



Investigation sismique du domaine avant-arc Égéen du segment Sud-Ouest de la zone de subduction Hellénique

Clément Vitard

► To cite this version:

Clément Vitard. Investigation sismique du domaine avant-arc Égéen du segment Sud-Ouest de la zone de subduction Hellénique. Sciences de la Terre. Université Côte d'Azur, 2016. Français. NNT : 2016AZUR4116 . tel-01488554

HAL Id: tel-01488554

<https://theses.hal.science/tel-01488554>

Submitted on 13 Mar 2017

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

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

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

THÈSE

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

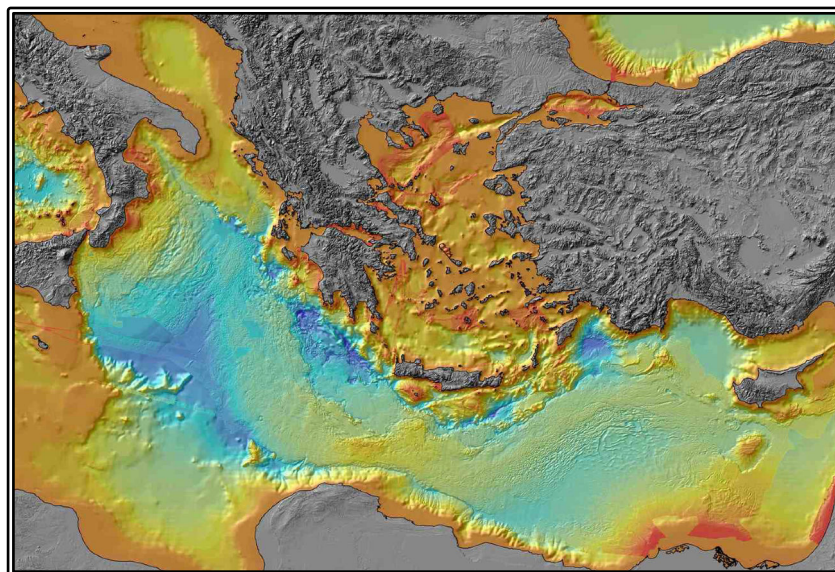
Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers – Géophysique

Présentée et soutenue par

Clément VITARD

Investigation sismique du domaine avant-arc Egéen du segment Sud-
Ouest de la zone de subduction Hellénique

Thèse dirigée par : Mireille LAIGLE et Philippe CHARVIS



Soutenue le 01 Décembre 2016 devant le jury :

Béatrice de VOOGD
Valenti SALLARES
Maria SACHPAZI
Nicolas CHAMOT-ROOKE
Frauke KLINGELHOEFER
Philippe CHARVIS
Mireille LAIGLE

Rapporteur
Rapporteur
Examinatrice
Examineur
Invitée
Co-directeur de thèse
Directrice de thèse

Résumé

La zone de subduction Hellénique, en Méditerranée orientale, est caractérisée par le taux de sismicité le plus important d'Europe. Des séismes de forte magnitude (M_w 7,5-8) auraient eu lieu le long du segment Sud-Ouest de la zone de subduction Hellénique, au large du Péloponnèse, au cours du 19^{ème} et 20^{ème} siècle dont la magnitude a récemment été revue à la baisse (6,5-7). Ce segment de 400 km de long a également été le lieu de nucléation du plus important séisme d'Europe, en 365 ap J.C, avec une magnitude supérieure à 8, ayant entraîné un tsunami dévastateur.

Deux principaux modèles scientifiques s'opposent sur la question du couplage sismique de l'interface de subduction, allant d'un couplage sismique total au niveau de l'interface, à l'hypothèse opposée d'un couplage quasi-inexistant. Cependant, ces modèles opposés considèrent des géométries approximatives et parfois extrêmes, fautes de contraintes disponibles sur la structure et la géométrie de l'interplaque sous l'avant-arc dans cette zone.

La localisation de la faille responsable du séisme de 365 ap J.C est également débattue, en l'absence de données géophysiques permettant d'identifier les interfaces potentiellement responsables de cet événement dévastateur.

La faille de méga-chevauchement et le domaine avant-arc du segment Sud-Ouest de l'arc Hellénique ont été l'objet d'étude de la campagne océanographique Ulysse en Novembre 2012 afin de déterminer la géométrie des structures et unités majeures dans cette portion de la zone de subduction, et apporter un éclairage sur la tectonique récente qui affecte cette zone, caractérisée par une grande complexité structurale, d'importantes variations de la bathymétrie, de fortes hétérogénéités crustales, la présence de couches de sel d'épaisseur variables, et l'empilement de nappes alpines de l'arc orogénique Hellénique.

Malgré ces conditions, et par l'analyse conjointe de données issues de l'imagerie sismique réflexion multi-trace et à partir de l'inversion tomographique des données de sismique réfraction grand-angle obtenues lors de cette campagne, nous avons déterminé pour la première fois dans cette région du domaine avant-arc, la géométrie et la localisation du toit de la lithosphère océanique plongeante.

Nous avons également apporté des éléments de réponse sur la localisation de la faille responsable du séisme de 365 ap J.C.

Enfin, nous avons pu déterminer pour la première fois la géométrie profonde d'un bassin de grande envergure dans la partie Egéenne du domaine avant-arc, mais également montré que cette zone du domaine avant-arc semble être affectée par une tectonique compressive récente, qui s'oppose à l'idée communément admise que cette région du domaine avant-arc soit en extension.

Mots-clé : Zone de subduction Hellénique, structure sismique, faille de méga-chevauchement, tomographie sismique, sismique réflexion

Abstract

The Hellenic subduction zone, in the eastern part of the Mediterranean sea, is characterized by the highest rate of current seismicity in Europe. In the southwestern segment, several earthquakes of large magnitude (M_w 7,5-8) occurred at the turn of the 19th to 20th century. This segment of 400 km long, has also been the nucleation site of the largest historical earthquake in Europe, which occurred in 365 AD, with a magnitude larger than M_w 8. This event generated a devastating tsunami, which spread along the Adriatic Sea and in the Nile Delta region.

Two main opposite models on the interplate seismic coupling question are discussed in this region, from a total seismic coupling of the interplate, to the opposite assumption of a very low seismic coupling. However, these opposing models consider an approximate geometry, mostly because of the lack of information available on the geometry and the localization of the interplate in this region of the forearc domain.

The localization of the fault responsible of the 365 AD event is also debated, because there is no available data providing constraints of the faults potentially responsible of this devastating earthquake.

The megathrust fault and the forearc domain of the southwestern segment of the Hellenic subduction zone has been the target of the Ulysse marine survey in November 2012. The aim of this survey was to provide information of the structural geometry of the main units in this part of the subduction zone, and to bring constraints on the recent tectonic activity in this region. This region characterized by important variations of the bathymetry, strong crustal heterogeneity, the presence of evaporites layer in depth, with variable thickness, and

Despite these adverse conditions, in this study, thanks to interpretation of the seismic reflection profiles and a tomographic inversion of the seismic traveltime data of the seismic refraction, we propose for the first time in this region of the forearc domain, the geometry and the localization of the top of the oceanic crust. And stacking of the alpin units of the Hellenic orogenic arc

We also bring key elements about the localization of the fault responsible of the 365 AD earthquake.

Finally, we provide for the first time, the deep geometry of a main basin in the Aegean domain of the forearc, and showed that this area of the forearc domain seems to be affected by a recent tectonic compressive process, which opposes the common idea that this idea of the forearc area is in extension.

Key-words : Hellenic subduction zone, seismic structure, faille de méga-chevauchement, seismic tomography, seismic reflection

INTRODUCTION..... 8

1. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE DE LA MEDITERRANEE ORIENTALE ET DE LA ZONE DE SUBDUCTION HELLENIQUE 13

1. LA MEDITERRANEE ORIENTALE ET LA ZONE DE SUBDUCTION HELLENIQUE..... 14

- 1.1. SISMICITE REGIONALE ET SEISMES MAJEURS EN MEDITERRANEE ORIENTALE..... 14
- 1.2. APPORTS DE LA GEODESIE ET QUESTION DU COUPLAGE DE L'INTERPLAQUE..... 22

2. PRINCIPAUX DOMAINES ET ENSEMBLES DU SEGMENT SUD-OUEST DE LA ZONE DE SUBDUCTION HELLENIQUE..... 28

- 2.1. RIDE MEDITERRANEENNE ET BACKSTOP..... 28
- 2.2. LES NAPPES HELLENIDES..... 35
- 2.3. MER EGEE ET MER DE CRETE 37

3. LOCALISATION DU PANNEAU PLONGEANT ET DU MOHO CONTINENTAL ET OCEANIQUE..... 40

4. RECONSTITUTION CINEMATIQUE DE LA REGION EGEENNE DU CRETACE A L'ACTUEL..... 49

- 4.1. CRETACE - EOCENE..... 49
- 4.2. EOCENE – OLIGOCENE 51
- 4.3. OLIGOCENE – MIOCENE..... 52
- 4.4. MIOCENE – HOLOCENE (ACTUEL) 53

2. SISMIQUE REFLEXION MULTI-TRACE, SISMIQUE MARINE GRAND-ANGLE ET TOMOGRAPHIE..... 57

1. LA SISMIQUE REFLEXION MULTI-TRACE..... 58

- 1.1. PRINCIPE DE LA SISMIQUE REFLEXION MULTI-TRACE..... 58
- 1.2. ACQUISITION DES DONNEES..... 59
- 1.3. LOCALISATION DES PROFILS DE LA CAMPAGNE ULYSSE..... 61
- 1.4. TRAITEMENT DES DONNEES DE SISMIQUE MULTITRACE 62
 - 1.4.1. CORRECTION DU DELAI SOURCE..... 63
 - 1.4.2. FILTRE PASSE-BANDE ET FILTRE F-K 64
 - 1.4.3. CORRECTION DE DIVERGENCE SPHERIQUE..... 66
 - 1.4.4. MACRO-CMP, CORRECTION DYNAMIQUE (NMO) ET ANALYSES DE VITESSE 68
 - 1.4.5. MUTE EXTERNE 73
 - 1.4.6. ANTI-MULTIPLE 74
 - 1.4.7. DECONVOLUTION PREDICTIVE..... 77
 - 1.4.8. CORRECTION DMO (DIP MOVE OUT) – MIGRATION APRES SOMMATION 80
 - 1.4.9. CORRECTION DMO (DIP MOVE OUT) – MIGRATION AVANT SOMMATION 81

2. LA SISMIQUE GRAND-ANGLE 84

- 2.1. PRINCIPE DE LA SISMIQUE REFRACTION 84
- 2.2. LES DONNEES EN SISMIQUE REFRACTION 84
 - 2.2.1. ACQUISITION..... 84
 - 2.2.2. CONDITIONNEMENT DES DONNEES 86
- 2.3. TRAITEMENT PREALABLE 88
 - 2.3.1. ANALYSE SPECTRALE 88
 - 2.3.2. BLANCHIMENT MINIMUM PHASE 90

2.3.3.	FILTRE BUTTERWORTH.....	90
2.3.4.	ÉGALISATION D'AMPLITUDE (AGC).....	91
2.4.	TOMOGRAPHIE DES TEMPS DE TRAJET.....	96
2.4.1.	PRINCIPES ET GENERALITES.....	96
2.4.2.	INVERSION DES TEMPS DE TRAJET.....	97
2.5.	CONDITIONNEMENT DES DONNEES DE LA CAMPAGNE ULYSSE POUR L'INVERSION DES TEMPS DE TRAJETS... 102	
2.5.1.	POINTE DES PHASES ET ATTRIBUTION DES INCERTITUDES.....	102
2.5.2.	PREMIERE ANALYSE DU JEU DE DONNEES.....	104
2.5.3.	METHODOLOGIE DE L'INVERSION DES DONNEES DE LA CAMPAGNE.....	107

3. INTERFACES MAJEURES DU SEGMENT SUD-OUEST DE LA ZONE DE SUBDUCTION HELLENIQUE..... 117

1.	GEOMETRIE DU SOCLE ET DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA PLAQUE EGEENNE.....	119
1.1.	REFLECTEUR 1 DOMAINE IONIEN.....	121
1.2.	REFLECTEUR 1 DOMAINE EGEEN.....	123
2.	CARACTERISTIQUES DU BACKSTOP ET LOCALISATION DU TOIT DE LA CROUTE OCEANIQUE.....	126
2.1.	DOMAINE IONIEN.....	127
2.1.1.	REFLECTEUR 2.....	127
2.1.2.	REFLECTEUR 3.....	130
2.2.	DOMAINE EGEEN.....	132
3.	RESOLUTION DU MODELE DE VITESSE.....	137
4.	DISCUSSION DES RESULTATS ET INTERPRETATIONS.....	140

4. STRUCTURES INTERNES SUPERFICIELLES DU SEGMENT SUD-OUEST DE LA ZONE DE SUBDUCTION HELLENIQUE..... 155

1.	ZONE EST DU DOMAINE IONIEN.....	156
1.1.	ANALYSE DES DONNEES DE LA CAMPAGNE ULYSSE.....	156
1.1.1.	REFLECTEUR D1 :.....	157
1.1.2.	REFLECTEUR SB1 :.....	161
1.1.3.	UNITES SEDIMENTAIRES REMARQUABLES.....	163
1.2.	LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE.....	165
2.	ZONE OUEST DU DOMAINE IONIEN.....	171
3.	DOMAINE EGEEN.....	174
3.1.	ANALYSE DES PROFILS DE SISMIQUE REFLEXION MULTI-TRACE.....	174
3.2.	ANALYSE HAUTE RESOLUTION DU BASSIN.....	184
3.2.1.	TRAITEMENT DES DONNEES CHIRP.....	184
3.2.2.	ANALYSE HAUTE RESOLUTION DU BASSIN.....	185
3.3.	DISCUSSION DE LA GEODYNAMIQUE ACTUELLE DU BASSIN.....	189

5. DISCUSSIONS..... 197

1. STRUCTURE PROFONDE DU DOMAINE AVANT-ARC EGEEN	198
1.1. LOCALISATION DE L'INTERPLAQUE	198
1.2. STRUCTURE CRUSTALE DE LA PLAQUE CHEVAUCHANTE EGEENNE	201
2. STRUCTURE SUPERFICIELLE DU DOMAINE AVANT-ARC ET GEODYNAMIQUE ACTUELLE DU SEGMENT SUD-OUEST	202
2.1. DOMAINE IONIEN	202
2.2. DOMAINE EGEEN	206
3. LE SEISME DE 365 AD	209
6. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	210
1. CONCLUSIONS	211
2. PERSPECTIVES	212
7. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	214
8. ANNEXES	227
1) ANNEXE 1	228
2) ANNEXE 2	236
3) ANNEXE 3	240

***I*ntroduction**

En Méditerranée orientale, la zone de subduction Hellénique est l'un des marqueurs de la convergence entre la plaque africaine et la plaque eurasiennne. Dans cette région, la lithosphère océanique africaine est subduite sous la lithosphère continentale Egéenne. Initialement aligné le long de la marge eurasiennne au Jurassique, le front de subduction a progressivement migré vers le Sud-Ouest, avec une rotation horaire associée de l'ordre de 25° sur les 15 derniers millions d'années (Duermeijer et al., 2000; Haubold et al., 1997; Jolivet and Brun, 2010; Kissel and Laj, 1988; Van Hinsbergen et al., 2005; Van Hinsbergen and Schmid, 2012). La partie occidentale de la zone de subduction est délimitée par la zone de faille de Céphalonie et son système de failles décrochantes, qui séparent le promontoire apulien et la Calabre des terrains du Péloponnèse. La partie Sud de la zone de subduction est délimitée par le complexe accréctionnaire de la ride méditerranéenne et se termine à l'Est au niveau de l'île de Rhodes (Figure 1).

Cette zone de subduction se différencie des autres zones de subduction sous de nombreux aspects. Le premier concerne la dimension des unités structurales qui la composent.

Le prisme d'accréction, appelé Ride Méditerranéenne, présente une largeur variant entre 70 et 200 km de large, et jusqu'à 10 km d'épaisseur au Sud-Ouest du Péloponnèse, et recouvre la quasi-totalité de l'Est de la Méditerranée.

Le domaine avant-arc présente également des dimensions hors-normes. En effet, la distance séparant l'arc volcanique dans le Sud de la mer Egée de l'extrémité du domaine avant-arc en Mer Ionienne, atteint à 350 km.

