletin* 95 (10): 1667-98. https://doi.org/10.1306/01271110032.

Mauffret, A. 2007. « The Northwestern (Maghreb) Boundary of the Nubia (Africa) Plate ». *Tectonophysics* 429 (1): 21-44. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.09.007.

Mauffret, A., D. Frizon de Lamotte, S. Lallemant, C. Gorini, et A. Maillard. 2004. « E–W Opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean) ». *Terra Nova* 16 (5): 257-64. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00559.x.

Maury, R. C., S. Fourcade, C. Coulon, M.H. El Azzouzi, H. Bellon, A. Coutelle, A. Ouabadi, et al. 2000. « Post-Collisional Neogene Magmatism of the Mediterranean Maghreb Margin: A Consequence of Slab Breakoff ». *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 331 (3): 159-73. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01406-3.

Mayer, C. 1867. *Catalogue systématique et descriptif des fossiles des terrains tertiaires qui se trouvent au Musée de Zurich. Cahier 1-4*.

Mckenzie, D. P. 1977. « The Initiation of Trenches ». In *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, 57-61. American Geophysical Union (AGU). https://doi.org/10.1029/ME001p0057.

Medaouri, M. 2014. « Origine de la segmentation de la marge algérienneet implications sur l'évolution géodynamique et des ressources pétrolières », 2014.

Mihoubi, A. 2014. « Imagerie sismique de la structure profonde de la marge Algérienne orientale (secteur de Jijel) : implications en terme de potentiel pétrolier ». Phdthesis, Université de Bretagne occidentale - Brest. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01906058.

Moreno, X., E. Gràcia, R. Bartolomé, S. Martínez-Loriente, H. Perea, L. G. de la Peña, C. L. Iacono, et al. 2016. « Seismostratigraphy and Tectonic Architecture of the Carboneras Fault Offshore Based on Multiscale Seismic Imaging: Implications for the Neogene Evolution of the NE Alboran Sea ». *Tectonophysics*, SI:Deep Seismix, 689 (octobre): 115-32. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.018.

Mueller, S., et R. J. Phillips. 1991. « On The Initiation of Subduction ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 96 (B1): 651-65. https://doi.org/10.1029/90JB02237.

Muñoz-Martín, A., Gerardo Vicente, J. Fernández-Lozano, S. Cloetingh, E. Willingshofer, D. Sokoutis, et F. Beekman. 2010. « Spectral analysis of the gravity and elevation along the western Africa–Eurasia plate tectonic limit: Continental versus oceanic lithospheric folding signals ». *Tectonophysics* 495 (septembre): 298-314. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.09.036.

Neres, M., M. M. C. Carafa, R. M. S. Fernandes, L. Matias, J. C. Duarte, S. Barba, et P. Terrinha. 2016. « Lithospheric Deformation in the Africa-Iberia Plate Boundary: Improved Neotectonic Modeling Testing a Basal-Driven Alboran Plate ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121 (9): 6566-96. https://doi.org/10.1002/2016JB013012.

Nicolosi, I., F. Speranza, et M. Chiappini. 2006. « Ultrafast Oceanic Spreading of the Marsili Basin, Southern Tyrrhenian Sea: Evidence from Magnetic Anomaly Analysis ». *Geology* 34 (9): 717-20. https://doi.org/10.1130/G22555.1.

Nikolaeva, K., T. V. Gerya, et F. O. Marques. 2010. « Subduction Initiation at Passive Margins: Numerical Modeling ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115 (B3). https://doi.org/10.1029/2009JB006549.

No, T. 2014. « The Source Fault of the 1983 Nihonkai–Chubu Earthquake Revealed by Seismic Imaging ». *Earth and Planetary Science Letters*, 12.

Nocquet, J. M. 2012. « Present-Day Kinematics of the Mediterranean: A Comprehensive Overview of GPS Results ». *Tectonophysics*, Orogenic processes and structural heritage in Alpine-type mountain belts, 579 (décembre): 220-42. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.037.

Nocquet, J.-M., et E. Calais. 2004. « Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe ». *Pure and Applied Geophysics* 161 (3): 661-81. https://doi.org/10.1007/s00024-003-2468-z.

Ousadou, F., et M. Bezzeghoud. 2019. « Seismicity of the Algerian Tell Atlas and the Impacts of Major Earthquakes ». In , 401-26. https://doi.org/10.1007/978-3-319-96794-3_11.

Palano, M., P. J. González, et J. Fernández. 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 (novembre): 439-47. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.040.

Pedreira, D., J. C. Afonso, J. A. Pulgar, J. Gallastegui, A. Carballo, M. Fernàndez, D. Garcia-Castellanos, O. Jiménez-Munt, J. Semprich, et O. García-Moreno. 2015. « Geophysical-Petrological Modeling of the Lithosphere beneath the Cantabrian Mountains and the North-Iberian Margin: Geodynamic Implications ». *Lithos* 230 (août): 46-68. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.04.018.

Pepe, F., A. Sulli, G. Bertotti, et R. Catalano. 2005. « Structural Highs Formation and Their Relationship to Sedimentary Basins in the North Sicily Continental Margin (Southern Tyrrhenian Sea): Implication for the Drepano Thrust Front ». *Tectonophysics* 409 (1): 1-18. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.009.

Philip, H., et M. Meghraoui. 1983. « Structural Analysis and Interpretation of the Surface Deformations of the El Asnam Earthquake of October 10, 1980 ». *Tectonics* 2 (1): 17-49. https://doi.org/10.1029/TC002i001p00017.

Piques, A., L. A. Brahim, M. Azzouzi, R. Maury, H Bellon, B. Semroud, et E. Laville. 1998. « Le Poiryon Maghr6bin : Contraintes Structurales et Geochimiques », 7.

Rabaute, A., et N. Chamot-Rooke. 2019. « Active Inversion Tectonics from Algiers to Sicily ». In *On Significant Applications of Geophysical Methods*, édité par N. Sundararajan, M. Eshagh, H. Saibi, M. Meghraoui, M. Al-Garni, et B. Giroux, 249-51. Advances in Science, Technology & Innovation. Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-01656-2_56.

Recanati, A., Y. Missenard, R. Leprêtre, C. Gautheron, J. Barbarand, F. Abbassene, N. Abdallah, et al. 2019. « A Tortonian Onset for the Algerian Margin Inversion: Evidence from Low-Temperature Thermochronology ». *Terra Nova* 31 (1): 39-48. https://doi.org/10.1111/ter.12367.

Regenauer-Lieb, K., D. A. Yuen, et J. Branlund. 2001. « The Initiation of Subduction: Criticality by Addition of Water? » *Science* 294 (5542): 578-80. https://doi.org/10.1126/science.1063891.

Roca, E., J. A. Muñoz, O. Ferrer, et N. Ellouz. 2011. « The Role of the Bay of Biscay Mesozoic Extensional Structure in the Configuration of the Pyrenean Orogen: Constraints from the

MARCONI Deep Seismic Reflection Survey ». *Tectonics* 30 (2). https://doi.org/10.1029/2010TC002735.

Romagny, A., L. Jolivet, A. Menant, E. Bessière, A. Maillard, A. Canva, C. Gorini, et R. Augier. 2020. « Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms ». *Bulletin de la Société Géologique de France* 191 (1). https://doi.org/10.1051/bsgf/2020040.

Rosenbaum, G., et G. S. Lister. 2004. « Neogene and Quaternary Rollback Evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides ». *Tectonics* 23 (1). https://doi.org/10.1029/2003TC001518.

Roveri, M., R. Flecker, W. Krijgsman, J. Lofi, S. Lugli, V. Manzi, F. J. Sierro, et al. 2014. « The Messinian Salinity Crisis: Past and Future of a Great Challenge for Marine Sciences ». *Marine Geology*, 50th Anniversary Special Issue, 352 (juin): 25-58. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.002.

Ruh, Jonas B., Boris J. P. Kaus, et Jean-Pierre Burg. 2012. « Numerical Investigation of Deformation Mechanics in Fold-and-Thrust Belts: Influence of Rheology of Single and Multiple Décollements ». *Tectonics* 31 (3). https://doi.org/10.1029/2011TC003047.

Ruiz, M., J. Díaz, D. Pedreira, J. Gallart, et J. A. Pulgar. 2017. « Crustal Structure of the North Iberian Continental Margin from Seismic Refraction/Wide-Angle Reflection Profiles ». *Tectonophysics* 717 (octobre): 65-82. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.07.008.

Ruiz-Constán, A., J. Galindo-Zaldívar, A. Pedrera, B. Célérier, et C. Marín-Lechado. 2011. « Stress Distribution at the Transition from Subduction to Continental Collision (Northwestern and Central Betic Cordillera) ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12 (12). https://doi.org/10.1029/2011GC003824.

Ryan, W. B. F. 2008. « Modeling the Magnitude and Timing of Evaporative Drawdown during the Messinian Salinity Crisis », 19.

Ryan, W. B. F. 2009. « Decoding the Mediterranean Salinity Crisis ». *Sedimentology* 56 (1): 95-136. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01031.x.

Sato, H. 1994. « The Relationship between Late Cenozoic Tectonic Events and Stress Field and Basin Development in Northeast Japan ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99 (B11): 22261-74. https://doi.org/10.1029/94JB00854.

Schettino, A., et E. Turco. 2006. « Plate Kinematics of the Western Mediterranean Region during the Oligocene and Early Miocene ». *Geophysical Journal International* 166 (3): 1398-1423. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02997.x.

Serpelloni, E., R. Bürgmann, M. Anzidei, P. Baldi, B. Mastrolembo Ventura, et E. Boschi. 2010. « Strain Accumulation across the Messina Straits and Kinematics of Sicily and Calabria from GPS Data and Dislocation Modeling ». *Earth and Planetary Science Letters* 298 (3): 347-60. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.08.005.

Serpelloni, E., G. Vannucci, S. Pondrelli, A. Argnani, G. Casula, M. Anzidei, P. Baldi, et P. Gasperini. 2007. « Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data ». *Geophysical Journal International* 169 (3): 1180-1200. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.

Sherkati, S., J. Letouzey, et D. Frizon de Lamotte. 2006. « Central Zagros Fold-Thrust Belt (Iran): New Insights from Seismic Data, Field Observation, and Sandbox Modeling ». *Tectonics* 25 (4). https://doi.org/10.1029/2004TC001766.

Sibuet, J.-C., S. P. Srivastava, et W. Spakman. 2004. « Pyrenean Orogeny and Plate Kinematics ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109 (B8). https://doi.org/10.1029/2003JB002514.

Sierro, F. J. 1985. « THE REPLACEMENT OF THE “GLOBOROTALIA MENARDH” GROUP BY THE GLOBOROTALIA MIOTUMIDA GROUP: AN AID TO RECOGNIZING THE TORTONIAN- MESSINIAN BOUNDARY IN THE MEDITERRANEAN AND ADJACENT ATLANTIC ». *Elsevier Science Publishers* Marine Micropaleontology (9): 11.

Simancas, J. F., R. Carbonell, F. González Lodeiro, A. Pérez Estaún, C. Juhlin, P. Ayarza, A. Kashubin, et al. 2003. « Crustal Structure of the Transpressional Variscan Orogen of SW Iberia: SW Iberia Deep Seismic Reflection Profile (IBERSEIS) ». *Tectonics* 22 (6). https://doi.org/10.1029/2002TC001479.

Somoza, L., T. Medialdea, P. Terrinha, A. Ramos, et J.-T. Vázquez. 2021. « Submarine Active Faults and Morpho-Tectonics Around the Iberian Margins: Seismic and Tsunamis Hazards ». *Frontiers in Earth Science* 9. https://doi.org/10.3389/feart.2021.653639.