Cette zone de subduction se différencie également des autres zones de subduction par le mouvement relatif du domaine avant-arc par rapport à la plaque africaine en subduction. En effet, alors que la plaque africaine subducte vers le Nord-Nord-Est à une vitesse de seulement 4 à 5 mm/an (par rapport à l'Eurasie fixe), le domaine avant-arc converge en direction du Sud-Ouest vers la fosse de subduction à une vitesse de 30 mm/an (Mcclusky et al., 2000; Nocquet, 2012; Pichon, 1995; Reilinger et al., 2010).

En terme de sismicité, la Méditerranée orientale, et plus particulière la zone de subduction Hellénique, est la zone la plus sismiquement active d'Europe. Dans la région des îles Ioniennes, des séismes de magnitude moyenne en chevauchement plat (inférieure ou égale à 7) sont peu profonds (inférieurs à 15 km) (Laigle et al., 2002), tandis que plus à l'Est, à l'Ouest de la Crète, des séismes de magnitudes 6 se produisent jusqu'à 40 km de profondeur (Taymaz et al., 1990) (comme le séisme de 1886 et celui de 1903 au large du Péloponnèse avec des magnitudes révisées à 6,5-7,0 dont on ne connaît pas la profondeur) (Sachpazi et al., 2016).

Plus à l'Est, la zone située entre l'île de Cythère et la Crète est considérée comme asismique, car aucun séisme majeur n'a pu être enregistré dans cette zone, ou alors considérée comme une zone de lacune sismique, susceptible de produire un séisme de forte magnitude (Wyss and Baer, 1981).

En raison d'un paradoxe apparent entre l'occurrence de très grands séismes ($M_w > 8$) et l'absence d'événements de magnitude 6 à 7 depuis un siècle et demi, la question du couplage sismique dans la région du segment Sud-Ouest de la zone de subduction Hellénique, c'est-à-dire la zone située entre le Péloponnèse et la Crète est largement débattue dans la

communauté scientifique (Becker and Meier, 2010; Ganas and Parsons, 2009; Howe and Bird, 2010a; Shaw and Jackson, 2010; Vernant et al., 2014).

Les conclusions opposées sur la notion de couplage disponibles dans la littérature partagent toutes le même point commun : Un manque de contraintes sur la localisation et la structure de l'interplaque dans cette région, et l'absence de données géodésiques fiables sur la partie marine du domaine avant-arc Egéen.

En effet, l'hypothèse d'une zone faiblement couplée au niveau de l'interplaque repose sur l'absence de signes de déformation intersismique dans les mesures géodésiques disponibles entre les îles volcaniques dans le Sud de la mer Egée, et la partie externe du domaine avant-arc, en Crète. Ce signal intersismique qui devrait être caractérisé par un rapprochement entre ces îles de plusieurs mm/an pour un couplage complet entre 20 et 40 km de profondeur est inférieur à 0,1 mm/an (Reilinger et al., 2010; Shaw et al., 2008).

Cependant, le domaine avant-arc de la zone de subduction Hellénique est presque totalement immergé. Les points de mesures géodésiques entre l'arc volcanique et le Sud Péloponnèse et la Crète sont peu nombreux et contraignent mal le champ de vitesse dans cette région de la zone de subduction (Reilinger et al., 2010).

Bien que de nombreuses campagnes de géophysique marine aient été acquises depuis les années 70 en mer Ionienne, sur la partie externe du domaine avant-arc et au niveau du prisme d'accrétion, et dans la partie Nord en mer Egée, au nord de l'arc volcanique, peu de données sont actuellement disponibles dans la région située à la transition entre la partie Egéenne et la partie Ionienne du domaine avant-arc.

La campagne océanographique Ulysse, réalisée fin 2012, avait pour but d'apporter des éléments de contraintes sur cette zone du domaine avant-arc, et plus particulièrement au niveau du segment Sud-Ouest de la zone de subduction Hellénique.

L'investigation sismique réalisée au cours de cette campagne, par le biais d'acquisition de profils de sismique réflexion multi-trace et de sismique réfraction grand-angle a pour objectif d'apporter des informations sur la structure et la géométrie de la zone de contact entre la plaque Egéenne chevauchante et la lithosphère océanique en subduction, et sur la caractérisation des structures et unités qui composent le domaine avant-arc Egéen dans la zone située entre le Péloponnèse et la Crète.

Ce travail de thèse, qui se base sur l'analyse des profils de sismique réflexion multi-trace acquis lors de cette campagne, ainsi que sur une inversion tomographique issue des données de sismique réfraction grand-angle se propose d'apporter des contraintes nouvelles sur la structure profonde et superficielle de cette région pour répondre à plusieurs questions :

-Où se localise la croûte océanique en subduction sous la plaque chevauchante Egéenne dans cette région ?

-Quelle est la topographie du socle et comment s'organisent les unités sédimentaires dans cette zone de transition entre la partie Ionienne et Egéenne du domaine avant-arc ?

-Quelles contraintes la structure superficielle et profonde de cette partie du domaine avant-arc apportent-elles sur la géodynamique régionale et la notion de couplage sismique au niveau de l'interplaque ?

Ce manuscrit présente dans un premier chapitre l'état des connaissances actuelles sur la zone de subduction Hellénique.

Dans un second chapitre je présente les données de sismique réflexion multi-trace et de sismique réfraction grand-angle acquises au cours de la campagne Ulysse, le traitement que j'ai effectué sur les données de sismique réflexion multi-trace ainsi que l'inversion tomographique des temps de trajet des premières arrivées ainsi que les premières arrivées secondaires que j'ai réalisé avec le code *Tomo2D*.

Le troisième chapitre est consacré à la présentation et l'interprétation des interfaces et unités majeures révélées par l'analyse conjointe d'un profil de sismique réfraction grand-angle et de sismique de réflexion multi-trace long de 250 km qui traverse la partie Nord du domaine Ionien et la partie Sud du domaine Egéen, et qui nous a notamment permis d'identifier le toit de la croûte océanique sous le domaine avant-arc.

Le quatrième chapitre est consacré dans un premier temps à l'analyse des structures internes superficielles que j'ai pu interpréter sur les données de sismique réflexion multi-trace dans le domaine Ionien, et dans un second temps, est consacré au domaine Egéen, où je propose pour la première fois l'imagerie complète de la structure profonde d'un bassin qui nous apporte un éclairage sur la déformation récente enregistrée dans cette région du domaine avant-arc.

Dans la dernière partie, je discute mes résultats et leurs implications dans la compréhension de la géodynamique régionale dans cette région de la zone de subduction Hellénique.

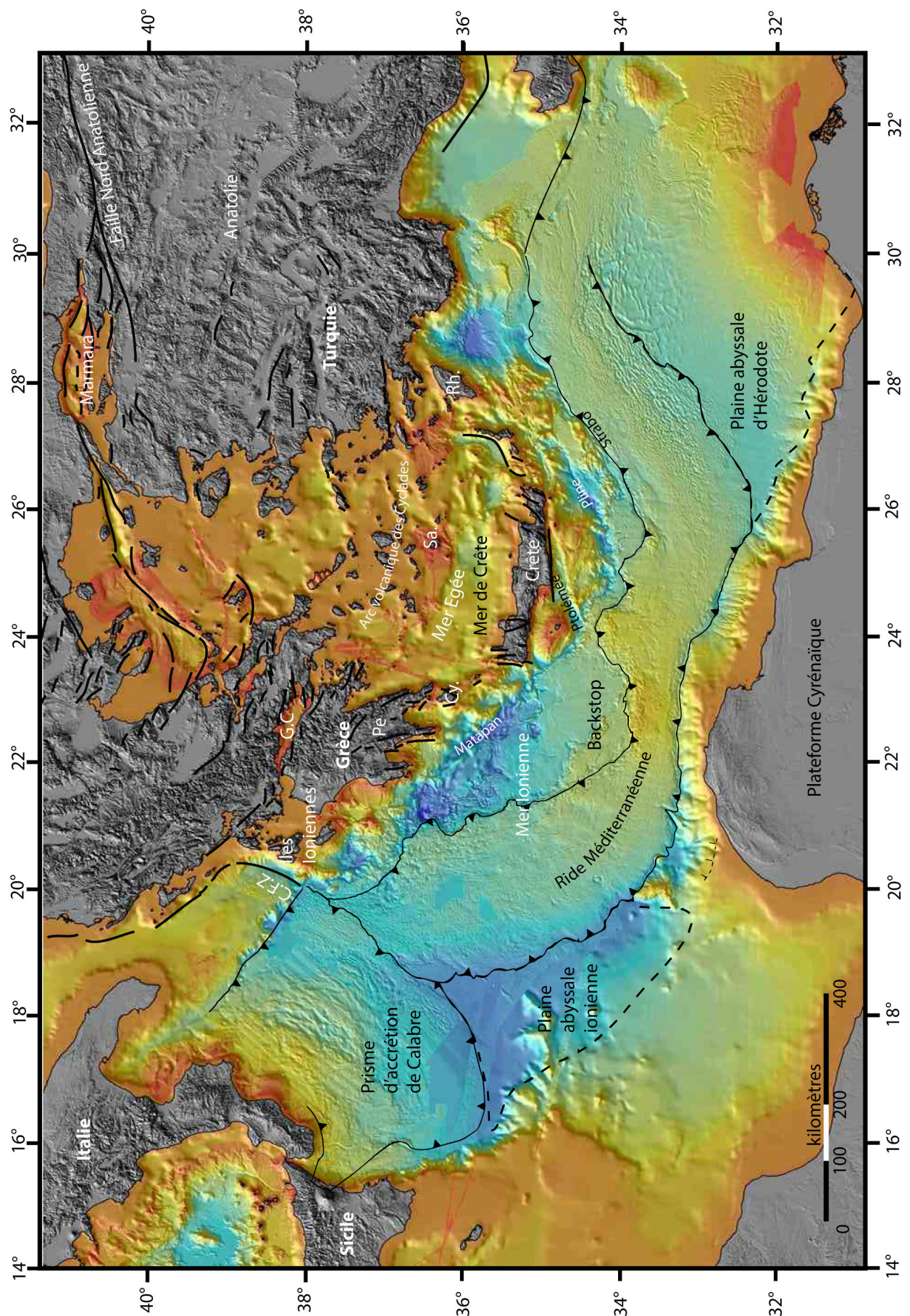


Figure 1 : Carte de localisation des principales structures et région de méditerranée orientale. CFZ : Zone de Faille de Céphalonie, Cy : Cythère, GC : Golfe de Corinthe, Pe : Péloponnèse, Rh : Rhodes, Sa : Santorin. Fond de carte issu d'une synthèse des données bathymétriques disponibles en Méditerranée par L.Brosolo et J.Masclé (2007).

1. Contexte géologique et géodynamique de la méditerranée orientale et de la zone de subduction hellénique

1. La Méditerranée orientale et la zone de subduction hellénique

1.1. Sismicité régionale et séismes majeurs en Méditerranée orientale

La méditerranée orientale, et plus particulièrement la zone de subduction Hellénique présente le plus fort taux de sismicité en Europe. Plus de la moitié de l'énergie sismique relâchée en Europe se situe dans les régions situées à proximité de la Grèce, (Makropoulos et al., 2012)(Figure 2 et Figure 3).

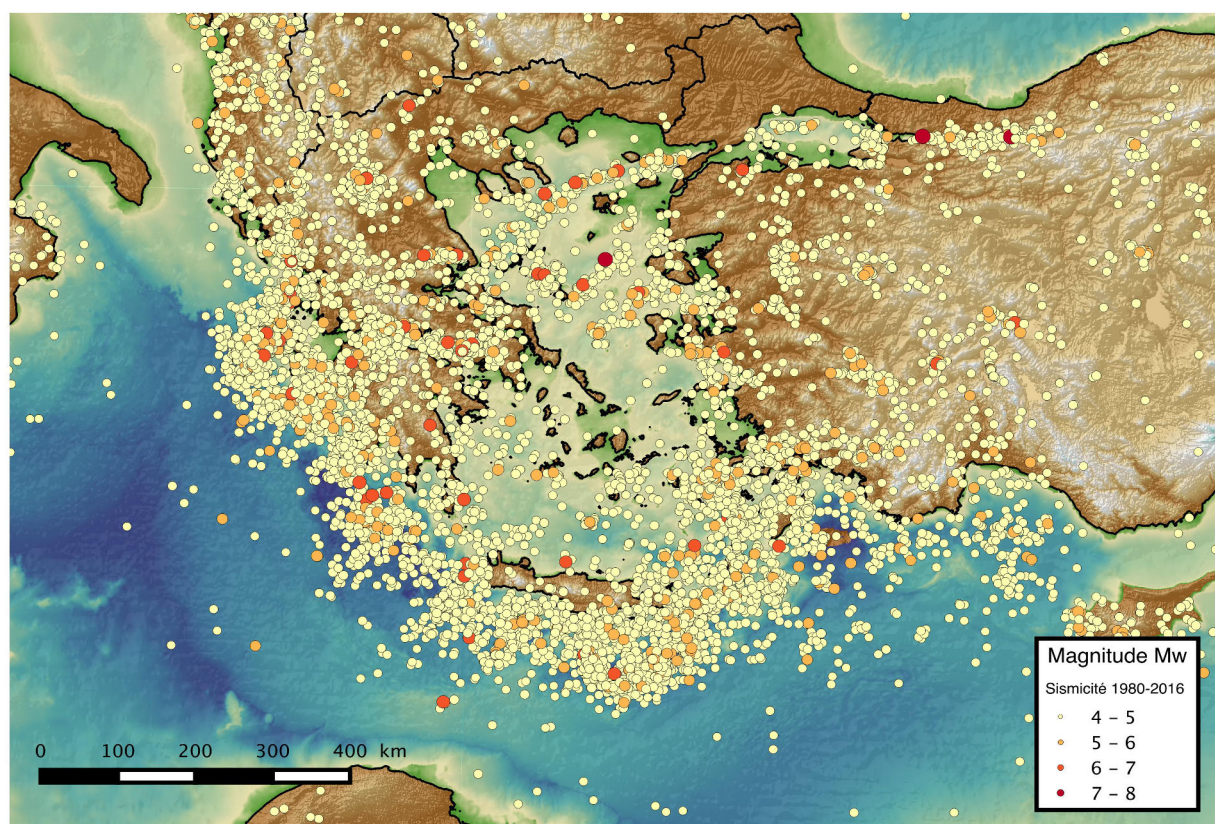


Figure 2 : Carte de localisation de la sismicité en mer Egée et en Méditerranée orientale enregistrée entre 1980 et 2016 pour des magnitudes comprises entre 4 et 8, (données de sismicité d'après catalogue USGS). La couleur et la taille des cercles correspondent à la magnitude des séismes enregistrés sur cette période.

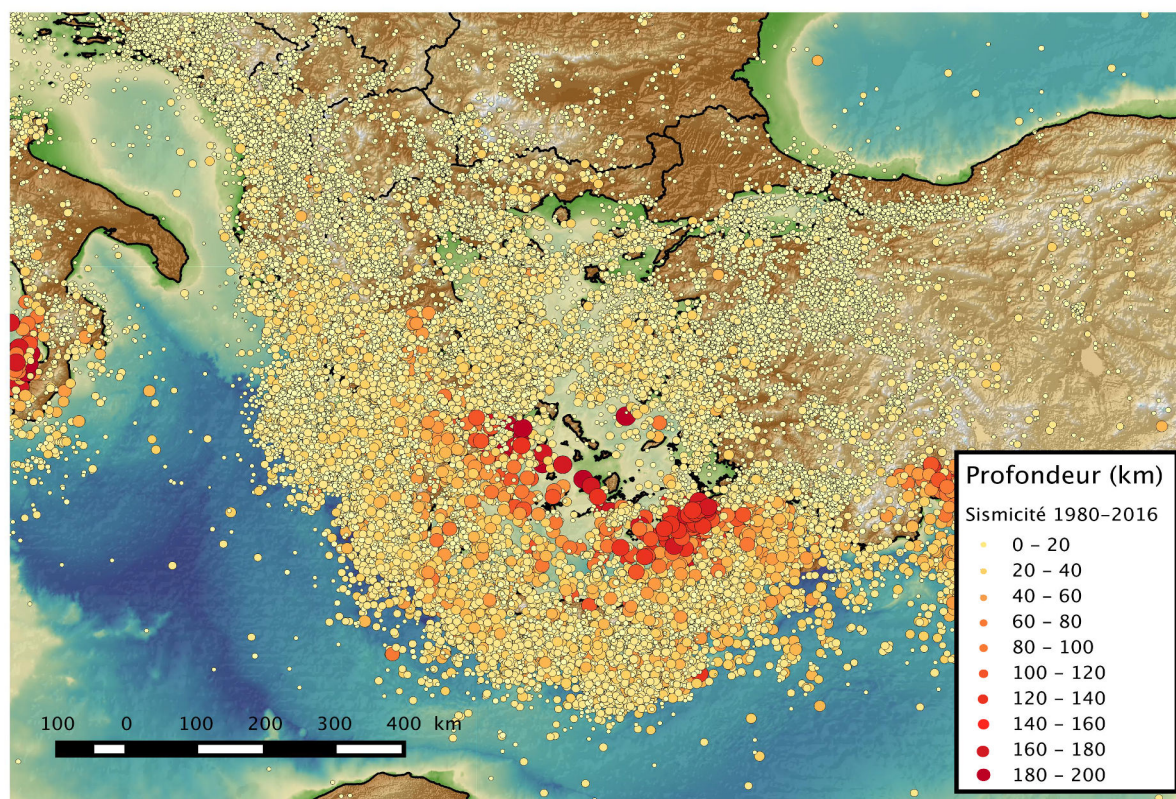


Figure 3 : Carte de localisation en profondeur de la totalité de la sismicité enregistrée depuis 1980 en mer Egée et en Méditerranée orientale, (données de sismicité d'après catalogue USGS). La couleur et la taille des cercles correspondent à la magnitude des séismes enregistrés sur cette période.

En terme de magnitude, les séismes majeurs passés de la région Ouest de la zone de subduction Hellénique (îles Ioniennes) présentent des séismes de magnitude relativement modérée (inférieure à 7,3) et à des profondeurs n'excédant pas 20 km.

Plus à l'Est, au large du Péloponnèse des séismes historiques de magnitude plus élevée se sont produits (Figure 4), comme par exemple les séismes de 1867, 1886 et 1903, avec des magnitudes supérieures à 8 (Papadopoulos et al., 2014; Wyss and Baer, 1981), mais dont les magnitudes ont été révisées récemment à 6,5-7 (Sachpazi et al., 2016) qui auraient possiblement selon les auteurs rompu le segment situé entre le Péloponnèse et l'île de Cythère (Figure 4).

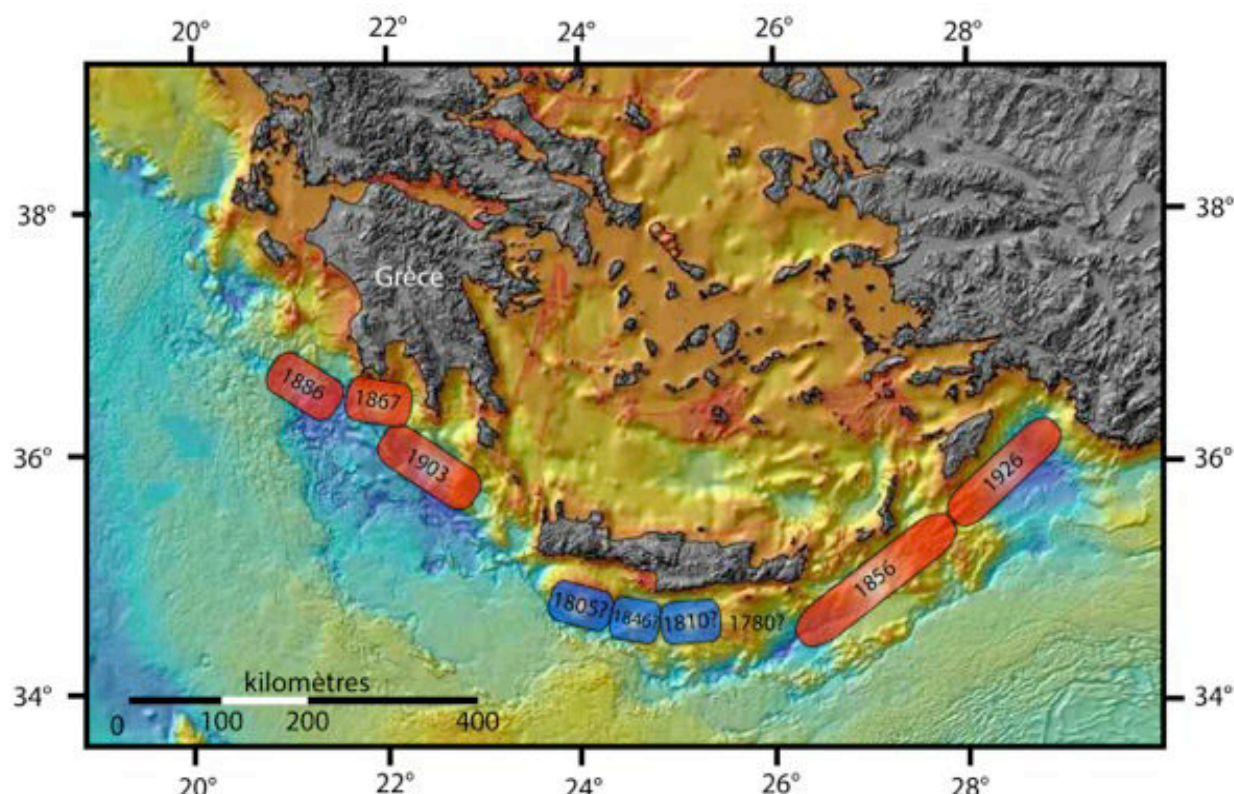


Figure 4 : Carte de localisation supposée des plus grands séismes enregistrés le long de l'arc Hellénique du XVIIIe au XXe siècle (Localisation d'après (Wyss and Baer, 1981)).

La sismicité dans la région de la mer Egée se distribue généralement le long des nombreuses failles actives qui parcourent la région Egéenne (comme par exemple la faille Nord Anatolienne au Nord) et jusqu'en mer Ionienne (comme par exemple la faille décrochante de Céphalonie) (Figure 1).

Une importante sismicité est également enregistrée au niveau de l'interplaque, zone de contact entre la lithosphère continentale Egéenne et la lithosphère africaine qui entre en subduction. C'est ainsi que l'on observe une augmentation de la profondeur des séismes depuis la limite du butoir au Sud du Péloponnèse et de la Crète jusqu'aux îles de l'arc volcanique au Sud des Cyclades, où les séismes sont enregistrés jusqu'à plus de 200 km de profondeur (Papazachos et al., 2000) (Figure 3).

Dans la région du Péloponnèse, l'amélioration constante du réseau permanent de l'observatoire national d'Athènes depuis 2008, permet de détecter une sismicité de profondeur intermédiaire croissante par rapport à la première carte du slab (panneau plongeant) proposé par (Papazachos et al., 2000), en particulier, des séismes de magnitudes significatives se sont produits à plusieurs reprises, en 2006 (séisme de Léonido ($M_w > 6$), séisme de Cythère ($M_w > 6$) et en 2008 (séisme de Méthoni ($M_w = 6,8$), dont certains ont qualifiés cette période de « *Tempête de forts séismes* » (Papadopoulos et al., 2009).

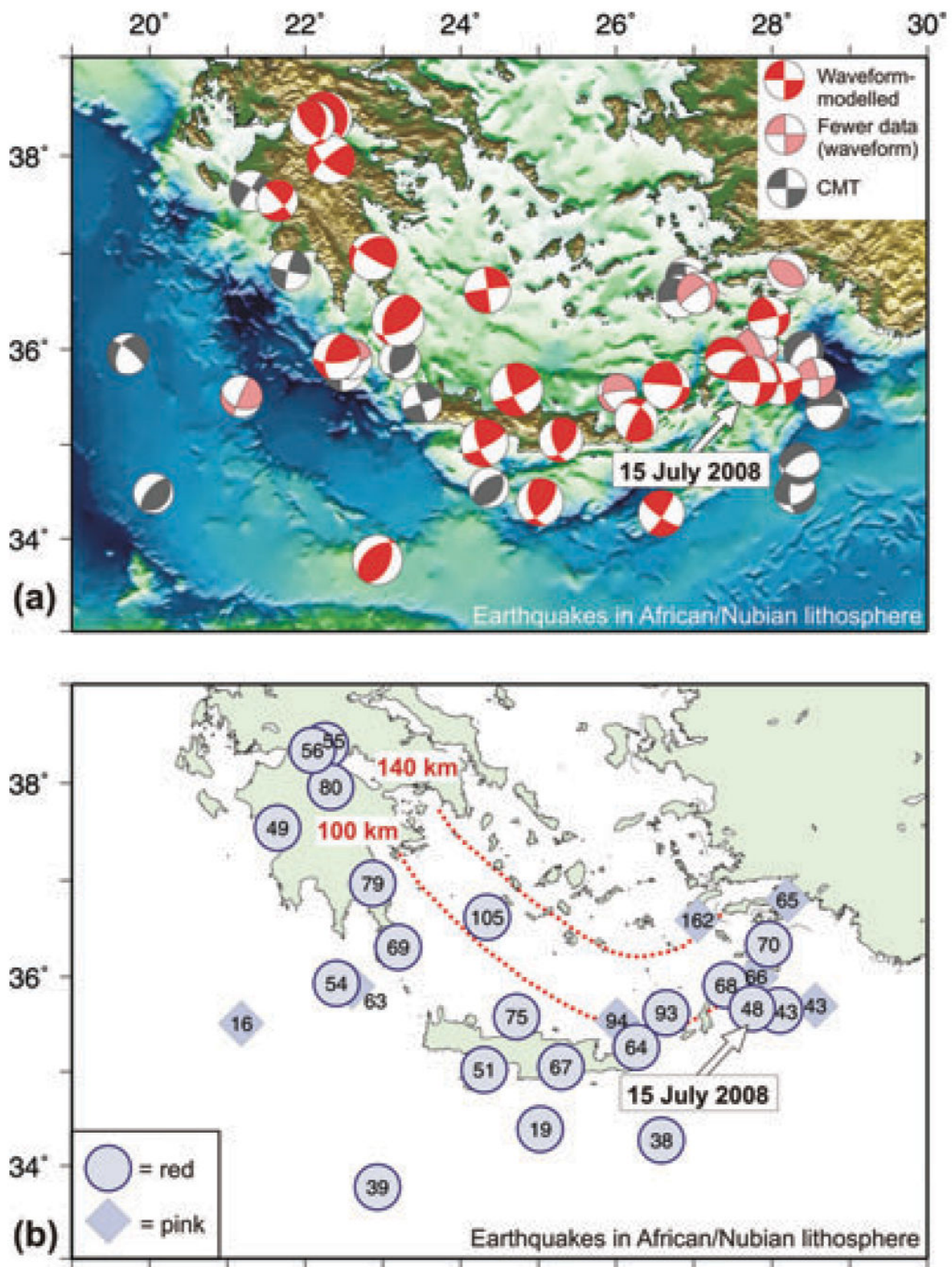


Figure 5 : A) Mécanismes au foyer enregistrés dans la lithosphère en subduction. B) Profondeur en km des séismes présentés en haut sur la figure. Figure d'après (Shaw and Jackson, 2010)

Le segment Sud-Ouest de la zone de subduction Hellénique est également le lieu probable de nucléation du plus grand séisme connu en Méditerranée : Le séisme de 365 A.D avec une magnitude supposée de 8,3 ayant provoqué un tsunami dévastateur jusque dans la région du delta du Nil (Stiros, 2001).

Des méga-turbidites, appelées Turbidites d'Augias ont récemment été attribuées à ce séisme (Polonia et al., 2013). Elles sont observables dans de nombreux bassins de Méditerranée comme par exemple au niveau de la plaine abyssale Ionienne, ou encore la plaine abyssale de Sirte (Polonia et al., 2013) (Figure 6).

Cette interprétation est encore sujette à de nombreux débats, comme le montre l'étude de (San Pedro et al., 2016), qui envisage la possibilité d'autres origines pour la formation de ces méga-turbidites, comme par exemple le séisme de 374 AD en Calabre, celui de 361 AD en Sicile, survenus à la même période que le séisme que celui de 365 AD, ou encore l'éruption du Santorin en 1627-1600 BC, même si l'hypothèse du séisme de 365 A.D est privilégiée (Figure 7).

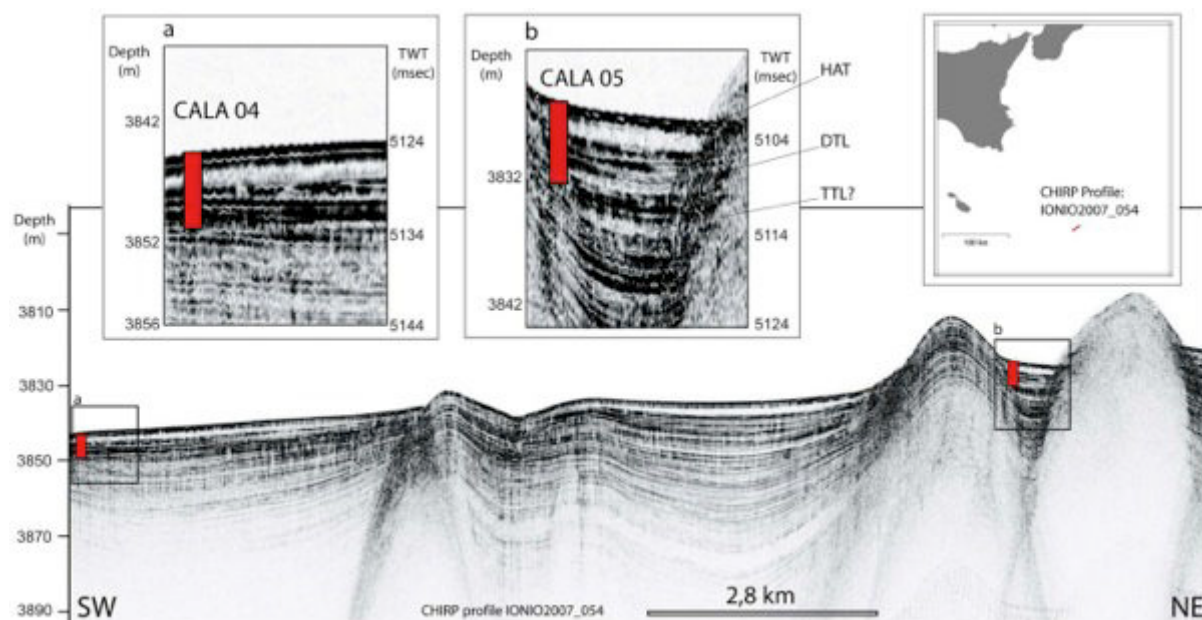


Figure 6 : Profils de sondeur de sédiment Chirp acquis dans la plaine abyssale Ionienne. CALA 04 et CALA 05 correspondent aux carottages effectués lors de la campagne d'acquisition. HAT : Turbidites d'Augias, DTL : Couche profonde Transparente, TTL : Couche épaisse profonde. (Polonia et al., 2013).