Sparacino, F., M. Palano, J. A. Peláez, et J. Fernández. 2020. « Geodetic Deformation versus Seismic Crustal Moment-Rates: Insights from the Ibero-Maghrebian Region ». *Remote Sensing* 12 (6): 952. https://doi.org/10.3390/rs12060952.

Stein, C. A., S. Cloetingh, et R. Wortel. 1989. « Seasat-Derived Gravity Constraints on Stress and Deformation in the Northeastern Indian Ocean ». *Geophysical Research Letters* 16 (8): 823-26. https://doi.org/10.1029/GL016i008p00823.

Stich, D., C. J. Ammon, et J. Morales. 2003. « Moment Tensor Solutions for Small and Moderate Earthquakes in the Ibero-Maghreb Region ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B3). https://doi.org/10.1029/2002JB002057.

Stich, D., E. Serpelloni, F. de Lis Mancilla, et J. Morales. 2006. « Kinematics of the Iberia–Maghreb Plate Contact from Seismic Moment Tensors and GPS Observations ». *Tectonophysics* 426 (3): 295-317. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.08.004.

Strzerzynski, P., J. Déverchère, A. Cattaneo, A. Domzig, K. Yelles, B. Mercier de Lépinay, N. Babonneau, et A. Boudiaf. 2010. « Tectonic Inheritance and Pliocene-Pleistocene Inversion of the Algerian Margin around Algiers: Insights from Multibeam and Seismic Reflection Data ». *Tectonics* 29 (2). https://doi.org/10.1029/2009TC002547.

Strzerzynski, P., L. Lenoir, P. Bessin, et L. Bouat. 2020. « Brittle tectonics and fluids overpressure during the early stage of the Bay of Biscay opening in the Jard-sur-Mer area, (northern Aquitaine Basin, France) ». *Bulletin de la Société Géologique de France* 191 (1). https://doi.org/10.1051/bsgf/2020025.

Strzerzynski, Pierre, Stéphane Dominguez, Azzedine Boudiaf, et Jacques Déverchère. 2021. « Tectonic Inversion and Geomorphic Evolution of the Algerian Margin Since Messinian Times: Insights From New Onshore/Offshore Analog Modeling Experiments ». *Tectonics* 40 (2). https://doi.org/10.1029/2020TC006369.

Tavani, S., F. Storti, O. Lacombe, A. Corradetti, J. A. Muñoz, et S. Mazzoli. 2015. « A Review of Deformation Pattern Templates in Foreland Basin Systems and Fold-and-Thrust Belts: Implications for the State of Stress in the Frontal Regions of Thrust Wedges ». *Earth-Science Reviews* 141 (février): 82-104. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.013.

Torné, M., et E. Banda. 1992. « Crustal Thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea ». *Geo-Marine Letters* 12 (2-3): 76-81. https://doi.org/10.1007/BF02084915.

Ueda, K., T. Gerya, et S. V. Sobolev. 2008. « Subduction Initiation by Thermal–Chemical Plumes: Numerical Studies ». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Recent Advances in Computational Geodynamics: Theory, Numerics and Applications, 171 (1): 296-312. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.032.

Watts, A. B, et E. B Burov. 2003. « Lithospheric Strength and Its Relationship to the Elastic and Seismogenic Layer Thickness ». *Earth and Planetary Science Letters* 213 (1): 113-31. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00289-9.

Wells, D. L., et K. J. Coppersmith. 1994. « New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement ». *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4): 974-1002.

Wildi, W. 1983. « La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène ». *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* 24 (3): 201.

Wilson, J.T. 1966. « Did the atlantic close and then re-open ? », 1966.

Yan, Dan-Ping, Yan-Bo Xu, Zhou-Bin Dong, Liang Qiu, Sen Zhang, et Michael Wells. 2016. « Fault-Related Fold Styles and Progressions in Fold-Thrust Belts: Insights from Sandbox Modeling: Sandbox Modeling the Fold-Thrust Belts ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121 (3): 2087-2111. https://doi.org/10.1002/2015JB012397.

Yelles, A., A. Domzig, J. Déverchère, R. Bracène, B. Mercier de Lépinay, P. Strzerzynski, G. Bertrand, et al. 2009. « Plio-Quaternary Reactivation of the Neogene Margin off NW Algiers, Algeria: The Khayr al Din Bank ». *Tectonophysics*, The geology of vertical movements of the lithosphere, 475 (1): 98-116. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.030.

Yelles-Chaouche, A., A. Boudiaf, H. Djellit, et R. Bracene. 2006. « La tectonique active de la région nord-algérienne ». *Comptes Rendus Geoscience*, Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb, 338 (1): 126-39. https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.002.

Yelles-Chaouche, A., J/ Roger, J. Déverchere, R. Bracene, A. Domzig, H. Hébert, et A. Kherroubi. 2009. « The 1856 Tsunami of Djidjelli (Eastern Algeria): Seismotectonics, Modelling and Hazard Implications for the Algerian Coast ». In *Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami: Part II: Observation and Data Analysis*, édité par P. R. Cummins, K. Satake, et L. S. L. Kong, 283-300. Pageoph Topical Volumes. Basel: Birkhäuser. https://doi.org/10.1007/978-3-0346-0064-4_14.

Yelles-Chaouche, A., A. Kherroubi, et H. Beldjoudi. 2017. « The Large Algerian Earthquakes (267 A.D.-2017) ». *Física de La Tierra* 29 (0): 159-82. https://doi.org/10.5209/FITE.57617.

Yelles-Chaouche, A., I. Abacha, O. Boulahia, C. Aidi, A. Chami, A. Belheouane, S. T.-E. Rahmani, et K. Roubeche. 2021. « The 13 July 2019 Mw 5.0 Jijel Earthquake, Northern Algeria: An Indicator of Active Deformation along the Eastern Algerian Margin ». *Journal of African Earth Sciences* 177 (mai): 104149. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104149.

Yielding, G. 1981. « Control of rupture by fault geometry during the 1980 El Asnam (Algeria) earthquake ». *Geophysical Journal International* 81 (3): 641-70. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1985.tb06426.x.

Zitellini, N., C. R. Ranero, M. F. Loreto, M. Ligi, M. Pastore, F. D'Oriano, V. Sallares, I. Grevemeyer, S. Moeller, et M. Prada. 2020. « Recent Inversion of the Tyrrhenian Basin ». *Geology* 48 (2): 123-27. https://doi.org/10.1130/G46774.1.

Annexes

1- Poster présenté à l’EGU 2019 en premier auteur

2- Poster présenté à l’AGU 2019 par J. I. Soto

3- Coupes sismiques supplémentaires

1- Poster présenté à l’EGU 2019 en premier auteur

https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2019/EGU2019-14162.pdf

Abstract :

Kinematic reconstructions in the Tethyan realm advocate for the frequent occurrence of slab polarity reversalsfollowing collisional stages. However, there is actually very few case studies of ongoing polarity reversalsdocumented, a process that requires significant energy to bend the oceanic plate. In this study, we provide furtherevidence for an incipient slab reversal occurring along the Algerian margin after the closure of the westernLigurian Tethys (Western Mediterranean Sea). In the 70’s, Auzende et al. (1975) have suspected the initiation of asuduction at this place from the first evidence of an anomalous, thick Plio-Quaternary layer at the margin toe.The Algerian basin is a Cenozoic oceanic domain formed from back-arc extension induced by the southwardretreat of the Tethyan subduction, a process that ended approximately 17-19 Myr ago with the collision ofKabylian blocks with Africa. However, it is suspected that the western and central oceanic domain is younger,since slab tear propagated from East to West, together with the westward migration of the Alboran block, andgiving birth to a transform-type margin. Today, geodetic, seismological and neotectonic data show that theAlgerian margin is experiencing a NW-SE compression due to the Africa/Europe convergence, which causes asignificant number of large earthquakes (among them, Orléansville 1954, El Asnam 1980, Boumerdès 2003).Using available seismic profiles, mostly from the Maradja (2003 and 2005) and Spiral (2009) cruises, we attempt tomap the along-strike changes of the top of basement, the thickness of Pre-Messinian and Plio-Quaternary depositsand the onlaps within the sedimentary succession. From this analysis, we first discuss the changes in amplitudeand wavelength of the oceanic flexure: we evidence a major difference between the western, transform-typemargin and the eastern, rifted-type one. If the structure of the upper plate (continental margin) obviously plays akey role, we show that the age and the thermal/internal structure of the oceanic plate exert also some control of theflexural response. Secondly, we map and compare at a regional scale the development of the main active thrustsand folds of the margin. They are often buried at the margin toe and sometimes propagate within the deep basin.Lastly, we use the internal structure of the sedimentary wedge (growth strata) and a simplified age model to datethe onset of slab reversal and to discuss a possible diachronicity of this tectonic inversion.

Mapping the oceanic flexure off Algeria : Along-strike changes in space and time

Leffondré Pierre (1), Déverchère Jacques (1), Medaouri Mourad (2), Graindorge David (1), Beslier Marie-Odile (3), Petit Carole (3), Hamai Lamine (4), Klingelhoefer Frauke (5)

(1) Géosciences Océan, Université de Brest (UBO), IUEM, Plouzané, France
(2) SONATRACH Exploration, Boumerdes, Algeria
(3) Geoazur,Université Côte d'Azur, CNRS, OCA, IRD, France
(4) Centre de Recherches en Astronomie Astrophysique et Géophysique, Algiers, Algeria
(5) Ifremer Centre de Brest, Géosciences Marines, Plouzané, France

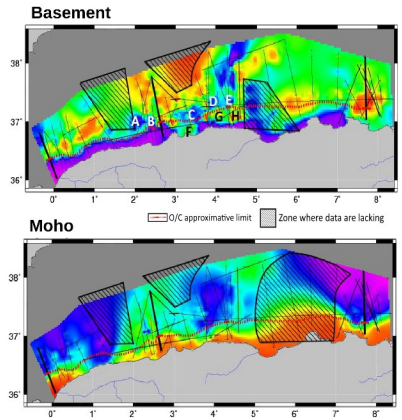
Photography not allowed

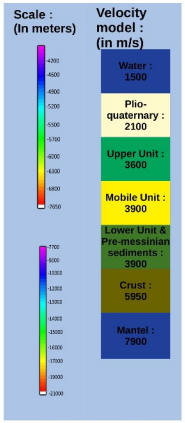
INTRODUCTION : Algerian Margin and Tectonic Inversion :

Subduction inception is among the most enigmatic stages of the Wilson cycle, as very few examples have yet been documented worldwide. Since the pioneer work by Auzende et al. (1975) who evidenced an abnormal downwarping of the Messinian reflector at the margin toe, the Algerian margin is assumed to undergo such a process. In this work, we attempt to further document the downward bending of the oceanic plate hypothesized by Auzende et al. (1972) with shallow seismic imaging and modeled by Bouyahiaoui et al. (2015) by gravity data. We aim to discuss the amount, wavelength and spatial distribution of the flexure of this young oceanic plate using deep seismic sections from academic and industrial surveys.

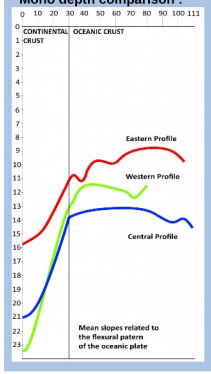
TECHNICAL ISSUES :

To reach this objective, we have used Kingdom Seismic Software, first carefully correlating the main seismic reflectors across the whole margin and basin and converting the seismic lines from TwT to Depth, using a standard velocity model based on a previous study (Bouyahiaoui et al., 2015). The results obtained allow us to divide the Algerian Margin into three different zones.
Note that residual short wavelength changes of the Moho shape result from a poor control of the velocity model. The impact is limited on the true shape of the Moho, but noticeable on profiles, especially below salt diapirs and domes. The interpolation used for the map creation is of 2 minutes. This resolution was chosen after several tries so that we get enough confidence on the depth of the reflectors and on the general pattern. However, zones of no-resolution (dashed areas) or the small structures are not taken into account in the interpretation.





CONCLUSION :



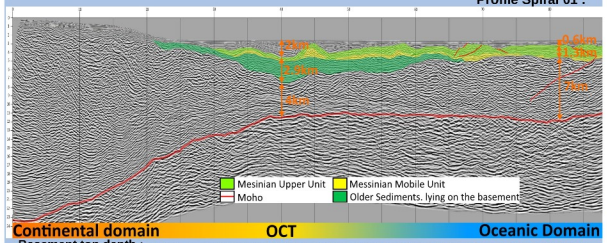
	West	Center	East
Moho depth variation	1,5km	1.3km	2,4km
Half-wavelength	20km	40km	55km
Sedimentary wedge thickness variation	+ 1400m	+ 1000m	+ 1000m

We have compared the most typical shapes of the Moho (Figure) and top basement for the Western (W), Central (C) and Eastern (E) profiles. If we consider only the oceanic-type crust as determined by previous studies, we find that (Table):

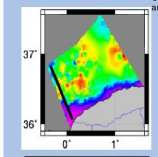
- All profiles display a bulge shape upward and a sediment thickening at the margin toe.
- All crusts depicts a systematic deepening southwards, but the amplitude is 1 km higher at E and much smaller at C, where the deepening increases northward.
- The bulge has a significantly longer wavelength at E, whereas C displays an intermediate value and W appears to be disturbed at short wavelength.

We conclude that buckling of the oceanic crust off Algeria is likely occurring in response to the compressional stress field during Plio-Quaternary. The downward flexure is roughly increasing from W to E, in relation to the aging of the oceanic crust (Medaouri et al., 2014; Van Hinsbergen et al., 2014).

West Zone :



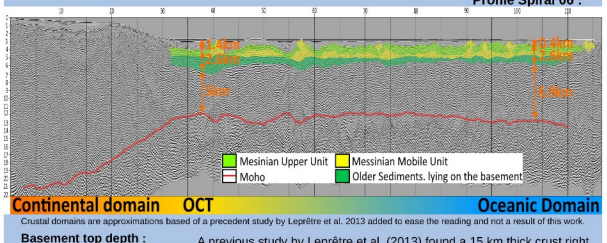
Basement top depth :



Crustal domains are approximations based of a precedent study by Badji et al. 2014 added to ease the reading and not a result of this work.

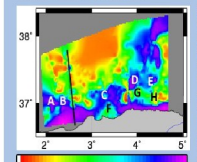
The western zone depicts a steep Moho under the margin, with a thickness changing from 23 km to 4 km over a distance of 40 km (which corresponds to the oceanic transition, according to Badji et al., 2015), before thickening again up to 7 km inside the oceanic basin.
The existence of a through caused by strike-slip movements along the faulted margin toe was suggested in a previous study (Badji et al. 2015) and induces a thickening of the sedimentary layer at the margin toe additionally to the flexure.
The crust is also thickening offshore, in relation with what could be a fault.

Central Zone :



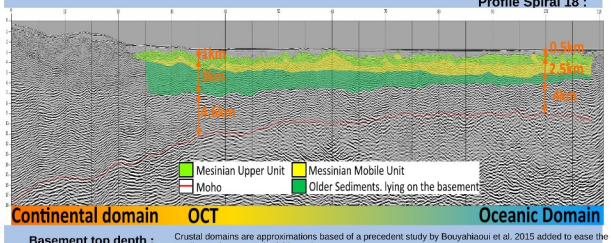
Crustal domains are approximations based of a precedent study by Leprêtre et al. 2013 added to ease the reading and not a result of this work.

Basement top depth :

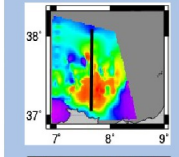


A previous study by Leprêtre et al. (2013) found a 15 km thick crust right below the margin, which agree with our own measurement. However, our results slightly diverge offshore: they propose a 6 km thick oceanic crust, while our result is closer to 7 km along the same profile.
On this profile, the Moho and the basement top of the oceanic crust appear relatively flat, whereas they are clearly deepening southward to the East (see maps). Furthermore, a narrow band of oceanic crust appears as uplifted offshore (A, B, C, D, E) and subsiding at the margin toe (F, G, H) from 1.5°E to 4.3°E.
The basement top depicts a thickening of the crust in the central part, which coincides with the so-called Hannibal Ridge (Aidi et al., 2018): this structure is thus a feature of the basement (probably related to a volcanic load settled above the oceanic crust during the Miocene at the birth of the oceanic plate) that is therefore unrelated to the recent margin deformation.

East Zone :



Basement top depth :



Crustal domains are approximations based of a precedent study by Bouyahiaoui et al. 2015 added to ease the reading and not a result of this work.

Here, a clear thickening of the crust and pre-messinian sediments can be observed while getting closer to the continent, from 7 km (including 4 km of basement) to 8.6 km (including 4.6 km of basement). Even with this thickening, the basement top is still deepening by 1.2 km at the margin toe, compared to what it is mapped at the end of the profile, approximately 72 km away. This sector of the margin thus constitutes a clear example of downward flexure of both the Moho and the basement top.
This result confirms previous studies carried along the Algerian Margin (SPIRAL project, Mihoubi et al., 2015; Bouyahiaoui et al., 2015) and suggests that the tectonic inversion of the margin has begun at this place.

References :

C. Aïdi, M-O. Beslier, A. K. Yelles-Chaouche, F. Klingelhoefer, R. Bracene, A. Galve, A. Bounif, L. Schenini, L. Hamai, P. Schnurle, H. Djellit, F. Sage, P. Charvis, J. Déverchère, *Deep structure of the continental margin and basin off Greater Kabylia, Algeria – New insights from wide-angle seismic data modeling and multichannel seismic interpretation, Tectonophysics, Volumes 726–729, March 2018, Pages 1-22*

J.-M. Auzende, J. Bonnin, J.L. Olivet, La marge nord-africaine considérée comme marge active. Bull. Soc. Géol. Fr. Volume 17 (7), 1975, 486–495.

R. Badji, P. Charvis, R. Bracene, A. Galve, M. Badsi, A. Ribodetti, Z. Benaissa, F. Klingelhoefer, M. Medaouri, M-O. Beslier, *Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator?*, Geophis. J. Int., Volume 200, Issue 2, February, 2015 , Pages 1029–1045

B. Bouyahiaoui, F. Sage, A. Abtout, F. Klingelhoefer, K. Yelles-Chaouche, P. Schnürle, A. Marok, J. Déverchère, M. Arab, A. Galve and J.Y. Collot, *Crustal structure of the eastern Algerian continental marginand adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean*, Geophis. J. Int., Volume 201, 2015 , Pages 1912–1938

L. Hamai, C. Petit, A. Abtout, A. Yelles-Chaouche and J. Déverchère, *Flexural behaviour of the north Algerian margin and tectonic implications*, Geophis. J. Int., Volume 201, 2015 , Pages 1426–1436

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

A. Mihoubi P. Schnürle Z. Benaissa M. Badsi R. Bracene H. Djelit L. Geli F. Sage A. Agoutjil F. Klingelhoefer, *Seismic imaging of the eastern Algerian margin off Jijel: Integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic pre-stack depth migration*, Geophis. J. Int., Volume 198, Issue 3, September, 2014, Pages 1486–1503

D. J. J. van Hinsbergen, R. L. M. Vissers and W. Spakman, *Origin and consequences of western Mediterraneansubduction, rollback, and slab segmentation*, Tectonics, Volume 33, Pages 393-419

P. Strzerzynski, J. Déverchère, A. Cattaneo, A. Domzig, K. Yelles, B. Mercier de Lépinay, N. Babonneau and A. Boudiaf, *Tectonic inheritance and Pliocene-Pleistocene inversionof the Algerian margin around Algiers: Insightsfrom multibeam and seismic reflection data*, TECTONICS, VOL. 29, 2010

2- Poster présenté à l’AGU 2019 par J. I. Soto.

https://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/2019/ace2019/abstracts/1595.html

Abstract :

The structural style developed in continental margins including a salt layer is very well documented and consists in updip marginal extension that promote downslope, gravity gliding or spreading of the suprasalt sequences, and an associated deepwater contractional fold and thrust belt with pinched-off diapirs and eventually extruded salt. In comparison with this scenario, we document by the first time the structural style across the Western Mediterranean margins, where the compressional reactivation of the basement interacts with the deformation of an initially flat, intra-sedimentary Messinian salt layer.

Using deep-penetrating seismic profiles from offshore Algeria to SE Spain, we have reconstructed the crustal structure of the Algerian margin in the South, the eastern domain of the Alboran Sea Basin in the West, and the SE margins of Iberia in the North. During the Cenozoic, and with a variable oblique convergence between the African and Eurasian plates, the western Mediterranean has experienced thinning and extension behind a tight orogenic arc formed by the Betics, Rif and Tell cordilleras. The Messinian salt layer is mostly resting in the deep domains of the South-Balearic Sea, which is floored by a thin oceanic crust of probable Miocene age. Since the Early Miocene, active shortening in the Tell-Atlas domain accommodates most of the plate convergence in the western Mediterranean basin, whereas the eastern margin of the Alboran Sea and the SE Iberian margins experienced eastward and southward extension, respectively. In the southern margin of the basin, incipient thrusting of the Algerian continental crust over the oceanic crust occurred since the Late Miocene and most of the convergence is accommodated by the Messinian salt layer with diapir squeezing and suprasalt folding, whereas the presalt sequence still preserves extensional half-grabens. Salt tectonic processes along the northern and western margins of the western Mediterranean basin show nevertheless a contrasting structural style, formed by narrow extensional and transtensional domains with rafts and gentle diapirs.

A singular salt tectonic style is documented in the margins of the Western Mediterranean, departing from the gravity-driven model, because the horizontal Messinian salt and the suprasalt sequences underwent significant shortening in the southern margin simultaneously to extensional and transtensional salt-detached deformations in the northern and eastern margins.

Abstract ID **#1595** (Monday, May 20, 2019)

THE MESSINIAN SALT LAYER, SQUEEZED BY ACTIVE PLATE CONVERGENCE IN THE WESTERN MEDITERRANEAN MARGINS

Theme 4: Special Session on Salt Tectonics in Memory of Martin Jackson I

Juan I. SOTO (1), Jacques DÉVERCHÈRE (2), Mourad MEDAOURI (3), and Pierre LEFFONDRÉ (2)

(1) Department of Geodynamics and Andalusian Earth Sciences Institute (CSIC-Granada University), Granada, Spain - jsoto@ugr.es

(2) Laboratoire Géosciences Océan, Institut Universitaire Européen de la Mer (Brest University), Plouzane, France - jacdev@univ-brest.fr

(3) SONATRACH - Division Exploration, Boumerdes, Algeria - mourad.medaouri@ep.sonatrach.dz

Abstract ①

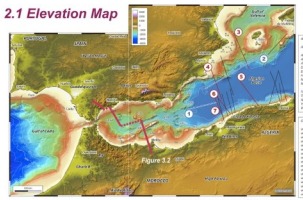
The structural style developed in continental margins including a salt layer is very well documented and consists in updip marginal extension that promote downslope, gravity gliding or spreading of the suprasalt sequences, and an associated deepwater contractional fold and thrust belt with pinched-off diapirs and eventually extruded salt. In comparison with this scenario, we document by the first time the structural style across the Western Mediterranean margins, where the compressional reactivation of the basement interacts with the deformation of an initially flat, intra-sedimentary Messinian salt layer.