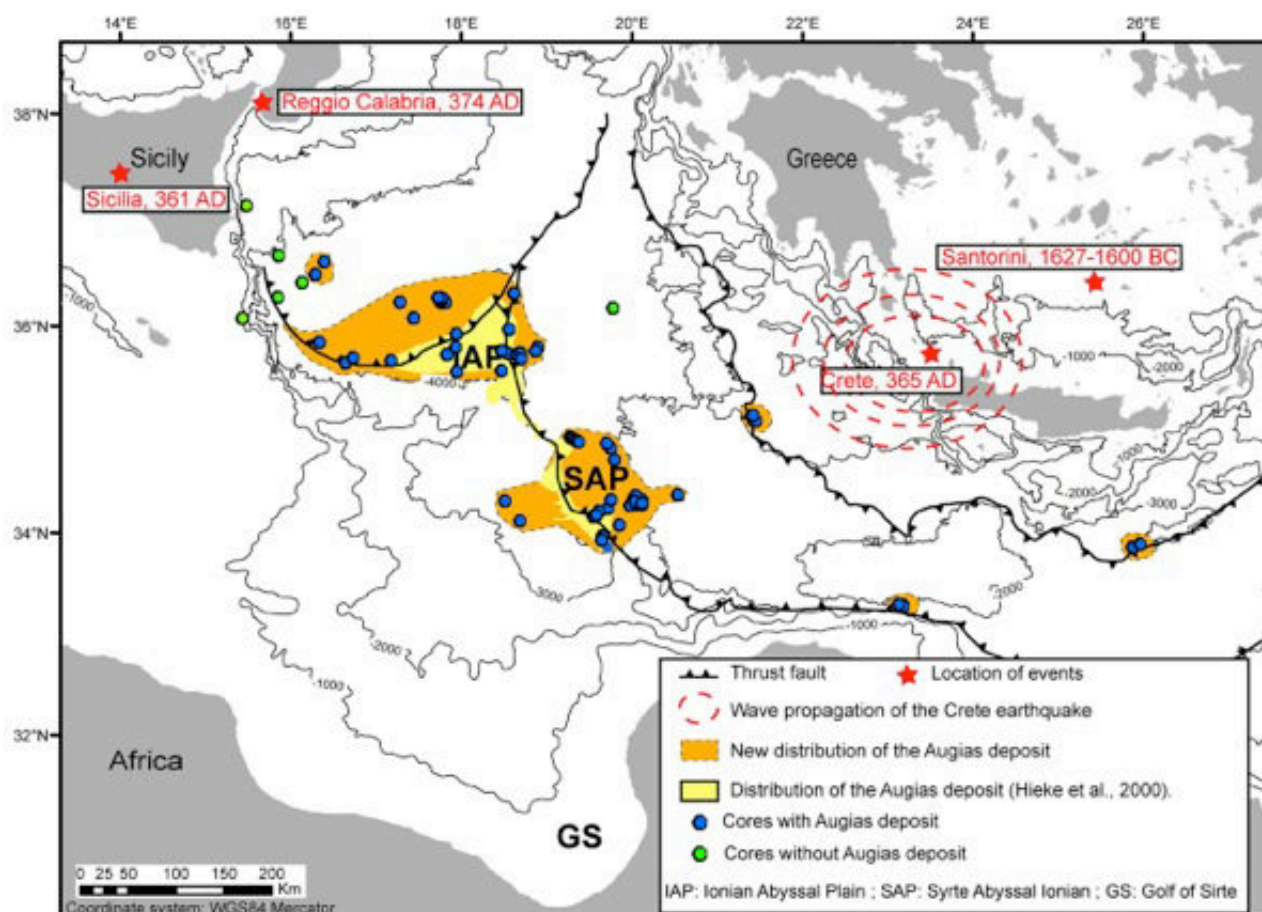


Figure 7 : Carte illustrant la distribution connue des Turbidites d'Augias par l'analyse de profils sismiques (Hieke, 2000) et la description de carotages (Cita and Rimoldi, 1997; Hieke, 2000; Polonia et al., 2013). Les étoiles rouges représentent les origines possibles de cette turbidite selon l'auteur (San Pedro et al., 2016).

De nombreuses études (Pirazzoli et al., 1982; Stiros 2001; Shaw et al., 2008; Stiros, 2010a) ont également montré que ce séisme dont l'épicentre supposé se situe entre le Péloponnèse et la Crète est responsable d'un soulèvement co-sismique atteignant les 9 mètres sur la côte Sud-Ouest de la Crète (Figure 8, Figure 9 et Figure 10).

Si les auteurs s'accordent sur les coordonnées géographiques de la rupture, la faille à l'origine de ce séisme est encore discutée. La première hypothèse considère que la faille responsable de ce séisme de forte magnitude ($M_w=8,3$) est associée à la faille de l'interplaque, méga-chevauchement située sur la zone de contact entre la plaque chevauchante et la plaque en subduction.

La deuxième hypothèse, comme le propose (Shaw., 2008) (Figure 10) est que le lieu de nucléation de ce séisme se situe au niveau d'une faille ayant un pendage plus important, qui viendrait s'enraciner sur l'interplaque. Cette faille est proposée pour le séisme de 365 AD par ces auteurs, car elle assurerait une meilleure cohérence des données pour expliquer le soulèvement enregistré en Crète et sur l'île d'Anti-Cythère d'après leurs modèles.

En effet, la localisation de ce séisme au niveau de l'interplaque, et le soulèvement co-sismique de 9 mètres enregistré en Crète implique un glissement co-sismique de 40 mètres au niveau de l'interplaque, ce qui n'avait jamais été observé avant le séisme de Tohoku en 2011

(Iinuma et al., 2011; Lay et al., 2011; Ozawa et al., 2011; Sato et al., 2011). Ces auteurs proposent donc un modèle alternatif, qui impliquerait un glissement de 20 mètres sur une faille inverse située sous la Crète et à plus faible profondeur que le méga-chevauchement. Cette faille, longue de 100 km aurait un pendage de 30° au lieu de 15° et se localiserait au pied de l'escarpement bathymétrique sous la côte Sud Crèteoise.

Cependant, la localisation de la faille interplaque est essentiellement basée sur l'analyse de la sismicité superficielle dans cette région qui est peu précise car située en mer. Il n'existe aucune imagerie géophysique de l'interplaque, ni de cette potentielle faille permettant de contraindre la localisation et la géométrie de ces interfaces dans cette région.

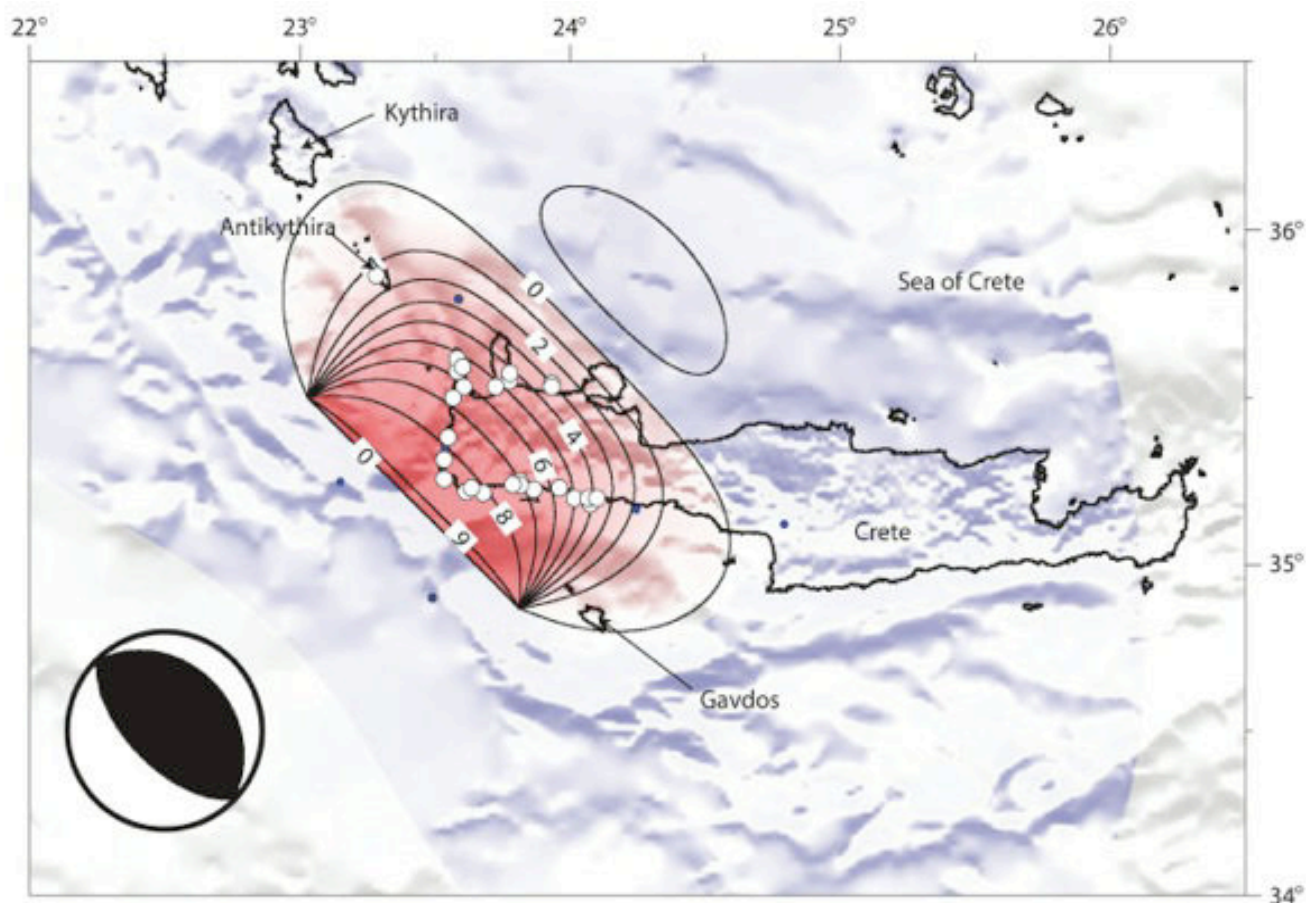


Figure 8 : Contour du soulèvement observé en Crète à partir du modèle proposé par (Shaw et al., 2008). Les cercles blancs représentent les sites d'observation du soulèvement.



Figure 9 : Exemple de paléo-trace du niveau marin attribué au soulèvement de la Crête lors du séisme de 365 A.D, au sud-ouest de la Crête (Stiros, 2010b).

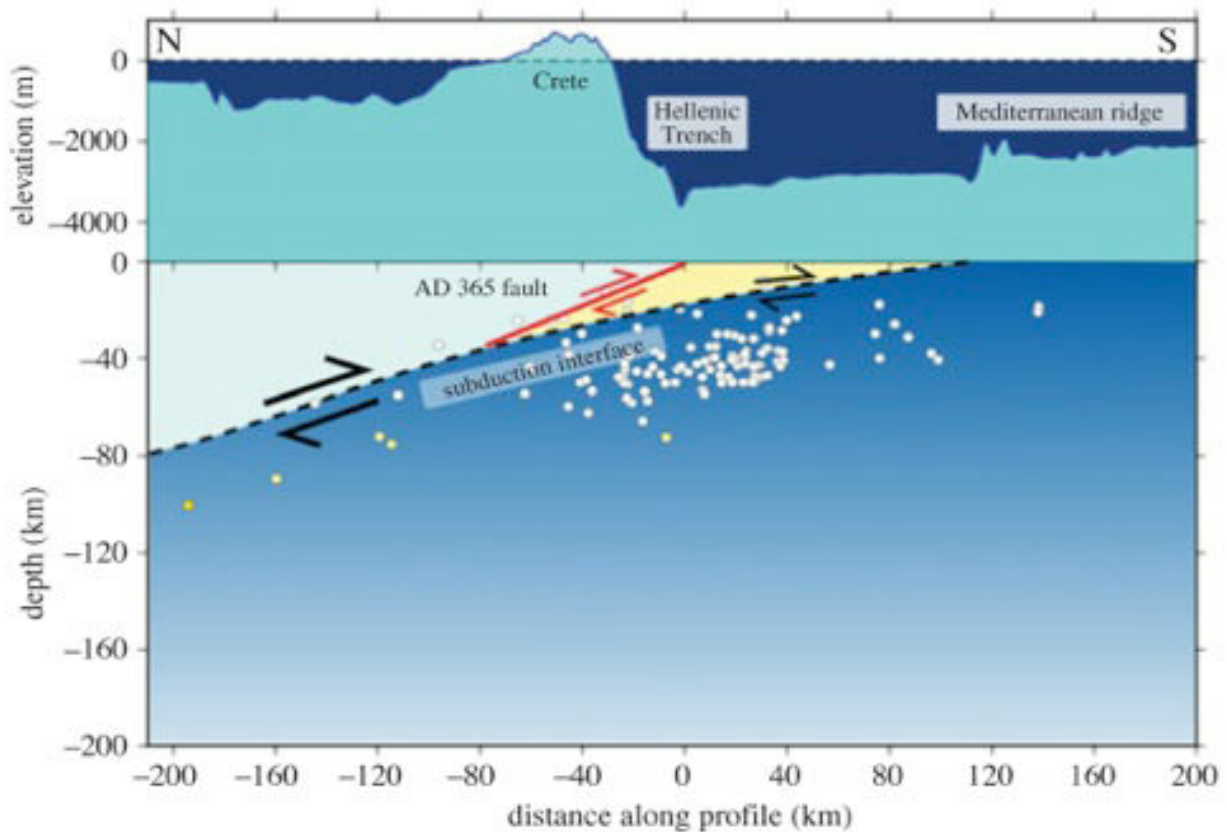


Figure 10 : Schéma interprétatif de la configuration des failles en Crète et localisation de la faille ayant pu provoquer le séisme de 365 A.D repris de l'interprétation de (Shaw et al., 2008) par (England et al., 2015).

1.2. Apports de la géodésie et question du couplage de l'interplaque

La densification des réseaux et l'augmentation du nombre de campagnes géodésiques depuis les années 1990 ont permis d'apporter des contraintes sur les champs de vitesse de déplacement à l'échelle de la Méditerranée. Je présente ici les principaux résultats et interprétations disponibles dans la littérature. (Nocquet, 2012) propose une compilation des résultats récents des champs de vitesses à l'échelle de la méditerranée, et donc de notre zone d'étude, à savoir la Méditerranée orientale. La compilation de ces résultats permet de mettre en évidence la cinématique actuelle de la mer Egée et des régions frontalières (Figure 11).

En effet, dans la partie Est de la Méditerranée, les données GPS mettent en évidence un champ de vitesse dominé par le mouvement général antihoraire de la région Anatolienne (autour d'un pôle d'Euler situé au niveau du delta du Nil) (Mcclusky et al., 2000; Nocquet, 2012; Pichon, 1995; Reilinger et al., 2010) (Figure 11). Dans le Nord-Est, la Mer Noire apparaît comme stable et solidaire de l'Europe, avec une localisation de la déformation au niveau de la Faille Nord Anatolienne (Mcclusky et al., 2000; Nocquet, 2012), avec une vitesse de glissement le long de la trace de surface de la faille d'environ 24 mm/an (Mcclusky et al., 2000; Nocquet, 2012) (Figure 11). L'Ouest de l'Anatolie est quant à elle caractérisée par une extension Nord-Sud (avec un étirement cumulé entre la mer de Marmara et la côte méditerranéenne de l'ordre de 30 mm/an (Figure 11).

En mer Egée, un large mouvement décrochant associé au prolongement de la faille Nord Anatolienne est observé à travers le Nord de la mer Egée, et de l'extension est observée lorsqu'on se dirige en direction des Fosses Helléniques. Dans le centre de l'Egée, la mer de Crète apparaît comme subissant actuellement peu de déformation interne par rapport aux régions avoisinantes, comme le montre la distribution de la sismicité dans cette zone (Nocquet, 2012) (Figure 11).

A l'Ouest de cette région, la zone de faille de Céphalonie accommode entre 20 mm/an (Tichelaar and Ruff, 1993) et 35 mm/an (Peter et al., 1998) selon les études, du mouvement entre la partie la plus à l'Ouest du Péloponnèse et le mouvement Nord-Est de l'Apulie (Figure 11).

Au niveau de l'arc Hellénique, l'étude du champ de vitesse par (Shaw and Jackson, 2010) montre une extension systématique parallèle à l'arc observé du Sud Péloponnèse à l'Ouest jusque sur l'île de Rhodes à l'Est. Les taux d'extension cumulés entre ces deux zones, déduits à partir des champs de vitesses, sont de l'ordre de 10 mm/an le long de l'arc Hellénique. Cette extension est mise en évidence sur les données GPS acquises, par une divergence entre la direction de convergence entre la plaque africaine et la plaque Egéenne et les mouvements enregistrés le long des failles normales observées à travers l'arc Hellénique (Armijo et al., 1992; Armijo and Papanastassiou, 2013). Ce phénomène d'extension est généralement associé au retrait du slab africain permettant l'augmentation de la courbure de l'arc et donc de sa longueur avec le temps.