Using deep-penetrating seismic profiles from offshore Algeria to SE Spain, we have reconstructed the crustal structure of the Algerian margin in the South, the eastern domain of the Alboran Sea Basin in the West, and the SE margins of Iberia in the North. During the Cenozoic, and with a variable oblique convergence between the African and Eurasian plates, the western Mediterranean has experienced thinning and extension behind a tight orogenic arc formed by the Betics, Rif and Tell cordilleras. The Messinian salt layer is mostly resting in the deep domains of the South-Balearic Sea, which is floored by a thin oceanic crust of probable Miocene age. Since the Early Miocene, active shortening in the Tell-Atlas domain accommodates most of the plate convergence in the western Mediterranean basin, whereas the eastern margin of the Alboran Sea and the SE Iberian margins experienced eastward and southward extension, respectively. In the southern margin of the basin, incipient thrusting of the Algerian continental crust over the oceanic crust occurred since the Late Miocene and most of the convergence is accommodated by the Messinian salt layer with diapir squeezing and suprasalt folding, whereas the presalt sequence still preserves extensional half-grabens. Salt tectonic processes along the northern and western margins of the western Mediterranean basin show nevertheless a contrasting structural style, formed by narrow extensional and transtensional domains with rafts and gentle diapirs.

A singular salt tectonic style is documented in the margins of the Western Mediterranean, departing from the gravity-driven model, because the horizontal Messinian salt and the suprasalt sequences underwent significant shortening in the southern margin simultaneously to extensional and transtensional salt-detached deformations in the northern and eastern margins.

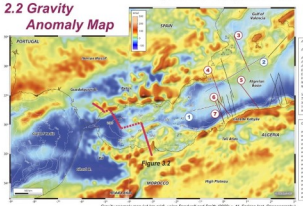
Setting of the W Mediterranean ②

2.1 Elevation Map



Digital elevation model (≈1 km grid), merging ETOPO1 and GEBCO1503

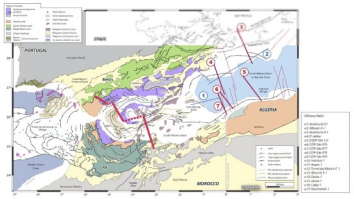
2.2 Gravity Anomaly Map



Gravity anomaly map (≈1 km grid), using Sandwell and Smith (2009) + 11, Scripps Inst. Oceanography)

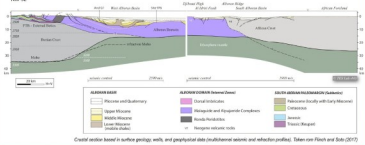
Tectonic Elements and Structure ③

3.1 Tectonic Map of the Alpine, Betics-Rif-Alboran System and the Algerian Basin



Tectonic map compiling numerous sources, from Flinch and Soto (2017), including Algerian data taken from Medaouri et al. (2014)

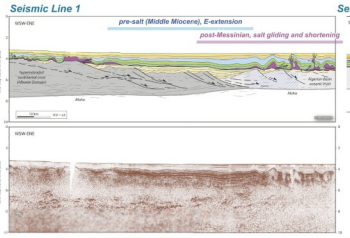
3.2 Crustal Section from N Africa to the Betics



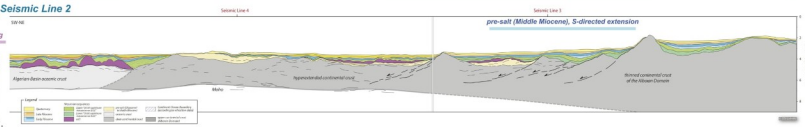
Crustal section based in surface geology, wells, and geophysical data (multichannel seismic and refraction profiles). Taken von Flinch and Soto (2017)

Strike Seismic Lines ④

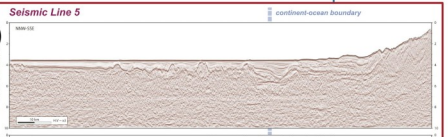
Seismic Line 1



Seismic Line 2



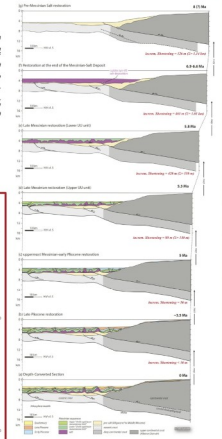
Seismic Line 5



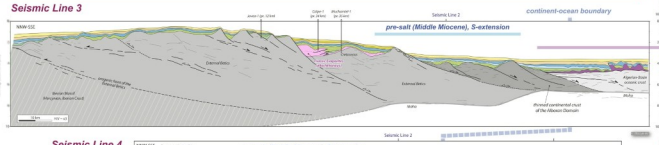
Structure and Salt Tectonics in the W Med.

Restoration of the Algerian Margin ⑤

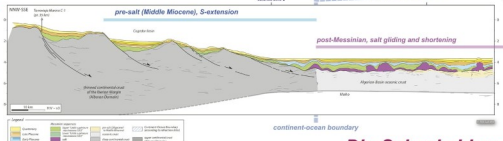
Seismic Line 7



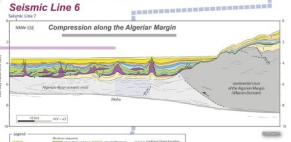
Seismic Line 3



Seismic Line 4

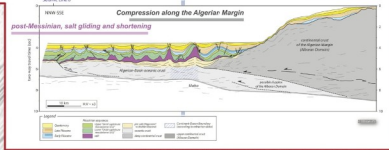


Seismic Line 6



Dip Seismic Lines

Seismic Line 7



Conclusions ⑥

- The Messinian evaporites in the Western Mediterranean constitute a post-rift salt layer, which was deposited at ~6.4-6.9 Ma over the oceanic crust flooring the deep Algerian Basin. Along the South Iberian margin, the Messinian salt onlap and thin progressively above different crustal riders, which are part of a hyperextended crustal domain.
- Crustal thinning is restricted to the northern (S Iberia) and western margins (Alboran Basin) of the W Mediterranean and occurred mostly during the Early-to-Middle Miocene, with contrasting extension directions. The S Iberian margin shows southward-sense of extension and thinning, whereas the Alboran Basin is severely extended towards the East, describing a wide domain of crustal necking and abundant Neogene-to-Quaternary volcanism.
- Since the deposition of the evaporites, the Messinian salt was squeezed by the ongoing plate convergence between the Africa and Iberia (Eurasia) plates. NNW thrusting of the Algerian Margin, driven by the plate convergence, promoted N-directed salt gliding and frontal contraction.
- The post-rift Messinian salt layer constitutes an effective decoupling level during deformation, promoting shortening in the suprasalt sequence, which are detached from partially inverted half-grabens in the presalt sequence.

References

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?. Geophysical Journal International, 200, 1029–1045.

Flinch, J.F. and Soto, J.I. (2017): in "Permo-Triassic salt provinces of Europe, North Africa and the Atlantic margins" (Eds., Soto, J.I., Flinch, J.F., and Tari, G.). Elsevier.

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

Acknowledgements

To the Applied Geodynamics Laboratory (BEG, University of Texas at Austin) to host the stay of Juan I. Soto during the Fall of 2017. To the Spanish Ministry of Education that support this stay with a "Salvador de Madariaga Fellowship". Seismic interpretation and the restoration of a salt-involved section, have been benefited from discussions with Mike Hudec.

This research was promoted by the sabbatical stay of Jacques Déverchère in the Granada University during the Spring of 2017.

3- Coupes sismiques supplémentaires

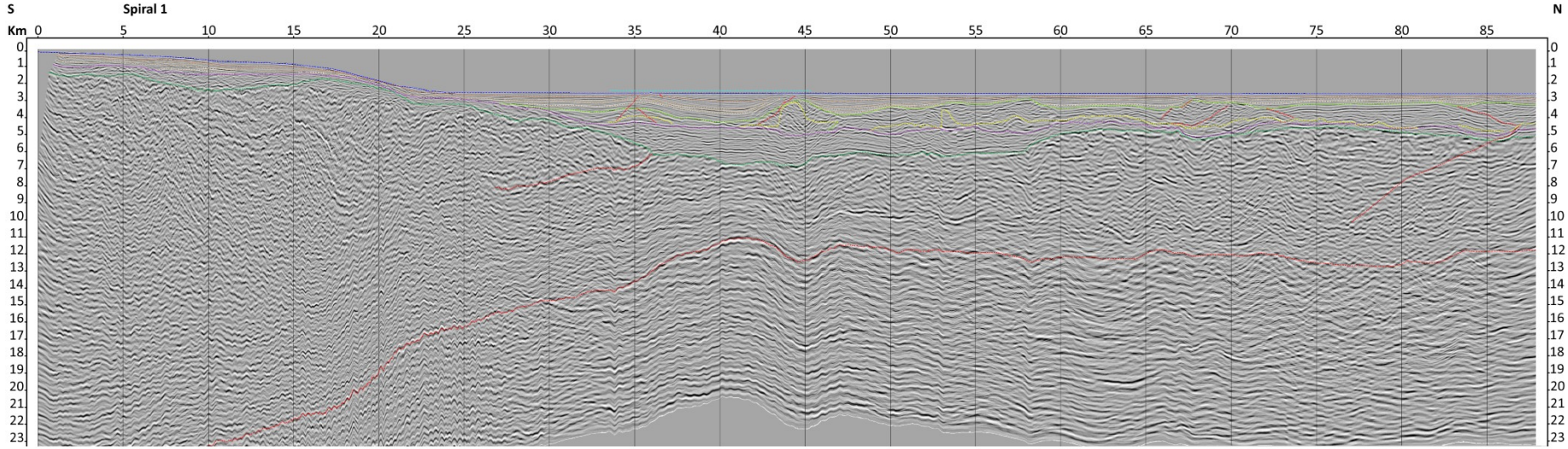
Coupes sismiques supplémentaires non montrées dans l'article, orientées dans l'axe de l'inversion et issues des données SPIRAL et WesternGeco, classées par zone et d'Ouest en Est.

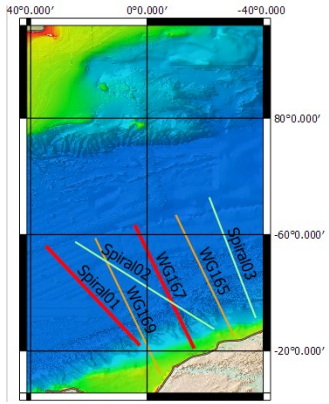
A la différence des coupes sismiques présentées dans l'article, il s'agit ici de sections directement issues de la conversion en profondeur initiale avec les marqueurs de la conversion visibles.

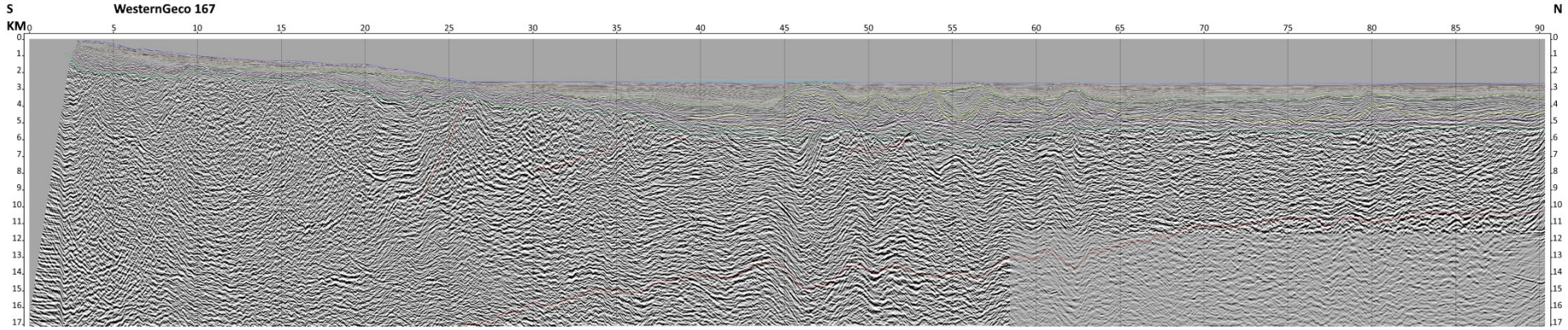
Toutes les coupes sont en km et sans exagération verticale

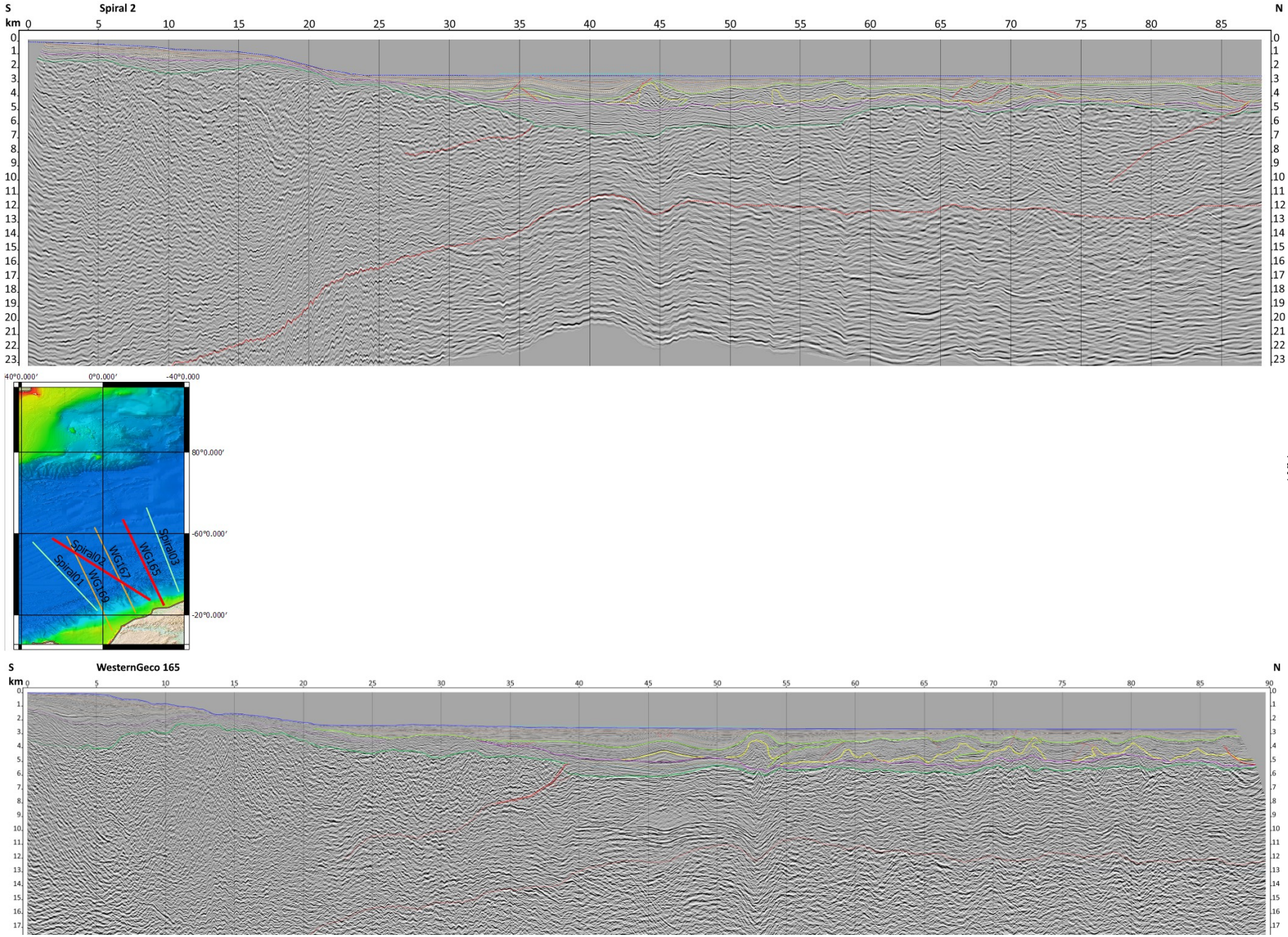
I- Zone Ouest :

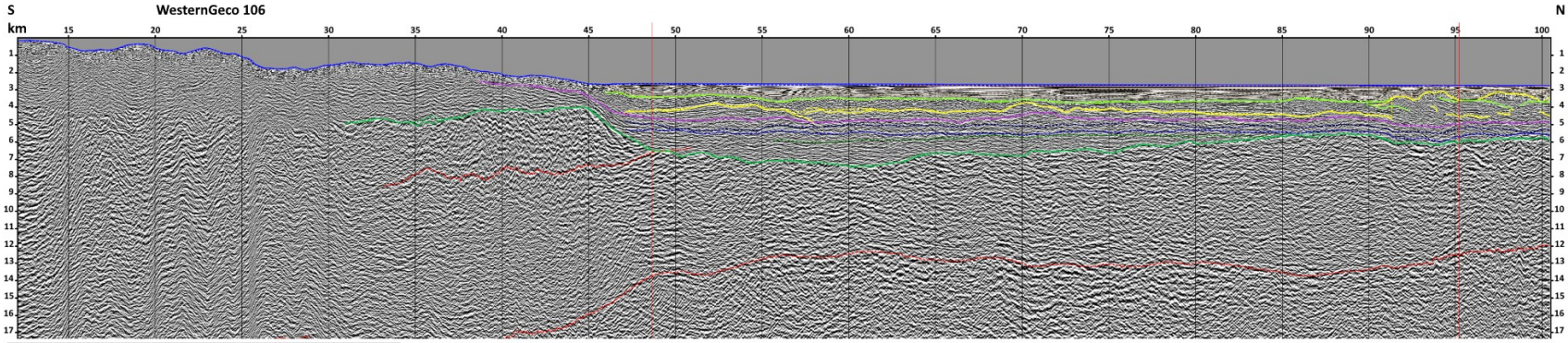
- Spiral 1
- WG167
- Spiral 2
- WG165
- Spiral 3

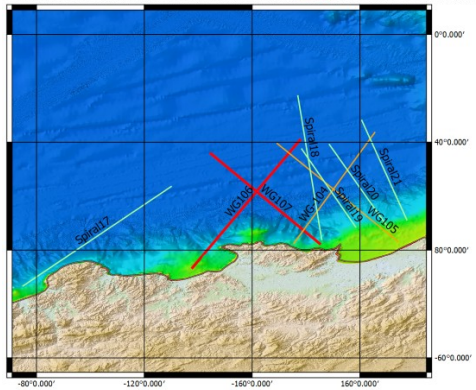

S
Spiral 1
N
Km
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23

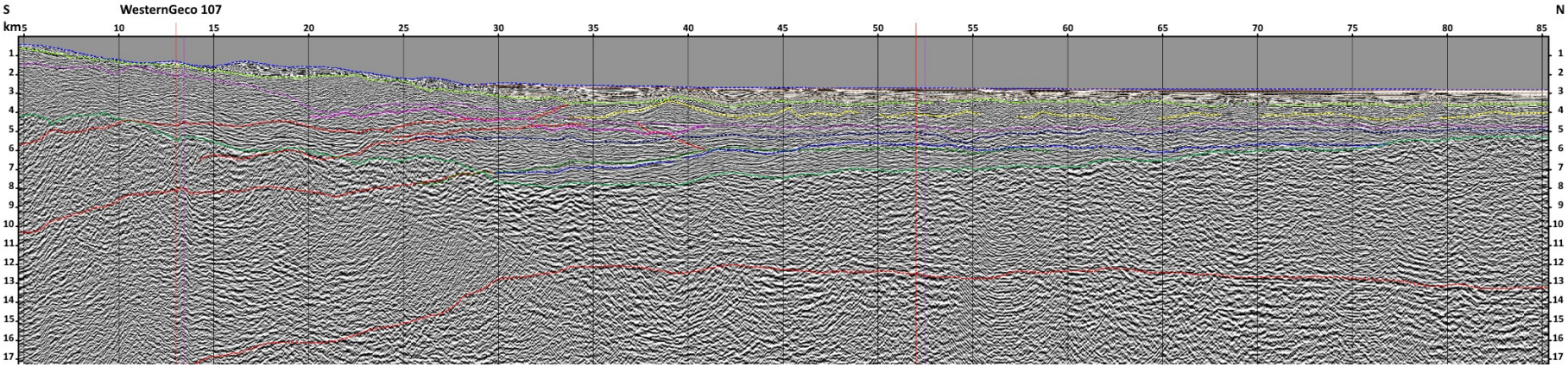

40°0.000′
0°0.000′
-40°0.000
80°0.000′
-60°0.000′
-20°0.000′
Spiral01
Spiral02
Spiral03
WG159
WG167
WG165


S
WesternGeco 167
N
KM
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85 90
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17


S
Spiral 2
N
km
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85
40°0.000′
0°0.000′
-40°0.000
80°0.000′
-60°0.000′
-20°0.000′
Spiral01
Spiral02
WG169
WG167
WG165
Spiral03
S
WesternGeco 165
N
km
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85 90