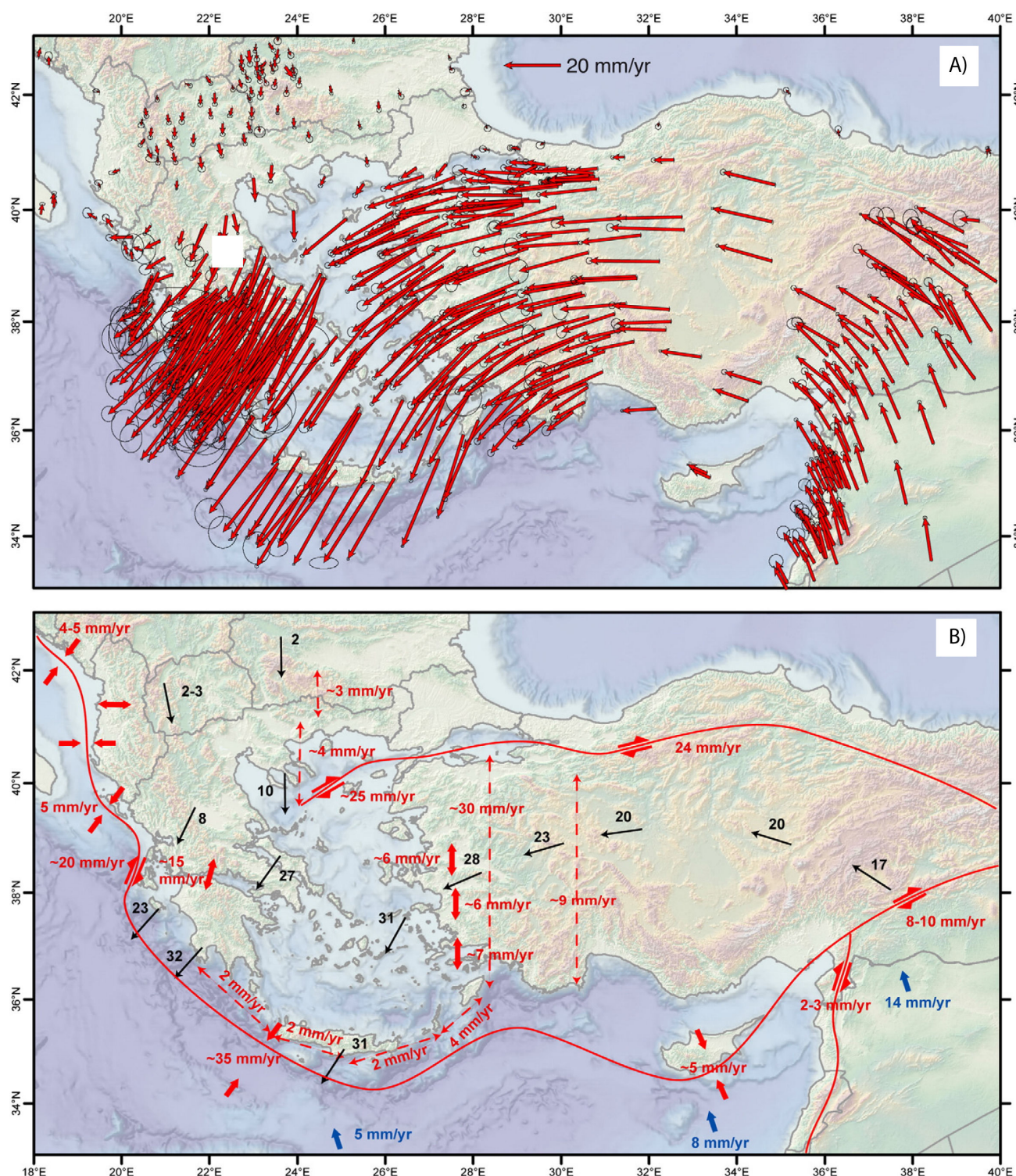


Figure 11 : A) Représentation du champ de vitesse enregistré en Méditerranée orientale (Eurasie fixe). B) Représentation schématique des mouvements enregistrés au niveau de la mer Egée et les régions avoisinantes. (Nocquet, 2012).

Le degré de couplage sismique au niveau de la zone de contact entre la plaque chevauchante Egéenne et la plaque en subduction africaine, l'interplaque, est très largement débattu. En effet, dans les zones de subduction, et sur toute grande faille crustale, c'est sur la partie mécaniquement bloquée de la faille que nucléent de grands événements sismiques, relâchant ainsi périodiquement les contraintes élastiques accumulées (Nocquet, 2012). Un blocage pouvant atteindre de grandes profondeurs (usuellement 40km pour les zones de

subduction) induit en surface, au niveau de la plaque chevauchante, un entraînement du domaine avant-arc dans la direction de l'arc que l'on appelle période inter-sismique. Ce raccourcissement n'est actuellement pas observé au niveau de la zone de subduction Hellénique. Comme par ailleurs, il n'y a pas eu d'autres grands séismes depuis celui de 365 AD, différentes hypothèses quant à la question du couplage au niveau de l'interplaque sont alors proposées dans la littérature.

Une étude de (Becker and Meier, 2010) propose, en s'appuyant sur la distribution de la sismicité enregistrée en Méditerranée orientale et des données géodésiques, que l'interplaque, zone de rupture possible du séisme de 365 AD est majoritairement découplée. La variabilité spatio-temporelle du relâchement sismique et le couplage sismique au niveau de l'interplaque suggèrent également, selon les auteurs, que des sous-ensembles de l'interplaque alternent des périodes de blocages suivies de périodes d'événements sismiques de magnitude modérée et de glissement asismique.

Cette hypothèse de faible couplage est reprise par l'étude de (Shaw and Jackson, 2010). Les auteurs de cette étude proposent, par l'analyse de la sismicité et des champs de vitesses GPS, une comparaison entre le relâchement du moment sismique attendu dans cette région et celui réellement observé depuis un siècle. Leurs conclusions sont que plus de 80% de la convergence entre la plaque africaine et la plaque Egéenne est accommodée asismiquement, et que la zone de subduction est majoritairement découplée, même en prenant en compte la présence de séismes rares et de forte magnitude comme celui de 365 AD, ou encore la contribution de la micro-sismicité (Figure 12). Cependant, le calcul du degré de couplage sismique à partir du taux de moment sismique nécessite une connaissance de la géométrie de l'interplaque et des dimensions de la partie sismogène.

Dans cette étude, les auteurs ont déduit la géométrie possible de cette interface en se basant sur la localisation de la sismicité en profondeur, sans connaissances réelles sur la géométrie de l'interplaque. Ils ne considèrent pas non plus l'existence du domaine avant-arc externe au Sud des fosses de Matapan.

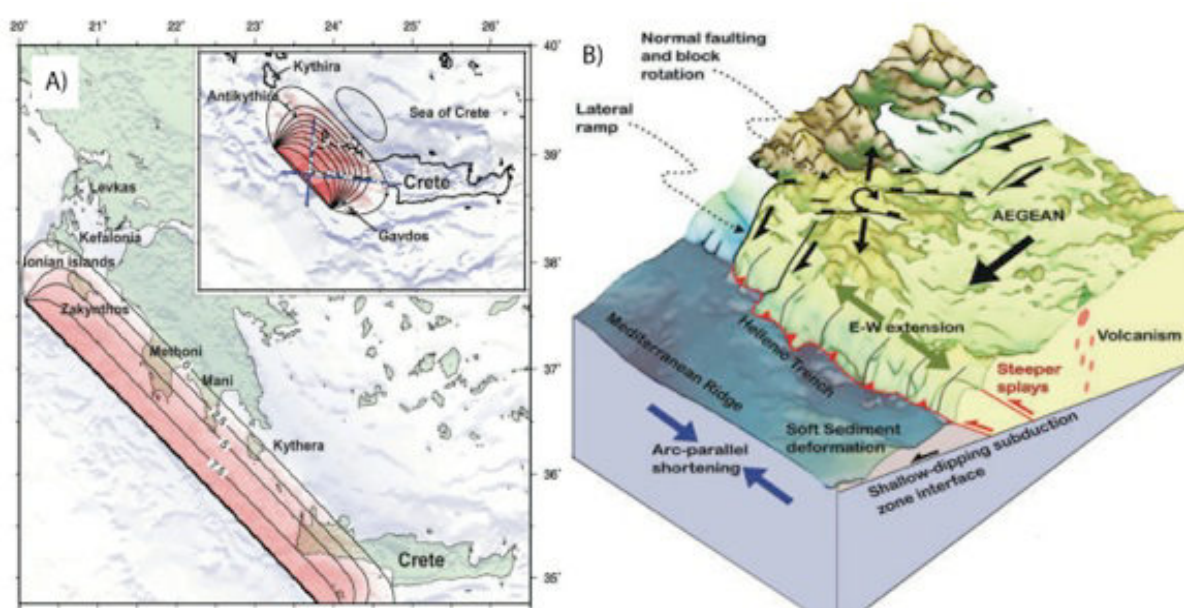


Figure 12 : A) Distribution du soulèvement au cours du séisme de 365 AD basé sur un modèle de dislocation élastique utilisé dans l'analyse du couplage de l'interplaque d'après (Shaw and Jackson, 2010). B) Schéma synthétisant les principaux mouvements des principales zones entre le Nord-Ouest du Péloponnèse et la Crète d'après (Shaw and Jackson, 2010).

En opposition à ces études, (Ganas and Parsons, 2009), proposent une géométrie 3D de la plaque nubienne en subduction en se basant sur la compilation des données géodésiques, des traces de failles cartographiées en surface, et la localisation des hypocentres (Figure 13).

En simulant une convergence sur 10 000 ans entre la Nubie et l'Egée, ils arrivent à reproduire les phénomènes de soulèvement (uplift) observés (en Crète par exemple) ainsi que la structure en forme d'amphithéâtre du slab (Figure 13 (B) et (C)). D'après leur étude, et en calculant le moment sismique attendu et celui réellement observé, ils suggèrent que l'interplaque, lui est presque entièrement couplé (Figure 13).

(Vernant et al., 2014) reprennent cette géométrie et proposent des valeurs de couplage de nouveau faibles au niveau de l'interplaque, (en analysant les données géodésiques dans la région proposées dans la compilation effectuée par (Nocquet, 2012)). Selon l'auteur, le degré de couplage au niveau de l'interplaque est d'environ 20%. La cause de ce faible degré de couplage, selon l'auteur, est une conséquence du faible pendage de l'interplaque et du fort taux de convergence. Si l'interplaque était bloquée, de fortes déformations élastiques seraient attendues au niveau de la plaque chevauchante Egéenne.

Cependant, cette étude diffère de celle de (Shaw and Jackson, 2010) dans le calcul du taux de moment sismique accumulé au niveau de l'interplaque à partir de leur modèle. En effet, (Vernant et al., 2014) utilise une géométrie de l'interplaque différente de celle de (Shaw and Jackson, 2010), qui conduit à une modification de la surface de la partie sismogénique de l'interplaque.

Ils proposent également une estimation de la récurrence de fort séismes ayant un glissement similaire à celui de 365 AD dans cette portion de la zone de subduction hellénique comprise entre 5700 et 8300 ans, ce qui n'est pas vérifiable étant donné que le séisme de 365 AD est le seul événement sismique majeur connu dans cette région.

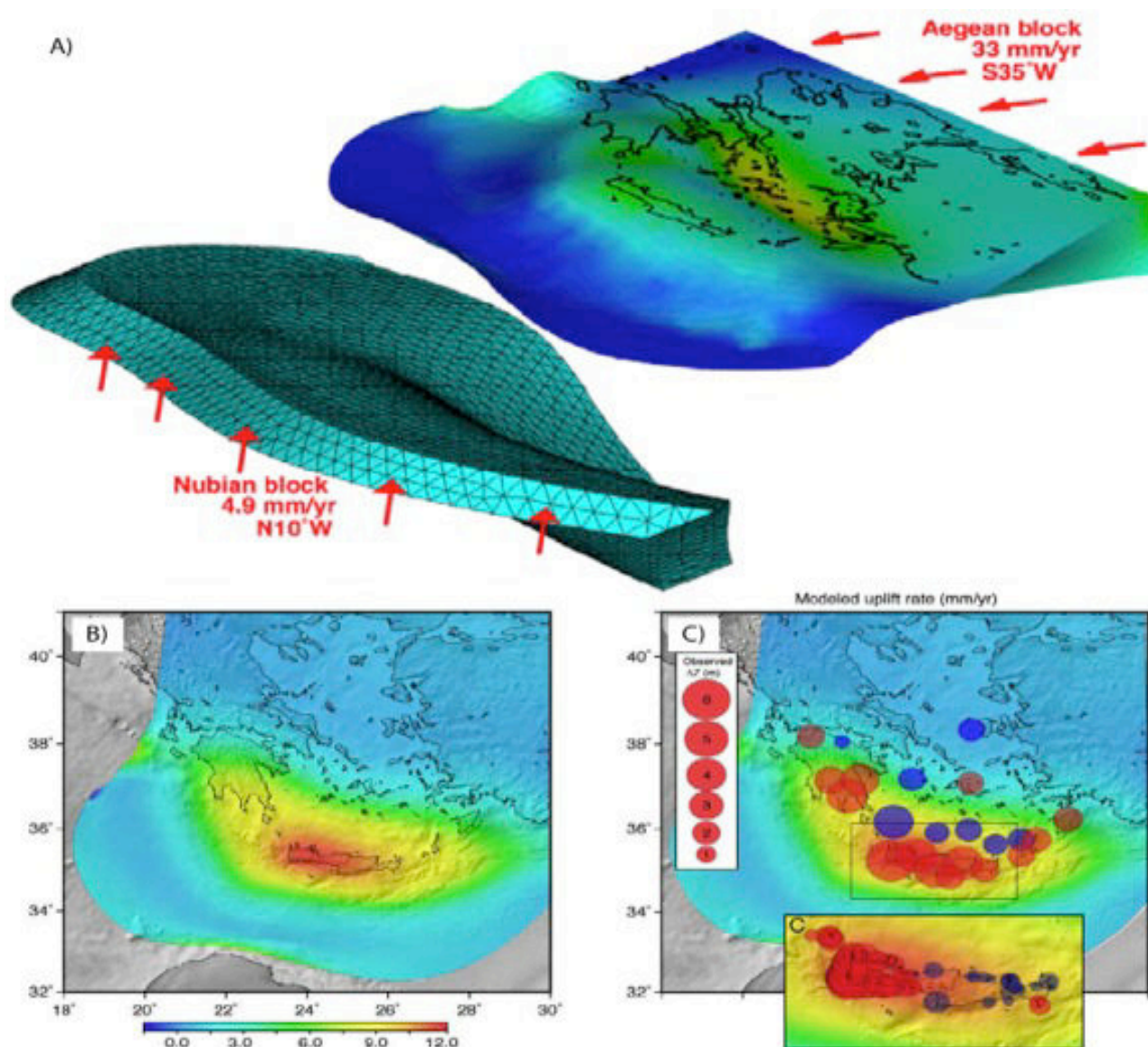


Figure 13 : A) Modélisation en éléments finis réalisé par (Ganas and Parsons, 2009) représentant la géométrie du slab africain et la surface de la plaque chevauchante Egéenne, ainsi que les vecteurs déplacement des deux surfaces. B) Soulèvement modélisé le long de l'arc Hellénique. C) Observations du soulèvement mesuré en Crète et dans le Sud Péloponnèse d'après les données issue de (Flemming, 1978; Le Pichon et al., 1981; Price et al., 2002).

Enfin, (Howe and Bird, 2010b) proposent des modèles long-terme de la cinématique crustale en méditerranée orientale (Figure 14). Ces données incluent la trace en surface de failles, des décalages mesurés sur celles-ci, des données GPS, des azimuts de déformations et les conditions aux limites. Au terme de cette étude, deux modèles sont proposés par les auteurs (Figure 14). Le premier modèle, appelé « modèle sismique de subduction » propose une zone de contact entre la plaque chevauchante et la plaque en subduction temporairement bloquée, nécessitant une vitesse de convergence de l'ordre de 45 mm/an et une extension crustale rapide dans le sud de la mer Egée.

Le deuxième modèle, préféré par les auteurs, appelé « modèle de subduction en creeping » suggère un phénomène de creeping au niveau de l'interface de subduction, avec une vitesse de convergence de l'ordre de 29 mm/an, et une extension crustale moins importante que dans le premier modèle.

Les auteurs proposent comme cause potentielle de découplage au niveau de l'interplaque, la présence d'évaporites du Messinien sur la totalité de l'interplaque, qui auraient été emportée lors de la subduction, et permettraient de diminuer la viscosité de cette zone de contact. Cependant, cette hypothèse paraît peu envisageable par rapport à la quantité d'évaporites messiniennes qui seraient censées avoir été emportée dans la subduction (plus de 180 km), ceci est de plus peu vérifiable, en l'absence de données permettant de localiser l'extrémité profonde de l'unité messinienne entraînée dans la subduction par la lithosphère africaine.

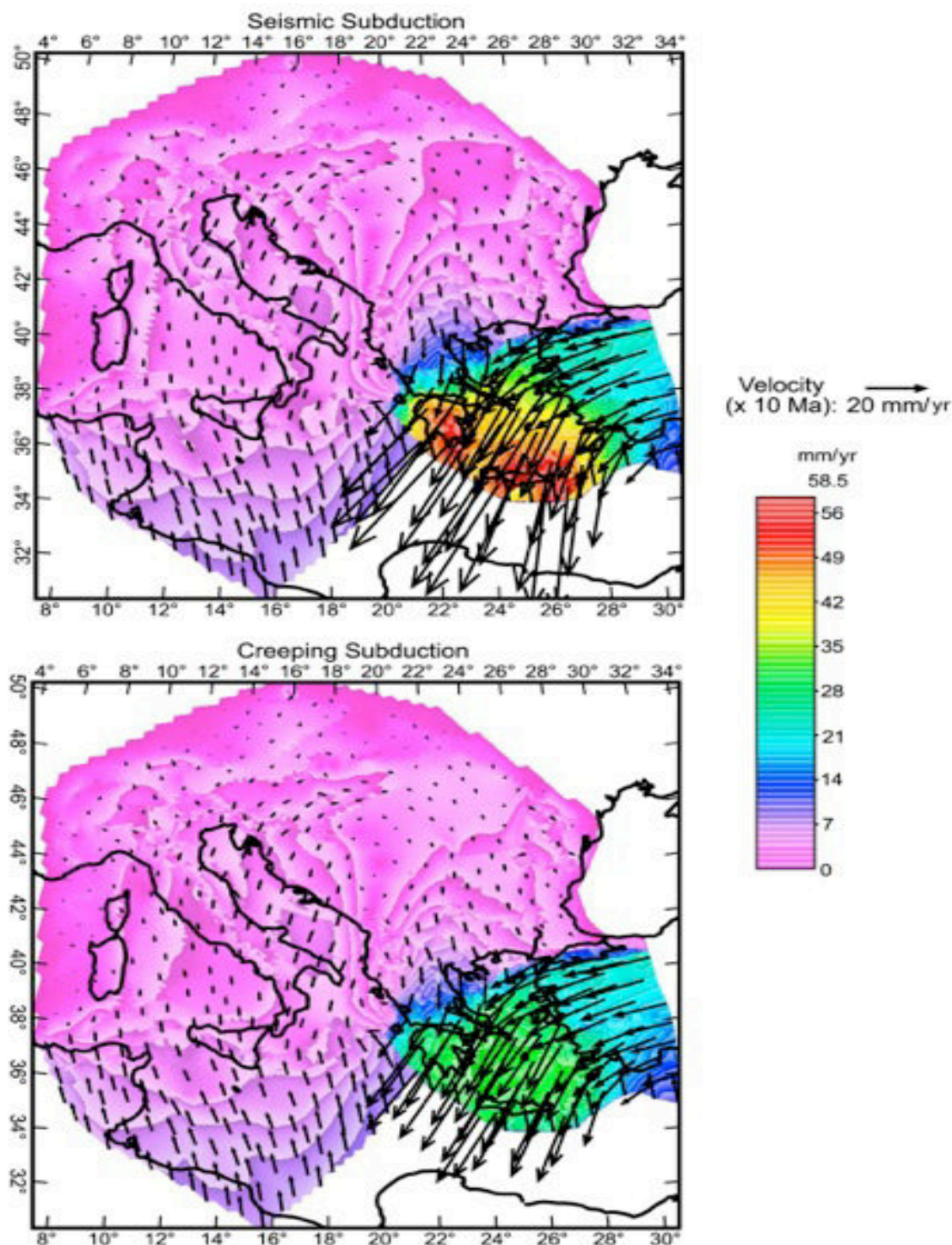


Figure 14 : Champs de vitesses long-terme des deux modèles obtenus d'après l'étude de (Howe and Bird, 2010b). Le premier modèle « sismique » considérant une interplaque bloquée, le deuxième modèle « creeping » considérant une interplaque en creeping.

La disparité de ces résultats récents sur le degré de couplage sismique montre bien la difficulté d'estimer le couplage au niveau de l'interplaque, malgré une densité et une diversité de méthodes employées importante au cours de ces deux dernières décennies. La principale inconnue est la définition de la localisation et de la géométrie de l'interplaque dans cette région. Une autre grande limitation est l'absence de mesures géodésiques contraignantes en mer, non seulement entre l'arc volcanique et l'avant-arc émergé, mais également sur la partie avant-arc externe entièrement immergée.

Dans la partie suivante, je présente une synthèse de l'état des connaissances des différents éléments et domaines de cette zone de subduction au travers des campagnes passées qui ont certes contribué à apporter des éléments de connaissances sur ces notions, mais avec une zone d'ombre sur la zone de transition entre la zone externe et interne du domaine avant-arc qui correspond à la zone de rupture supposée du séisme de 365 AD.

2. Principaux domaines et ensembles du segment Sud-Ouest de la zone de subduction Hellénique

2.1. Ride Méditerranéenne et Backstop

Notre zone d'étude est située sur le domaine avant-arc de la zone de subduction Hellénique, c'est-à-dire sur le domaine Egéen de la plaque Eurasienne, qui est bordé à l'Ouest par la zone de failles décrochantes de Céphalonie. Au Sud-Est de cette zone de faille, la partie externe, marine, du domaine avant-arc est marquée par la présence des fosses de Matapan et par la délimitation clairement marquée sur le fond de la mer avec la ride méditerranéenne. Ces structures sont isolées de la mer de Crète et la mer Egée plus au Nord par un saut bathymétrique de plusieurs milliers de mètres qui marque la transition avec la partie interne du domaine avant-arc (environ 4000 mètres entre la fosse Sud Matapan et le détroit de Cythère permettant le passage maritime entre la Mer Ionienne et la mer de Crète). Ce domaine avant-arc interne est en partie constitué de terres émergées comme le Péloponnèse, et la Crète et de domaines marins comme le bassin qui borde la côte Est du Péloponnèse (Myrtoon Basin) et la Mer de Crète (Figure 15).

Les fosses de Matapan n'ont pas toujours été considérées comme appartenant au domaine avant-arc. Il y a encore 35 ans, elles étaient interprétées comme marquant la fosse de subduction Hellénique et le nom « Hellenic Trench » est encore souvent utilisé de manière confuse. Cela vient du fait que la ride Méditerranéenne fut initialement interprétée non pas comme un prisme d'accrétion mais comme une ride médio-océanique à l'époque où l'on découvrait l'existence de la ride médio-océanique Atlantique. En effet, dans les années 1960, cette structure géologique de 3000 km de long et d'une largeur variant entre 70 et 300 km recouvrant la quasi-totalité de l'Est de la Méditerranée (Heezen and Ewing, 1963) (Figure 15) fut tout d'abord interprétée comme une ride médio-océanique. La présence de grandes dépressions dans la bathymétrie au Nord-Est et à l'Est de cette structure, le système des Fosses Helléniques (Le Quellec et al., 1980; Ryan et al., 1973) furent alors interprétés comme étant des fosses de subduction.

Les études réalisées au cours des années 1980 montrent cependant que cette structure ne correspond pas à une ride médio-océanique, mais à un empilement de sédiments formant un prisme d'accrétion. Cependant, cette structure conservera néanmoins le nom de Ride Méditerranéenne. En 1982, en se basant sur l'analyse de données gravimétriques, (Biju-Duval et al., 1982; Le Pichon, 1982) interprètent les Fosses Helléniques comme jouant le rôle de butoir, permettant l'accumulation et l'empilement de sédiments ne rentrant pas en subduction, et formant ainsi ce prisme d'accrétion. Ce prisme est l'un des plus larges au monde, avec un taux de construction rapide, notamment en raison de la présence d'importantes couches sédimentaires sur le plancher Ionien et en particulier de grandes épaisseurs de couches de sel favorisant l'empilement de ces couches sédimentaires (Kopf., 2003).

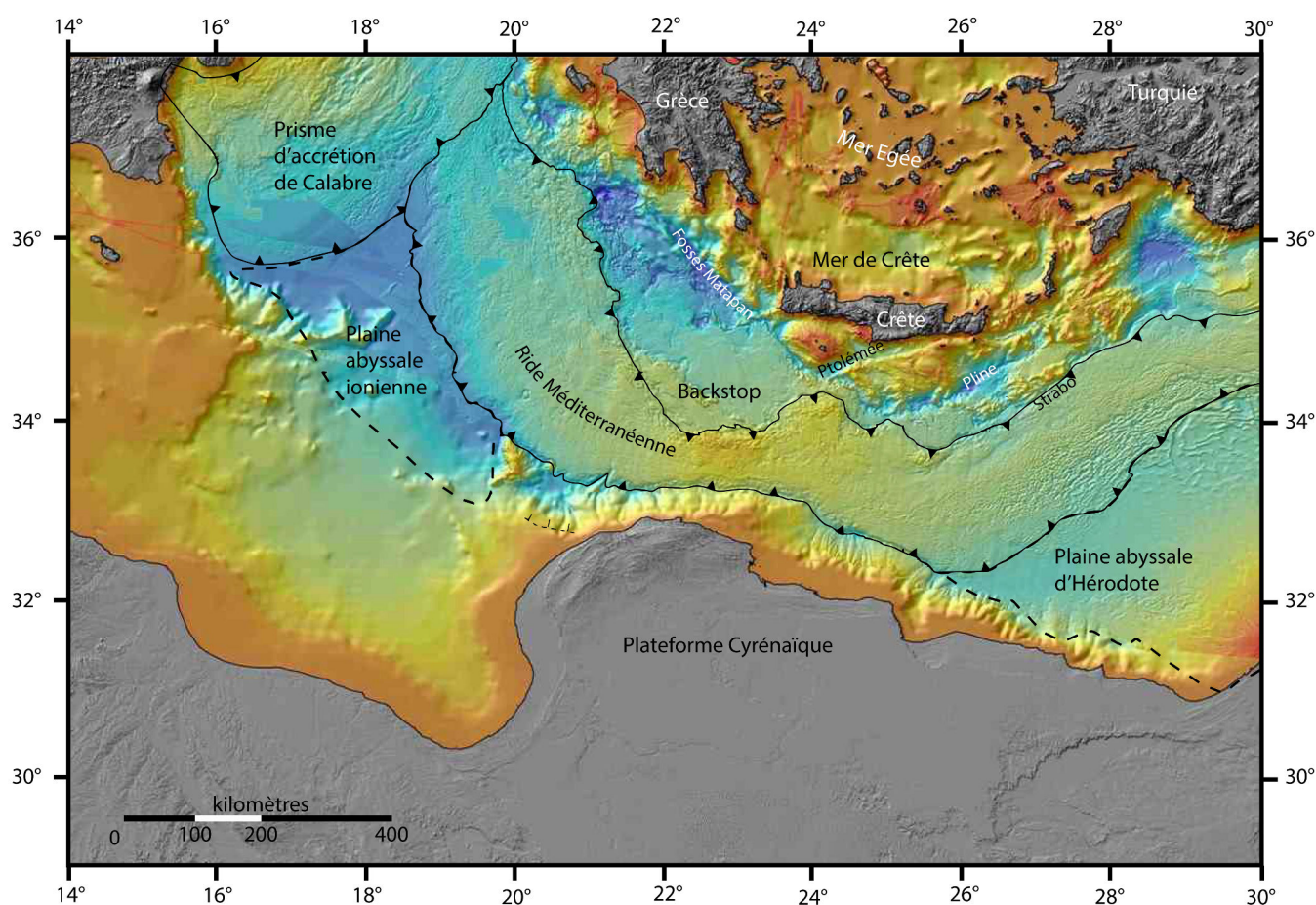


Figure 15 : Carte de localisation des principales structures morphologiques de Méditerranée orientale.

Les campagnes océanographiques réalisées au cours des trente dernières années ont permis de faire évoluer la compréhension de la structure interne et le fonctionnement du prisme d'accrétion ainsi que du domaine avant-arc externe.

La campagne Seamarc, en 1983 permet l'observation de l'accélération de la migration du front de déformation du prisme d'accrétion vers le Sud depuis le Messinien (Kastens,

1991; Kastens and Mascle, 1992). Les auteurs proposent alors la présence d'un niveau de décollement peu profond au toit des couches messiniennes.

La campagne Pasiphae en 1988 permet une meilleure compréhension des principales structures de la ride et des terrains sous-jacents (Figure 16). En 1993, (Truffert et al., 1993) interprètent le domaine interne de la ride comme un élément de la croûte continentale égéenne, à partir de profil ESP, de modélisation gravimétrique, et d'analyse de l'activité sismique. En suivant cette hypothèse, la transition entre la compression liée à la subduction et l'extension du domaine Egéen est déplacée d'une centaine de kilomètres vers le sud-ouest, et ne se situe plus au niveau des fosses Helléniques. Ces fosses sont alors identifiées comme des structures intégrantes du domaine Egéen en extension (Lallemant et al., 1994). Les observations effectuées à partir des données ESP dans la partie Ouest de la ride montrent la présence de croûte océanique dans cette région, ainsi qu'une largeur de plaque plongeante réduite en forme d'amphithéâtre (de Voogd et al., 1992) (Figure 16).

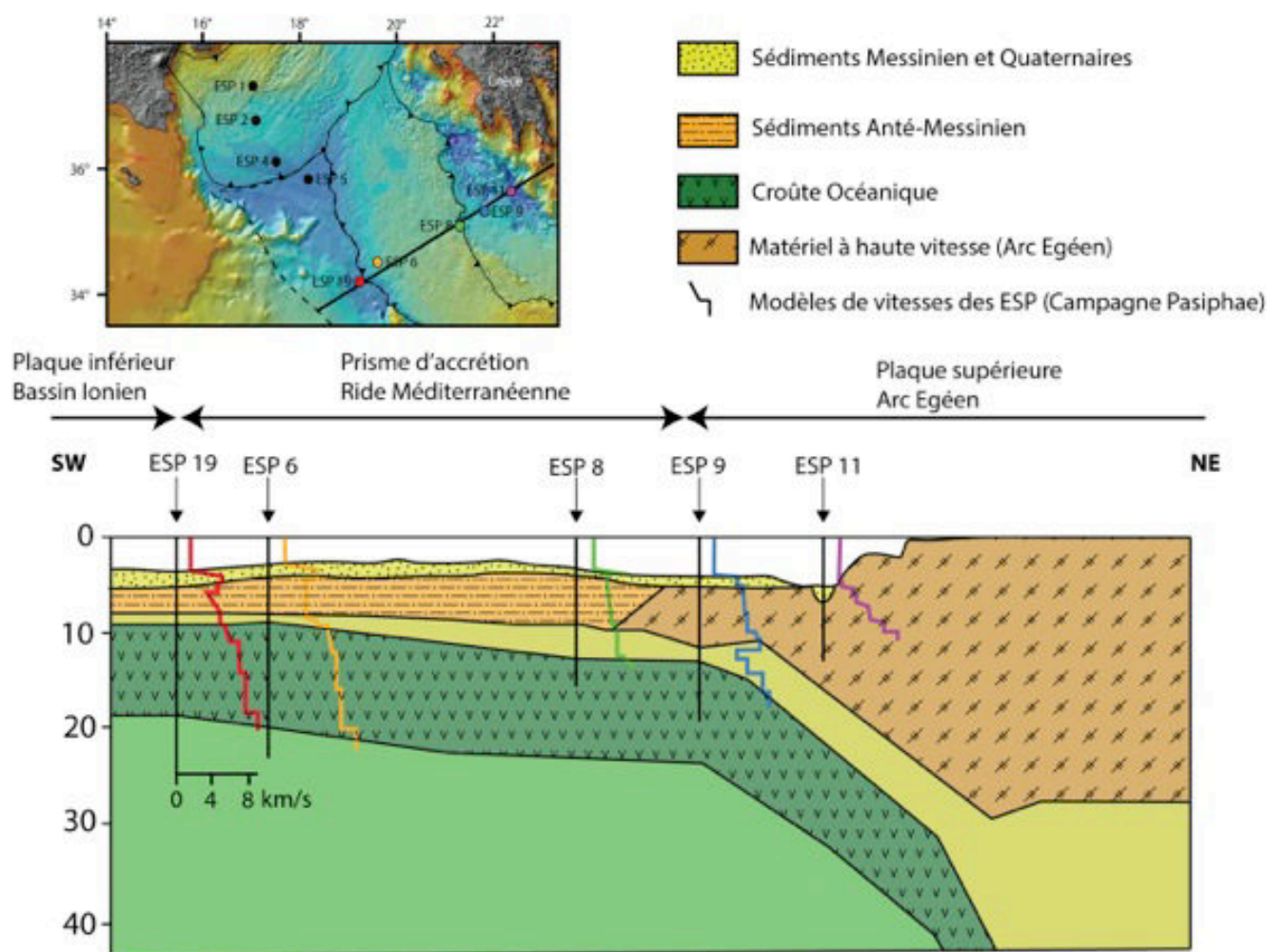


Figure 16 : Localisation des ESP de la campagne Pasiphae et coupe interprétative d'après (Truffert et al., 1993).