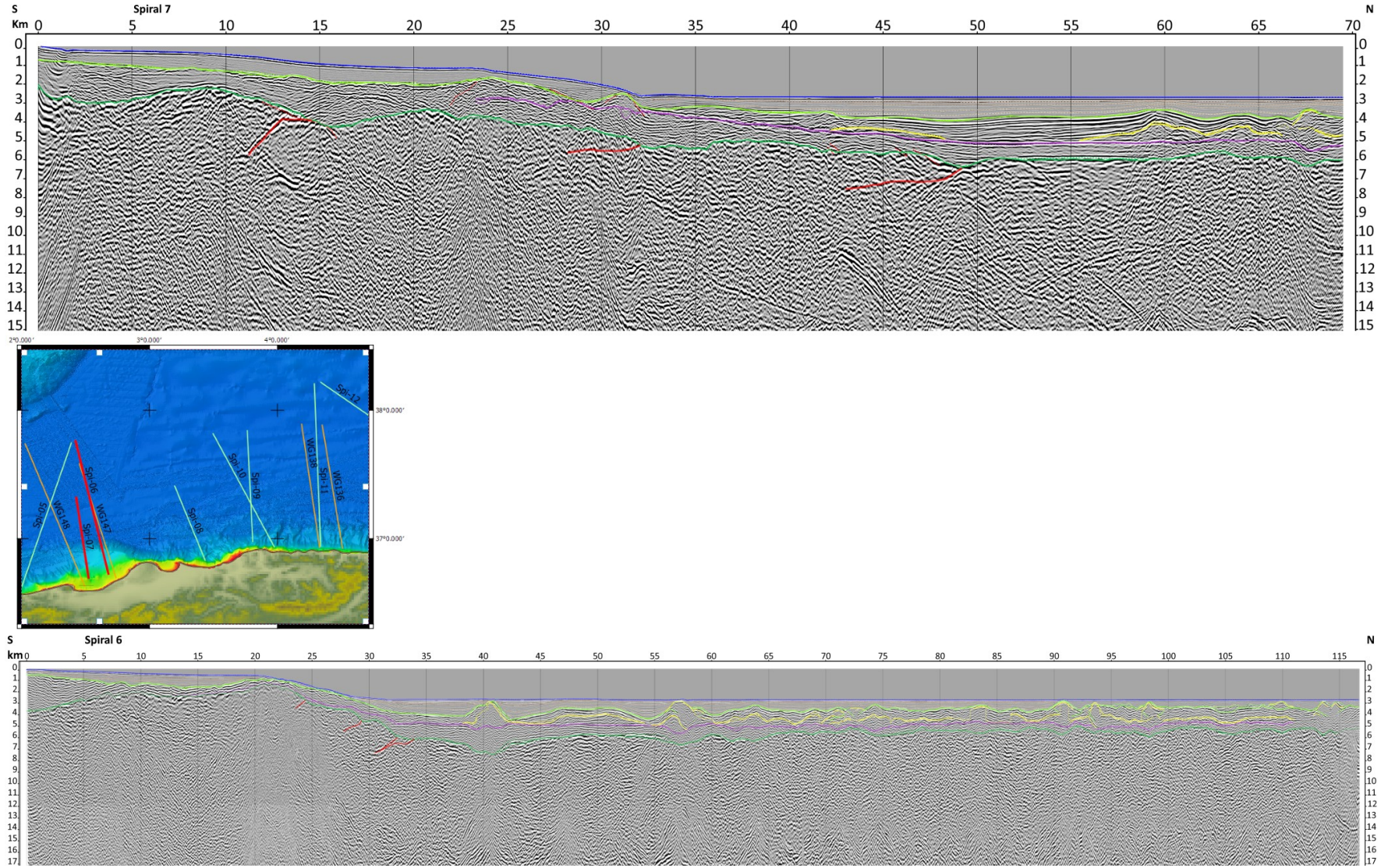

S
WesternGeco 106
N
km

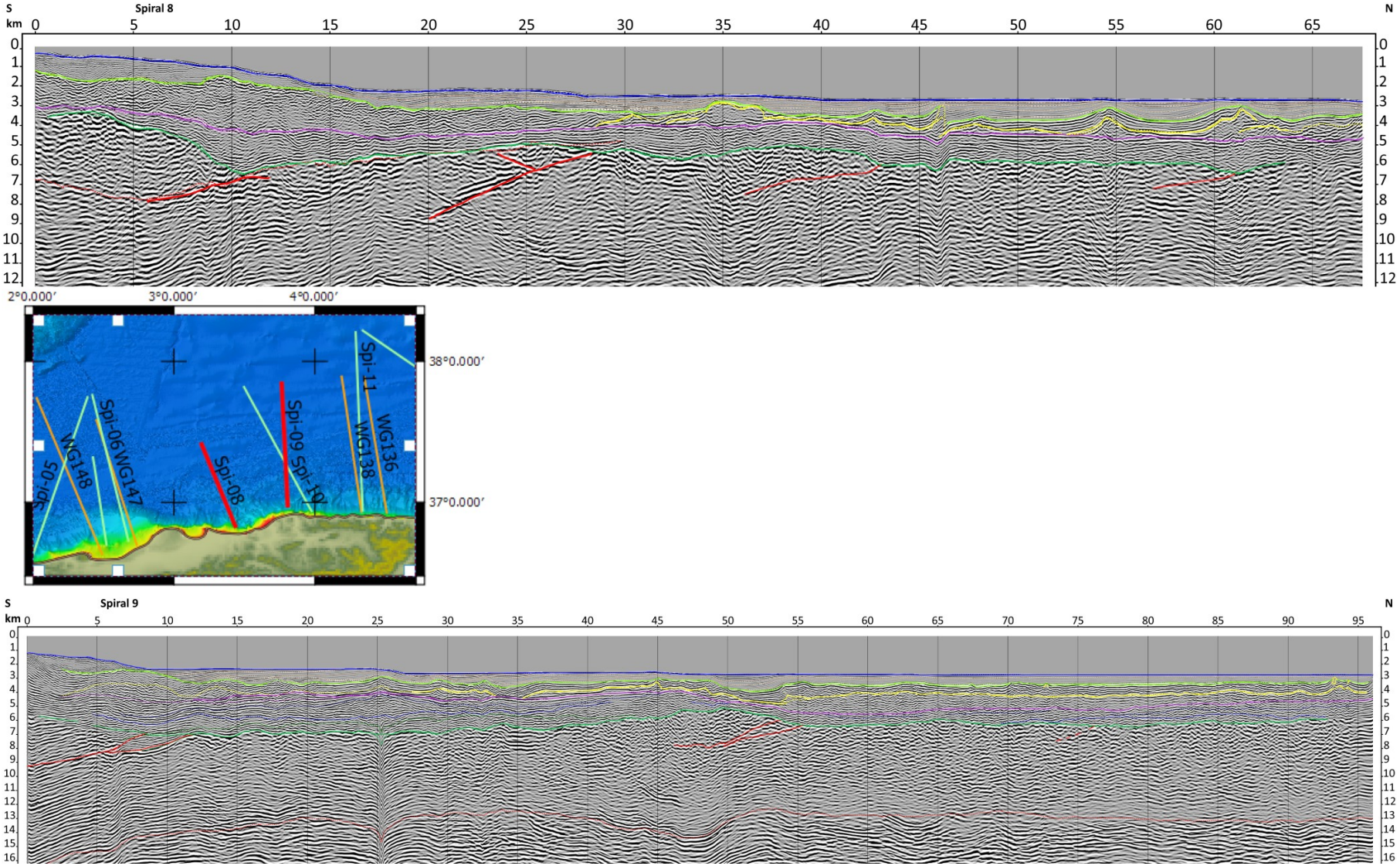

Sprail18
Sprail21
Sprail20
Sprail19
Sprail17
WG108
WG107
WG106
WG105
0°0.000'
40°0.000'
80°0.000'
-60°0.000'
-80°0.000'
-120°0.000'
-160°0.000'
160°0.000'

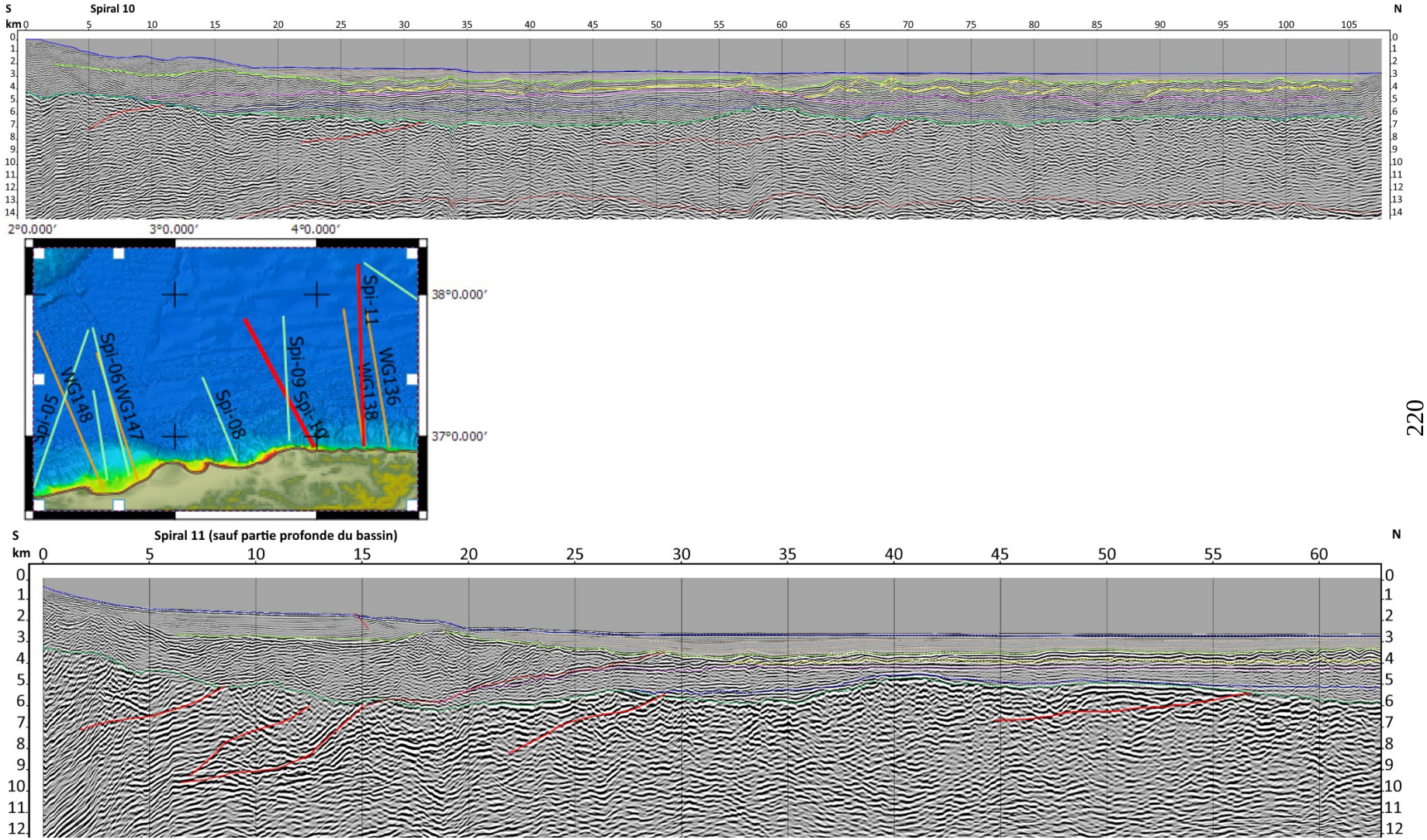

S
WesternGeco 107
N
km

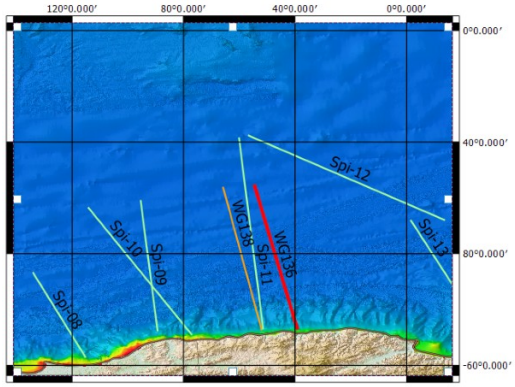
II- Zone Centre :

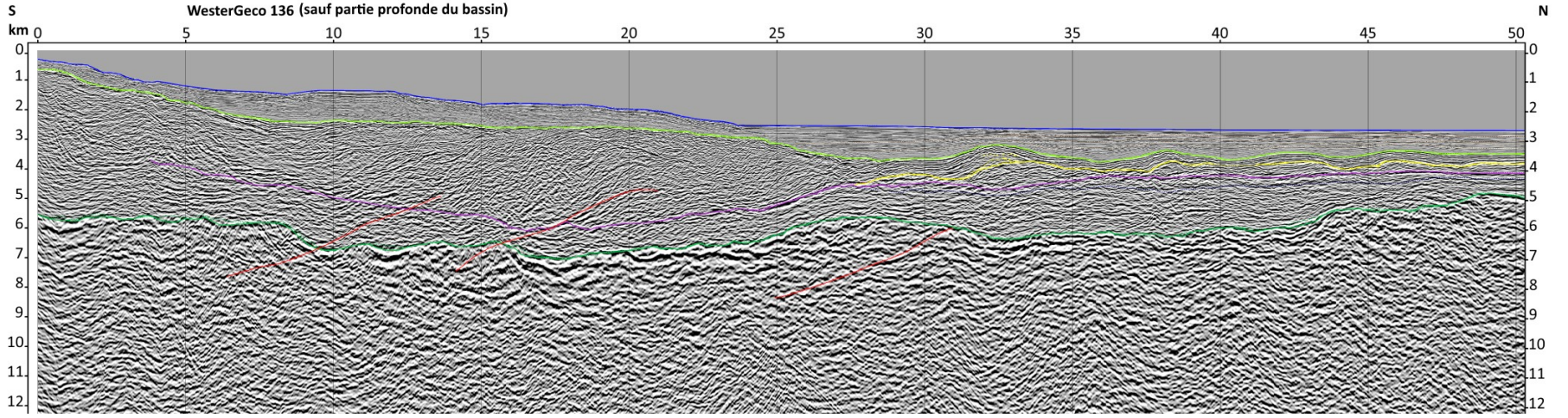
- Spiral 7
- Spiral 6
- Spiral 8
- Spiral 9
- Spiral 10
- Spiral 11
- WG136