La ride méditerranéenne apparaît donc comme un prisme d'accrétion tectonique, résultant de l'empilement de couches sédimentaires successives, causées par un ou plusieurs niveaux de décollement. Le dépôt des couches évaporitiques pendant la baisse du niveau

marin au Messinien a entraîné la présence d'un niveau de décollement au toit des couches messiniennes (Kastens, 1991; Kastens and Mascle, 1992) et à la base de ces évaporites (Chaumillon et al., 1996; Chaumillon and Mascle, 1995), mis en évidence au niveau de la plaine abyssale de Sirte. Un troisième niveau de décollement est observé sur les prélèvements de boues effectués sur le toit de la ride au sein des argiles Aptienne (Crétacé inférieur). (Mascle and Chaumillon, 1998) identifient également la présence de chevauchements intra-messinien.

Les résultats de l'analyse des ESP de la campagne Pasiphae (de Voogd et al., 1992; Truffert, 1992) et les profils de sismique multi-trace de la campagne IMERSE (Reston et al., 2002) et Archimède (Gallais et al., 2011) proposent que sous la partie interne du prisme, le niveau de décollement principal s'est approfondi dans la pile de sédiments entrant en subduction. Il se positionnerait ainsi au niveau du réflecteur "K" de forte amplitude interprété comme correspondant aux argiles noires de l'Aptien situées au toit de la couche de carbonates Mésozoïque de la croûte océanique Ionienne (Réflecteur K (Finetti, 1976)) (Figure 17).

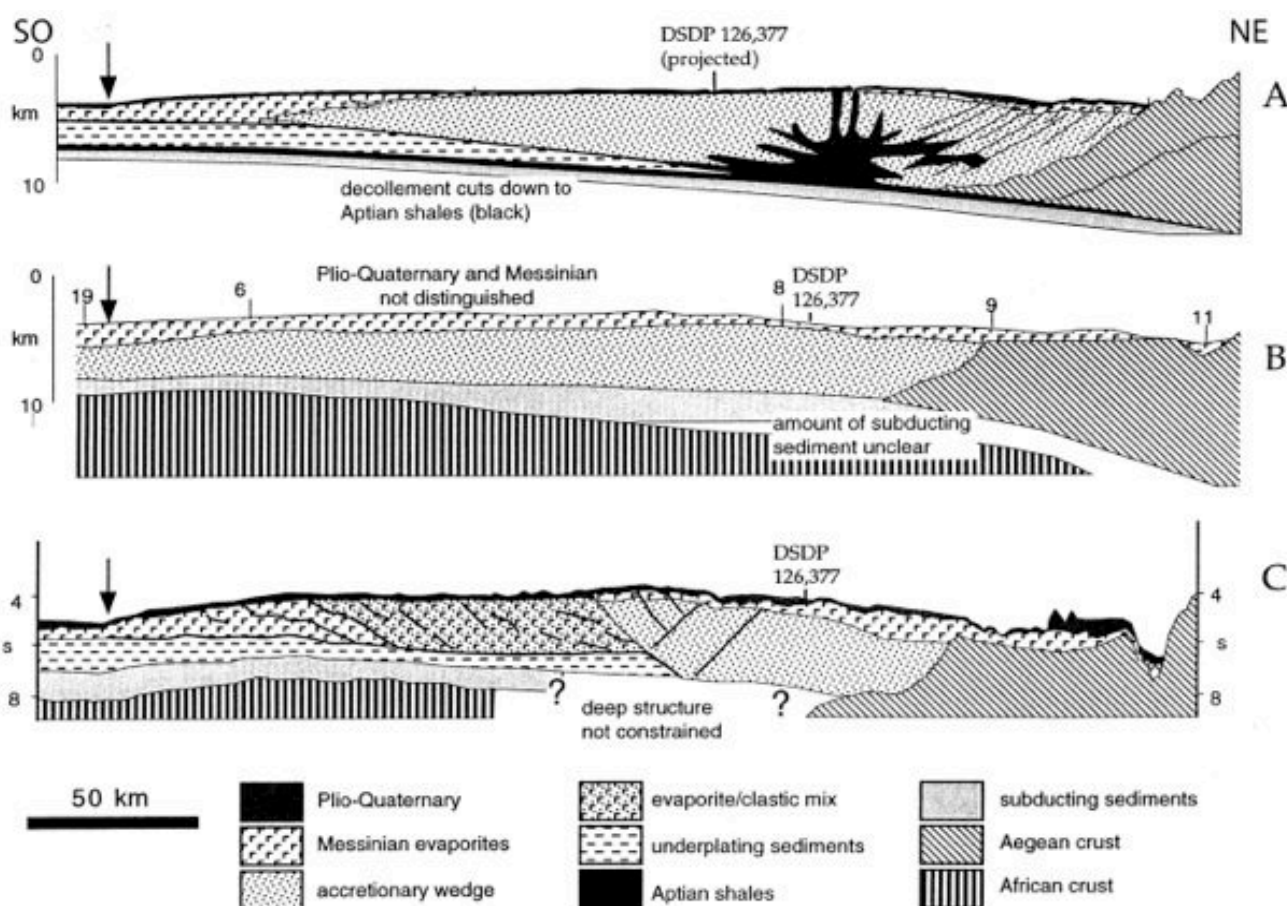


Figure 17 : Synthèse et évolution des interprétations de la ride méditerranéenne proposée par : A) (Ryan et al., 1982) ; B) (Truffert et al., 1993) ; C) (Mascle and Chaumillon, 1998). Les numéros sur les figures correspondent à la localisation des profils ESP de la campagne Pasiphae. Figure d'après (Reston et al., 2002).

La campagne IMERSE (1994) et les interprétations de (Reston et al., 2002) ainsi que la campagne MEDISIS (2002) (Yem et al., 2011) valident ces hypothèses et proposent également la présence de structures en duplex qui accompagnent le passage du décollement

de la base des évaporites messiniennes et vers le décollement des séquences litées de l'Aptien (Figure 18 et Figure 20).

Le prisme d'accrétion repose sur une unité interprétée comme le prolongement en mer des nappes Hellénides. La Figure 18 correspond à l'interprétation des structures internes de la Ride Méditerranéenne d'après l'analyse des profils de la campagne Imerse. Cette interprétation propose que le prisme d'accrétion corresponde à un empilement de sédiments Quaternaires à Crétacé, mis en contact par plusieurs niveaux de décollement. Ces sédiments se seraient accrétés sur un butoir (backstop), identifié comme de la croûte continentale égéenne cristalline, constitué des nappes Hellénides. L'interprétation de la localisation des différentes nappes Hellénides et leur prolongement en mer entre le Sud Péloponnèse et la Crète est proposé sur la Figure 19 d'après (Le Pichon and Lallemand, 2002).

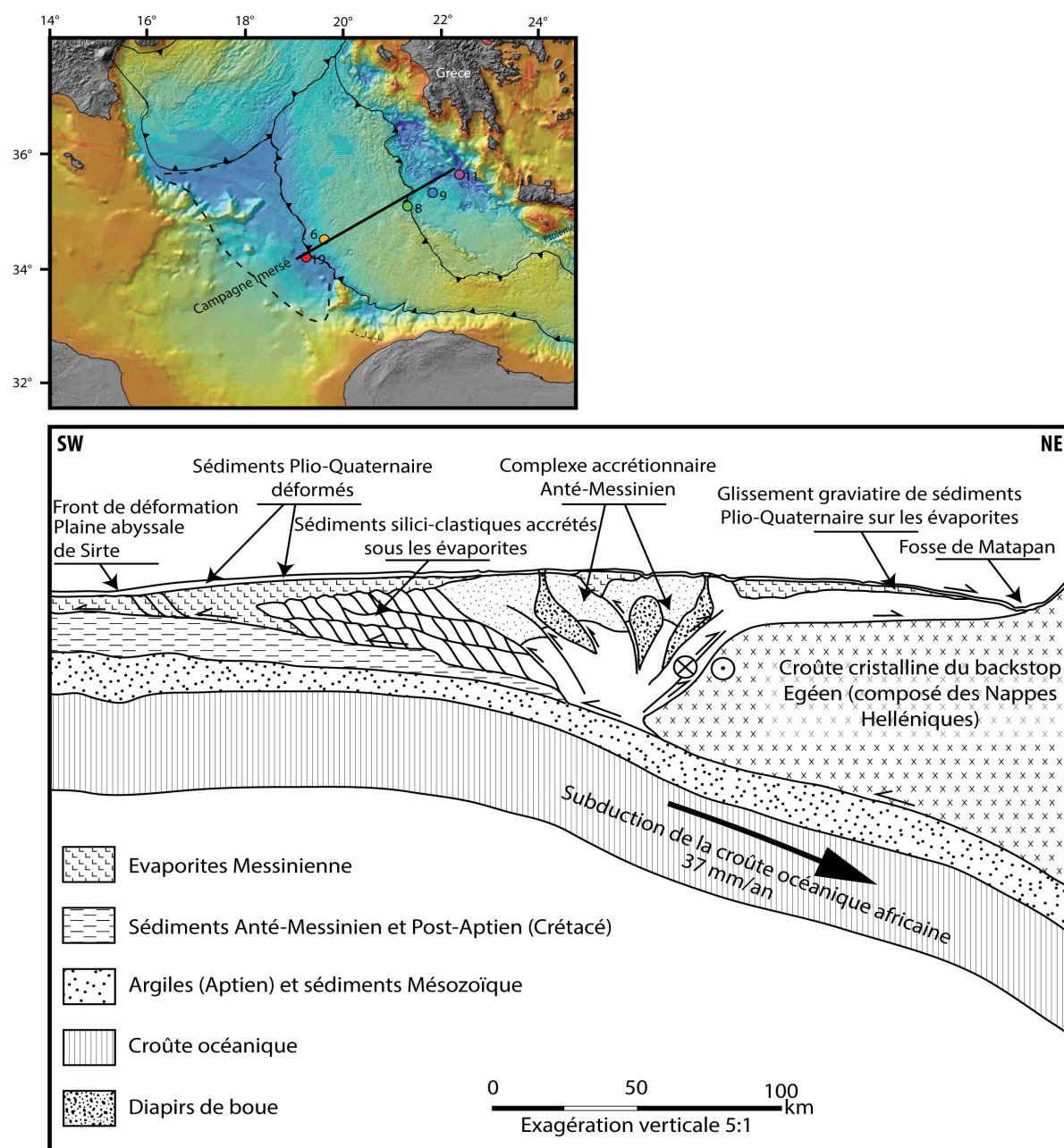


Figure 18 : Localisation du profil de la campagne Imerse ainsi que la coupe interprétative à travers la ride méditerranéenne à partir de la synthèse des résultats de cette campagne (modifié d'après (Westbrook and Reston, 2002).

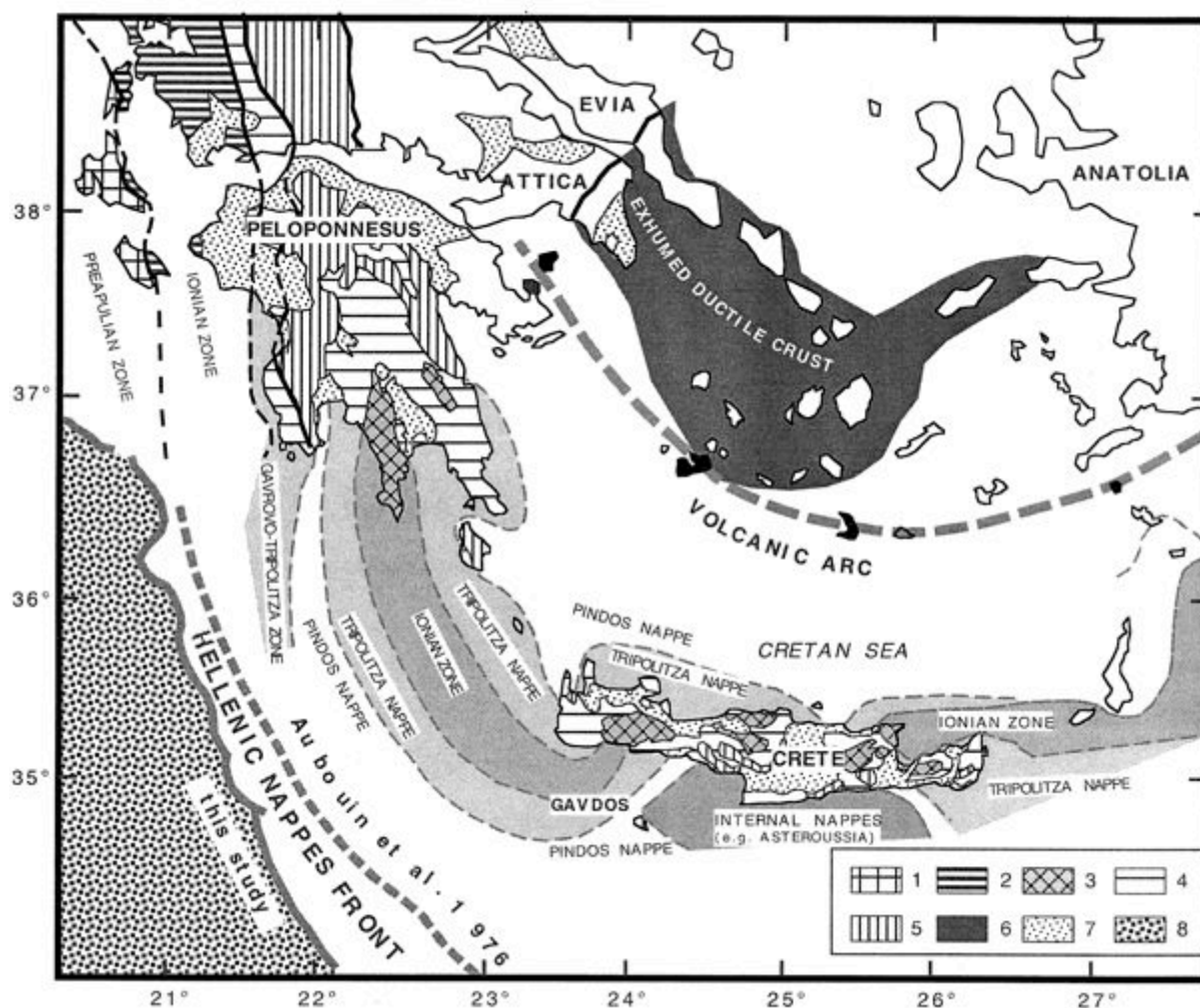


Figure 19 : Carte structurale simplifiée de l'arc Egéen montrant la distribution des principales unités structurales et leur prolongement en mer. 1 : Zone Préapulienne, 2 : Zone Ionienne, 3 : Séries Plattentalk (série Ionienne métamorphisée), 4 : Zone Gavrovo-Tripolitza, 5 : Zone de Pindos, 6 : Metamorphic Cores Complex, 7 : Bassins sédimentaires Néogènes, 8 : Ride méditerranéenne). D'après (Pichon and Lallemant, 2002).

La Figure 20 correspond à une coupe interprétative de la structure interne du prisme et du domaine avant-arc proposé par (Yem et al., 2011) le long d'un profil acquis lors de la campagne MEDISIS au large de la marge libyenne, qui se situe à une centaine de kilomètres à l'Est du profil Imerse. Sur cette coupe, l'auteur propose plusieurs séquences de chevauchement caractérisées par des rampes anticlinales dans la partie Nord, et un chevauchement des séquences sédimentaires profondes pour la partie Sud du profil, associées à deux phases de raccourcissement, respectivement au Miocène (hypothétiquement au Tortonien) et juste après, au Messinien.