S
Spiral 7
N
Km
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15
2°0.000′
3°0.000′
4°0.000′
38°0.000′
37°0.000′
Spr-12
Spr-10
Spr-09
Spr-11
WG136
WG138
Spr-08
Spr-06
Spr-07
WG147
WG148
Spr-05
S
Spiral 6
N
km
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85 90 95 100 105 110 115
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17


S
Spiral 8
N
km
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
2°0.000′
3°0.000′
4°0.000′
38°0.000′
37°0.000′
Spi-05
WG148
Spi-06
WG147
Spi-08
Spi-09
Spi-10
Spi-11
WG138
WG136
S
Spiral 9
N
km
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85 90 95
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16

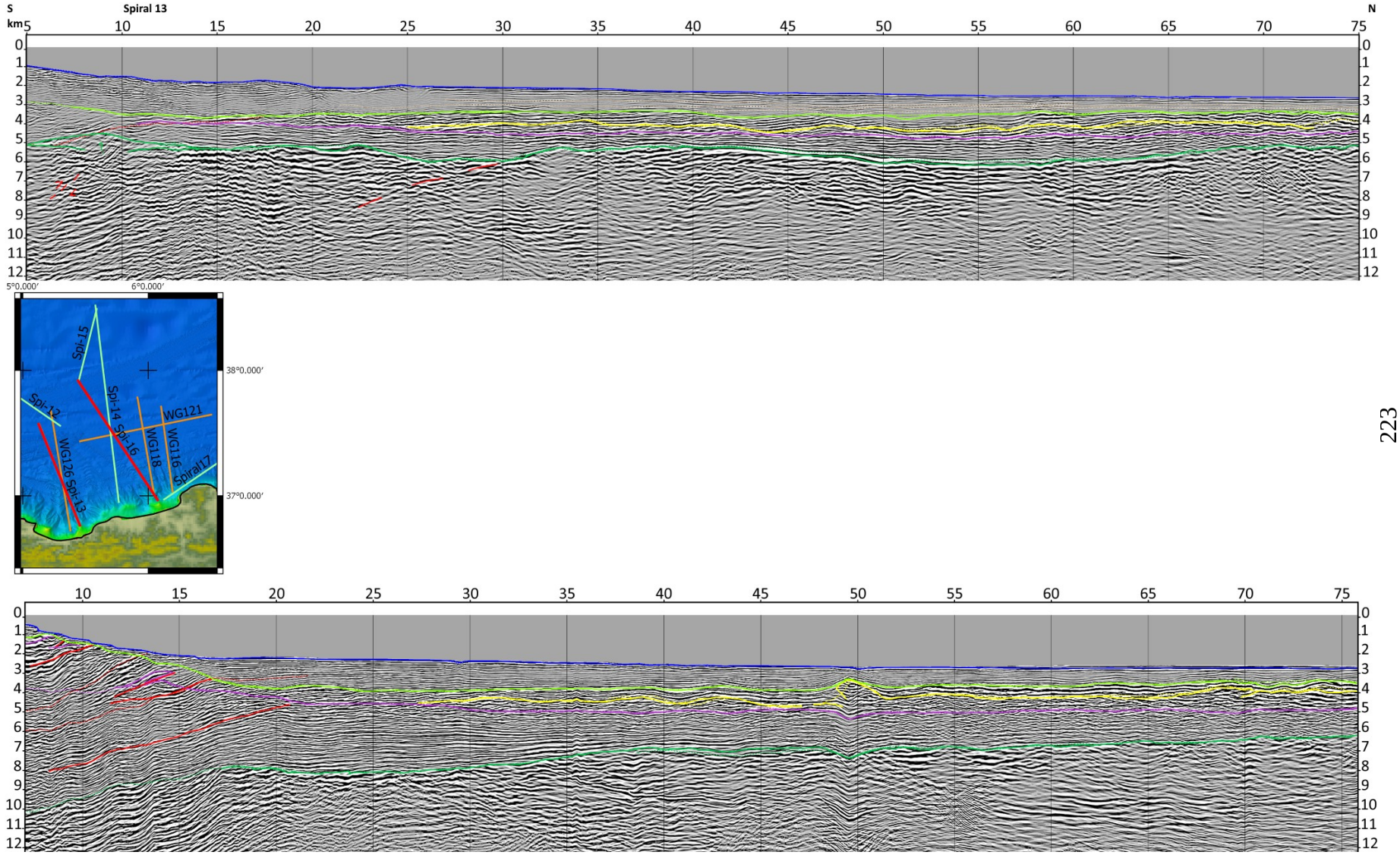

S
Spiral 10
N
km
2°0.000′
3°0.000′
4°0.000′
38°0.000′
37°0.000′
Spi-11
WG136
WG138
Spi-09
Spi-10
Spi-08
Spi-06
WG147
WG148
Spi-05
S
Spiral 11 (sauf partie profonde du bassin)
N
km


120°0.000′
80°0.000′
40°0.000′
0°0.000′
0°0.000′
40°0.000′
80°0.000′
60°0.000′
Spr-12
Spr-13
Spr-10
Spr-09
Spr-08
VIC138
Spr-11
VIC136


S
WesterGeco 136 (sauf partie profonde du bassin)
N
km
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

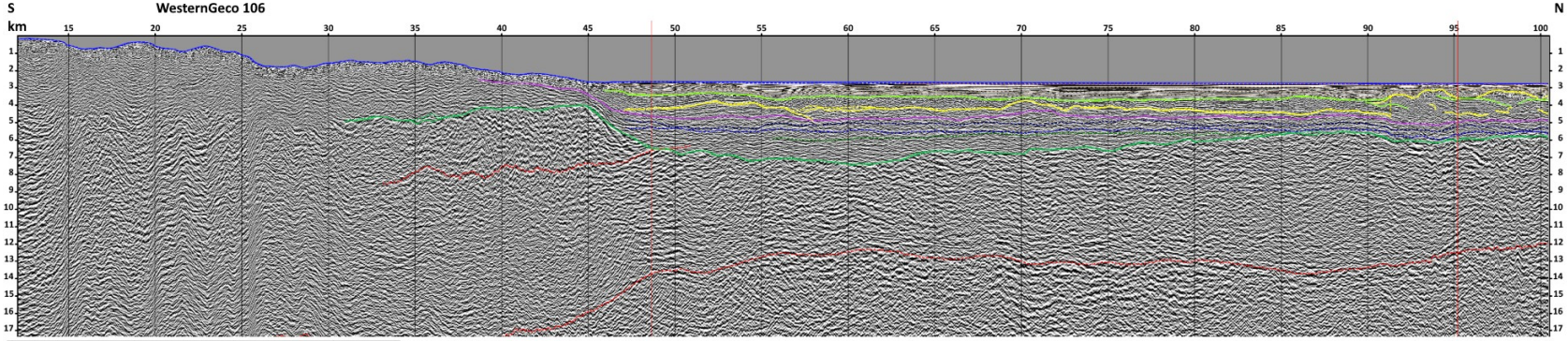
III- Zone Centre-Est :

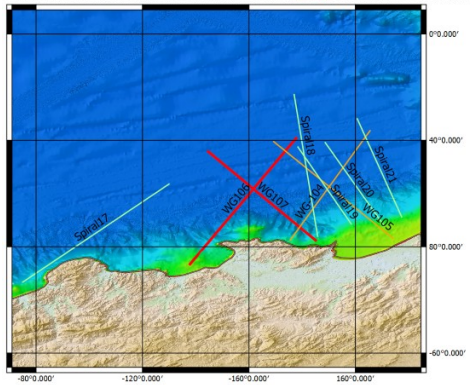
- Spiral 13
- Spiral 16

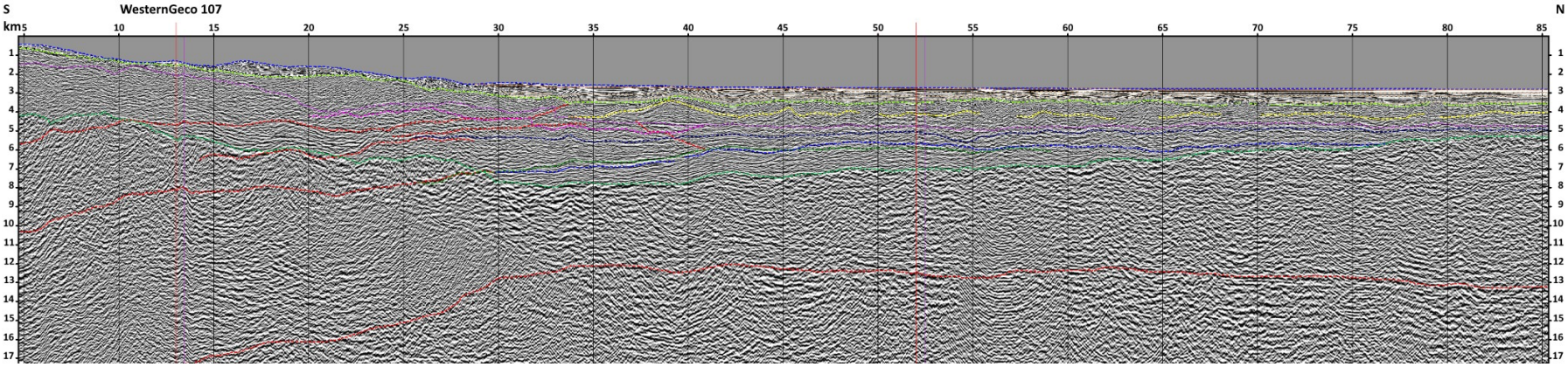

S
Spiral 13
N
km
5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
5°0.000′
6°0.000′
38°0.000′
37°0.000′
Spi-15
Spi-12
Spi-14
Spi-16
WG121
WG18
WG16
Spiral17
WG126
Spi-13

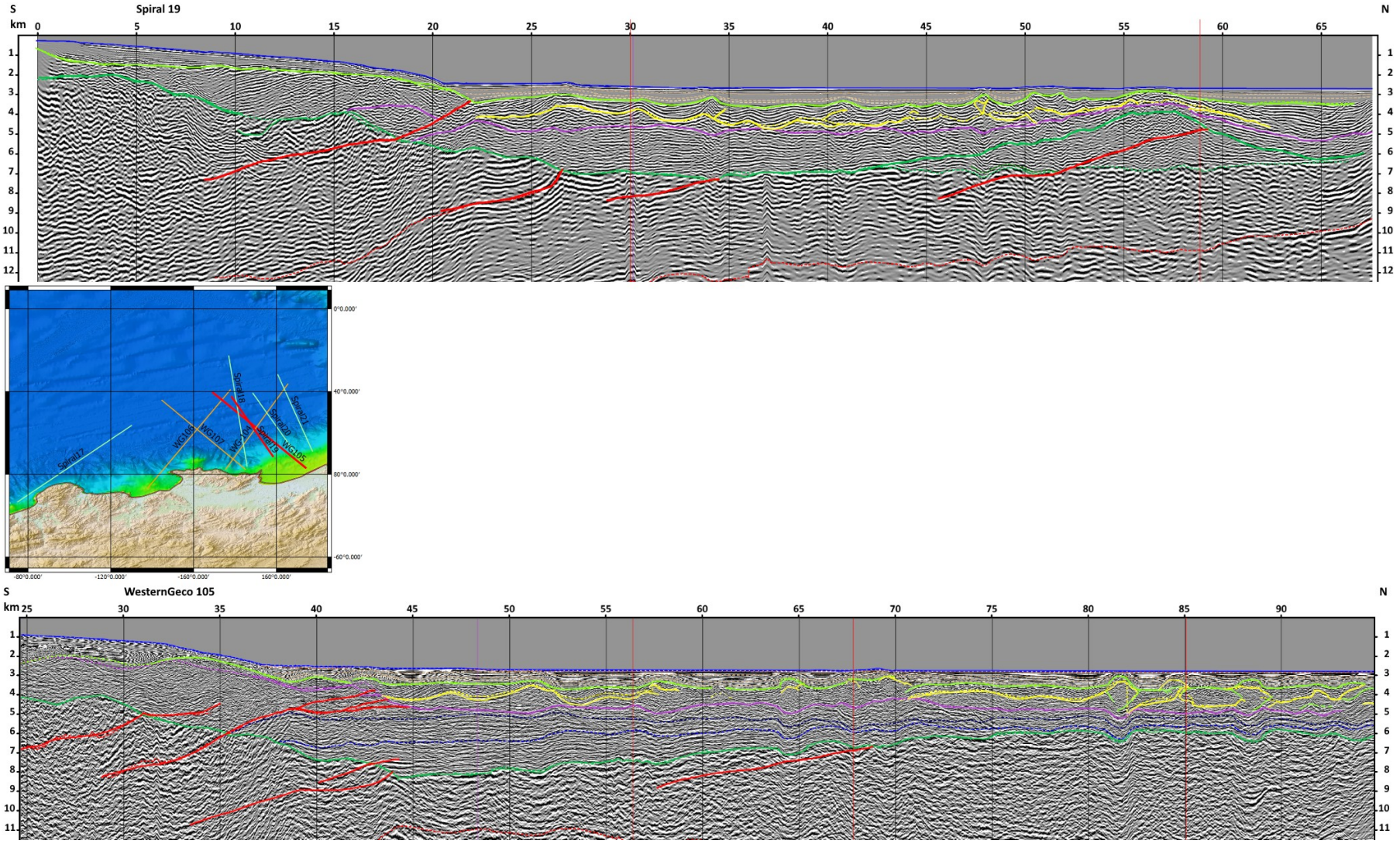
IV- Zone Est :

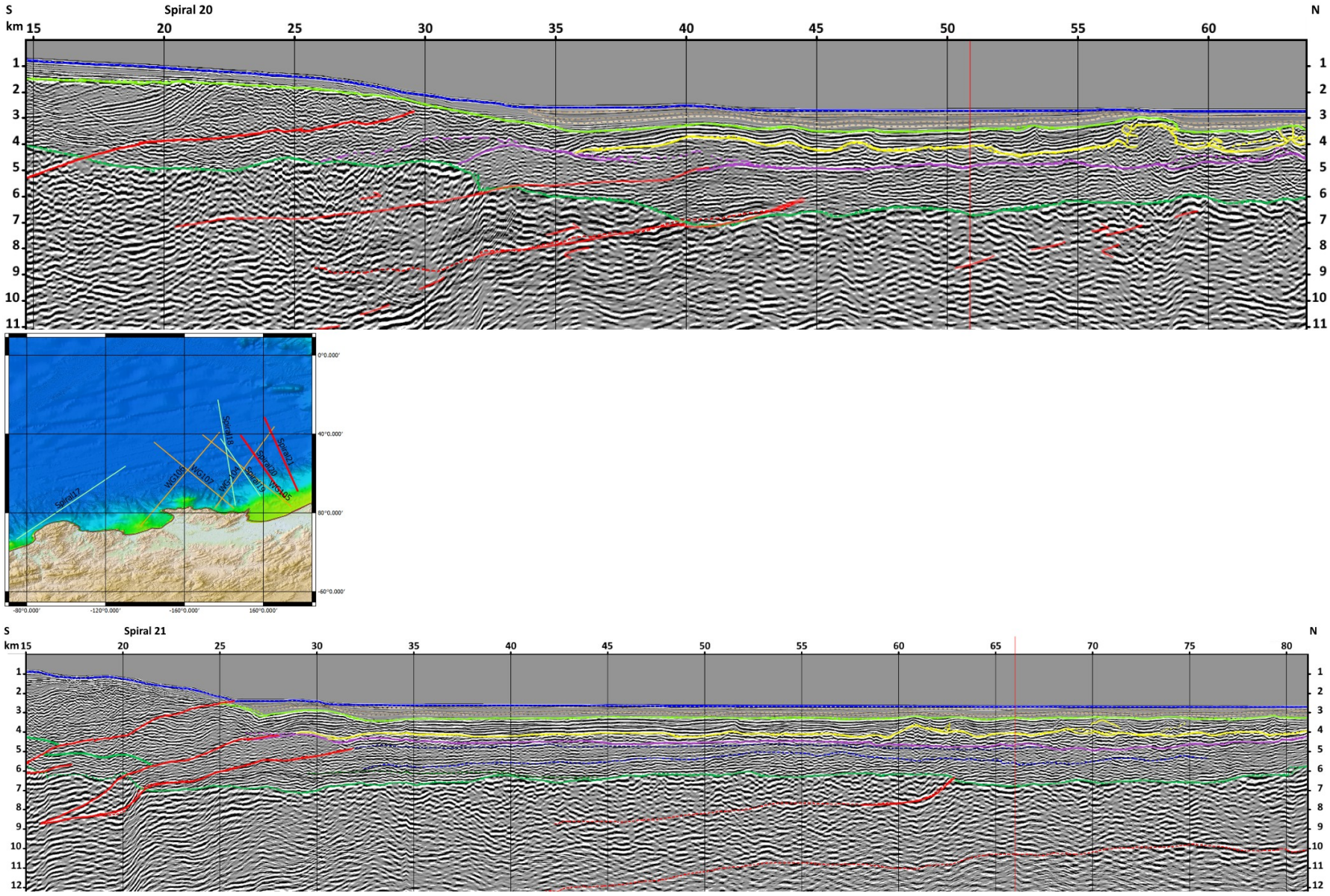
- WG106
- WG107
- Spiral 19
- WG105
- Spiral 20
- Spiral 21


S
WesternGeco 106
N
km
15
20
25
30
35
40
45
50
55
60
65
70
75
80
85
90
95
100


Spiral19
Spiral21
Spiral20
Spiral15
Spiral17
WG105
WG107
WG104
WG105
0°0.000'
40°0.000'
80°0.000'
-60°0.000'
-80°0.000'
-120°0.000'
-160°0.000'
160°0.000'


S
WesternGeco 107
N
km
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
55
60
65
70
75
80
85


S
km
Spiral 19
N
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
55
60
65
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
Spiral17
WG108
WG107
WG106
Spiral18
WG105
Spiral20
Spiral21
0°0.000'
40°0.000'
80°0.000'
-60°0.000'
-80°0.000'
-120°0.000'
-160°0.000'
160°0.000'
S
km
WesternGeco 105
N
25
30
35
40
45
50
55
60
65
70
75
80
85
90
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11


S
Spiral 20
N
km
15
20
25
30
35
40
45
50
55
60
Spiral17
WG105
WG102
WG104
Spiral18
Spiral19
Spiral20
Spiral21
WG105
0°0.000'
40°0.000'
80°0.000'
-60°0.000'
-80°0.000'
-120°0.000'
-160°0.000'
160°0.000'
S
Spiral 21
N
km
15
20
25
30
35
40
45
50
55
60
65
70
75
80

DOCTORAT SCIENCES BRETAGNE DE LA MER LOIRE ET DU LITTORAL

UBO Université de Bretagne Occidentale

Titre : Inversion tectonique d'une marge passive : le cas de la marge algérienne

Mots clés : initiation de subduction, marge passive, failles actives, sismotectoniques, aléa sismique, conversion en profondeur

Résumé : Lorsqu'une marge passive est soumise à des forces compressives, elle peut s'inverser, développant de nouvelles structures faillées alors que la lithosphère ploie sous la contrainte. Ce contexte et ces objets peuvent évoluer vers une subduction. Les marges en inversion sont donc de précieux exemples pour la compréhension de l'initiation et de la genèse des subductions. L'objectif de cette thèse est d'utiliser des données de sismique-réflexion en mer précédemment acquises et traitées le long de la marge algérienne afin de cartographier les structures récentes dues à l'inversion de cette jeune marge océanique affectée par la convergence Eurasie/Afrique. L'interprétation des horizons visibles sur les profils sismiques s'est effectuée au moyen du logiciel Kingdom Suite© et inclut une conversion en profondeur par des vitesses constantes par unité. Cette étape permet de restaurer une géométrie plus réaliste des horizons qui permet une analyse quantitative des structures de la marge.

Les horizons pointés s'étendent sur toute la marge et constituent des surfaces propices à l'analyse des déformations. Ces déformations sont divisées en deux catégories : la déformation cassante, par les failles, et la déformation "souple" ou continue, par la flexion et le flambage de la lithosphère océanique. L'analyse des différentes coupes permet de proposer une subdivision de la marge en 4 zones distinctes, caractérisées par différents comportements en termes de flexion, de flambage et et d'organisation des failles. Les résultats obtenus permettent de quantifier la déformation élastique de la marge et du bassin algériens tout en proposant une cartographie des structures faillées majeures imagées au toit du socle. Ce dernier résultat permet de réévaluer le calcul des magnitudes maximales que pourraient atteindre les séismes qui se produisent le long de la marge.

Title : Tectonic inversion of a passive margin : the case of the algerian margin

Keywords : subduction inception, passive margin, active faulting, seismotectonics, seismic hazard, depth conversion

Abstract : The action of compressive forces over a passive margin may provoke its inversion, developing new faulted structures as the lithosphere bends under the stress. This context and these objects may progressively evoluate through a subduction. Thus, inverted oceanic margins are precious case study for the understanding of subduction inception. The objective of this study is to use previously aquired and processed seismic reflexion data of the Algerian margin,in order to evaluate the structures related to the inversion of this young oceanic margin affected by the Eurasia/Africa convergence. The interpretation of major horizons along the seismic sections is completed using the programme Kingdom Suite©. Horizons and sections are then depth converted using fixed speed in-between horizons.

This step intends to restore a more realistic geometry of the horizons in order to allow the quantification of the various structures of the margin. The major picked horizons cover the whole margin and are suitable for analyzing the strain pattern. These deformations are divided into two categories : the brittle deformation, related to faults, and the continuous deformation, related to the flexure and buckling (folding) of the oceanic lithosphere. Careful analysis of e seismic sections allows us to propose a subdivision of the margin into 4 distinct zones, characterized by different fault patterns and elastic behaviour. Thanks to these results, we quantify the elastic deformation of the margin and map the faulted structures visible at basement top. This last result which permits to re-assess the calculation of the maximal magnitude for earthquakes affecting the margin.