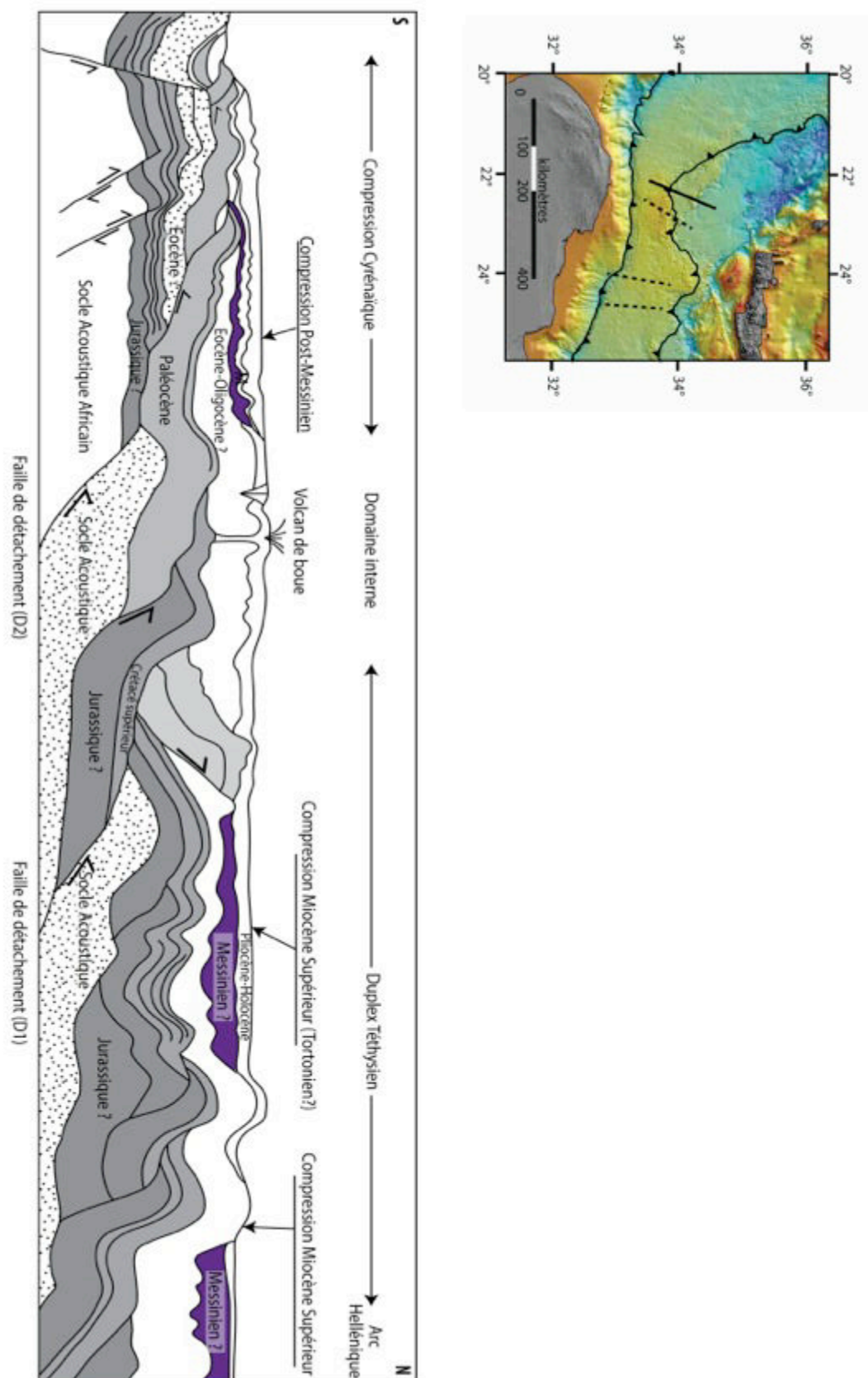


Figure 20 : Localisation des profils de la campagne MEDISIS (traits pointillés et traits continus) ainsi qu'un coupe interprétative du profil Ouest (trait continu sur la carte) proposé par (Yem et al., 2011).

La croûte du domaine avant-arc de la plaque supérieure dans cette région serait ainsi constituée d'un empilement de nappes alpines dont je propose dans la partie suivante une description succincte de ces différentes unités étudiées à terre.

2.2. Les Nappes Hellénides

La convergence existe depuis le Jurassique, et elle est à l'origine de la construction du domaine avant-arc Egéen par empilements successifs de nappes, au fur et à mesure de la subduction/collision/accrétion de la plaque supérieure de portions de lithosphère de nature différente.

Le Sud du massif de Rhodope situé au Nord du domaine Egéen est caractérisé par la zone de suture de Vardar, conséquence de la convergence entre l'Eurasie (Rhodope) et l'Apulie (plus particulièrement les Hellénides) (Jolivet and Brun, 2010). Cette zone, mise en place tout au long du Cénozoïque est un assemblage de bassins ophiolitiques, d'un arc magmatique et d'une plate-forme carbonatée (Ricou et al., 1998). Au Sud de la partie centrale et Sud égéenne, les Hellénides, sont caractérisées par un empilement de 6 principales unités (Jolivet and Brun, 2010) (Figure 21) :

- L'unité de Pélagonie, présente tout le long de la côte Nord-Ouest de la Mer Egée, jusqu'à la péninsule Nord-Est du Péloponnèse (Argolide) est constituée d'un socle paléozoïque et une couche carbonatée Paléozoïque et Mésozoïque recouverte par les ophiolites obductées à la fin du Jurassique. Au sommet du bloc Pélagonien, le bassin méso-hellénique est constitué de 5 km de dépôts turbiditiques cénozoïque (Ferrière et al., 2004; Vamvaka et al., 2006) mis en place lors de la subduction du domaine de Pindos comme bassin avant-arc (Pelagonian & Parnassos zone sur la (Figure 21).

- L'unité du Pinde (Pindos Zone) correspond à une séquence océanique de dépôts calcaires pélagiques et siliceux datant de la fin du Trias au Paléocène recouverts par un flysch Eocène-Oligocène (Stampfli et al., 2003). Des dépôts continentaux de la marge sont également contenus dans cette unité (Jones and Robertson, 1991) (Pindos zone sur la (Figure 21).

- La zone de Gavrovo-Tripolitza est une unité de sédiments pélitiques (sédiments détritiques à grains très fins) et volcaniques de la fin du Trias recouverts par une plate-forme carbonatée de la fin du Trias à l'Eocène eux-mêmes recouverts par des flysch Oligocène (Gavrovo-Tripolitza Zone sur la (Figure 21).

- L'unité de Phyllite-Quartzite est une séquence détritique incluant des calcaires de la fin du Carbonifère au Trias moyen ainsi que de roches méta-volcaniques (Bonneau, 1984; Hall et al., 1984) reposant sur un socle d'âge Précambrien et Paléozoïque (Phyllite-Quartzite sur la (Figure 21).

- L'unité Ionienne constitue l'unité la plus externe des Hellénides. Elle est composée d'une séquence carbonatée et de gypse datant du Lias suivi de dépôts pélagiques puis de flysch du Miocène (Sotiropoulos et al., 2003). On observe dans cette unité du métamorphisme dans le sud Péloponnèse et en Crète dans des conditions HP-BT grâce à une fenêtre tectonique (Ionian Zone sur la (Figure 21).

- L'unité Préapulienne qui n'est présente qu'au Nord-Ouest du Péloponnèse constitue une séquence carbonatée jusqu'au Miocène inférieur, puis au début du Miocène est recouvert par des flysch (Van Hinsbergen et al., 2005) (Pre-Apulian Zone sur la (Figure 21).

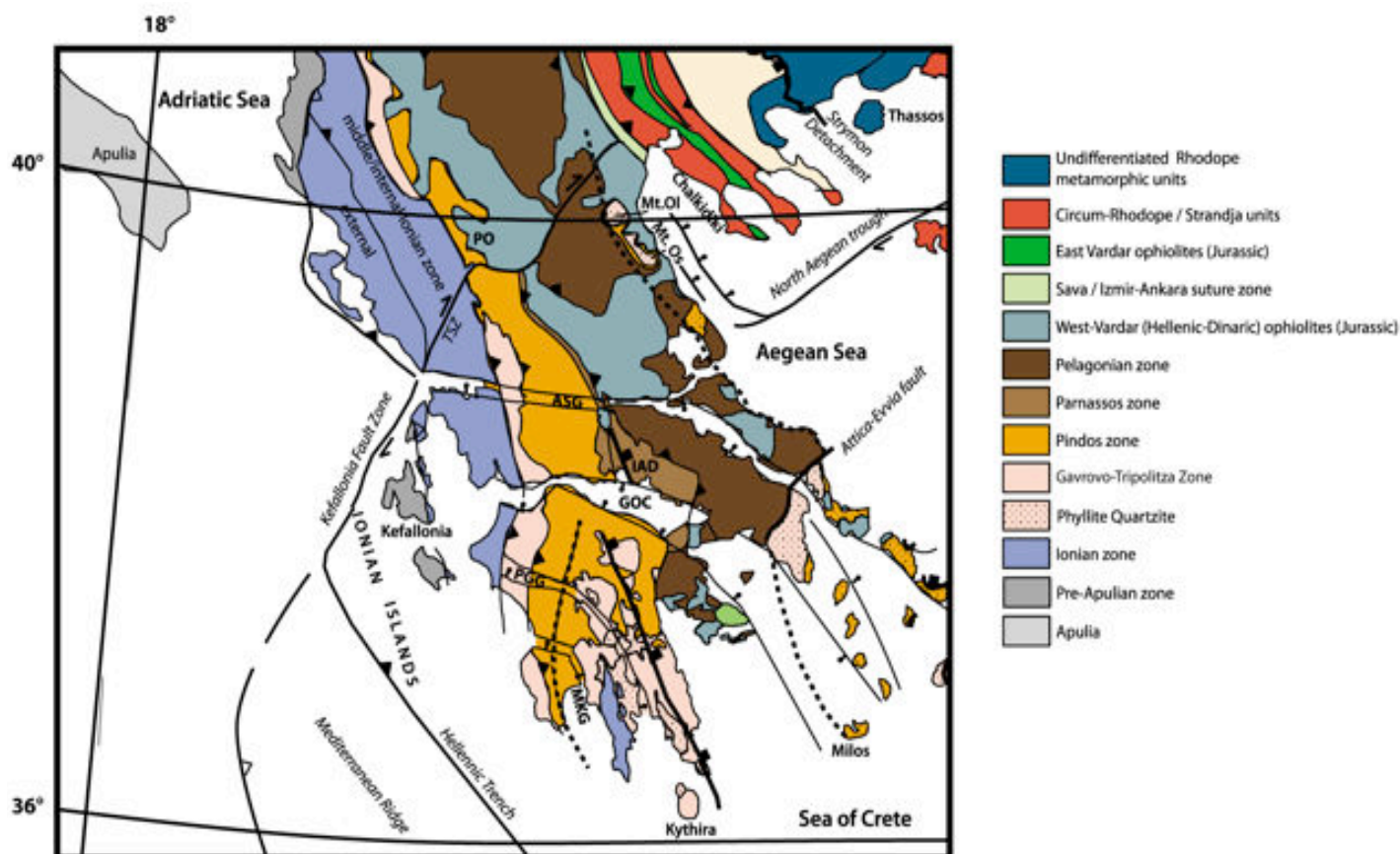


Figure 21 : Carte géologique des principales structures de Grèce continentale. (ASG : Amvrakikos-Sperchios Graben, GOC : Gulf of Corinth, IAD : Itea-Amfissa Detachment, MKG : Melimala-Kalamata Graben, Mt. OI : Mount Olympos, Mt. OS : Mount Ossa, PGG : Pyrgos-Gythian Graben, PO : Pindos Ophiolite, TSZ : Thesprotiko Shear Zone. D'après (Van Hinsbergen and Schmid, 2012).

Le butoir contre lequel s'est construit le prisme d'accrétion qui constitue la ride méditerranéenne est donc interprété comme le prolongement en mer de ces nappes Hellénides. Cette interprétation permet d'expliquer l'absence de front de déformation de la subduction à proximité de la Crète comme initialement envisagé par (Aubouin et al., 1976).

L'épaisseur de ce butoir est en accord avec l'épaisseur des nappes Pindos et de Gavrovo-Tripolitza (Thiebault, 1982), et les vitesses de propagation des ondes obtenues par (Hirn et al., 1996) pour la partie superficielle de ces nappes dans la région des îles Ioniennes. Les vitesses plus rapides de la base de ces séries pouvant être expliquées par la présence de nappes fortement métamorphisées (unité Ionienne, unité de Phyllithe-Quartzite).

L'acquisition de forages DSDP (DSDP 377, 374 et 378) dans les années 1970 (Ryan et al., 1973; Tobergte and Curtis, 1970) permettent d'estimer l'âge des unités superficielles constituant ce butoir (Figure 22). La Figure 22 présente les logs stratigraphiques synthétiques de ces trois forages ainsi que leurs localisations.

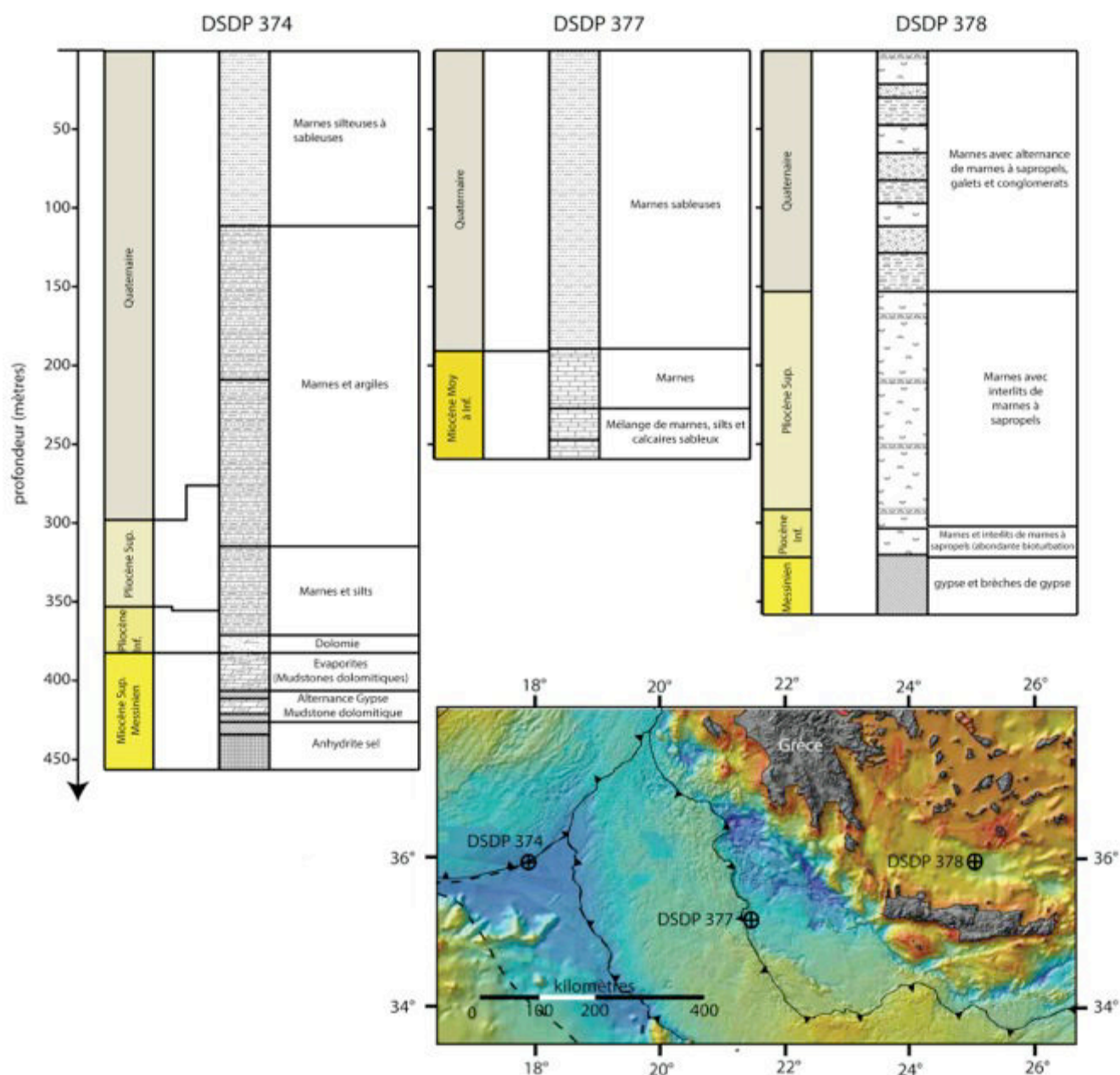


Figure 22 : Localisation et log stratigraphiques synthétiques des forages DSDP 374, 377 et 378 réalisés en Méditerranée orientale et en mer Egée dans les années 1970. D'après (Ryan et al., 1973; Tobergte and Curtis, 1970).

2.3. Mer Egée et Mer de Crète

La mer Egée est l'un des bassins arrière-arc Cénozoïque de la méditerranée. La mer Egée actuelle a commencé à se former à l'Oligocène avec le retrait du slab africain.(Angelier et al., 1982; Gautier et al., 1999; Jolivet and Faccenna, 2000a).

La mer Egée et la mer de Crète sont le sujet de nombreuses études depuis les années 1970, et l'hypothèse d'une extension dans cette région résultant du retrait du slab a été proposée pour la première fois en 1979 (Pichon and Angelier, 1979) À cette époque, de nombreuses structures étaient encore inconnues, comme par exemple les Metamorphic Core Complexes Egéen (étude de (Lister et al., 1984; Vandenberg and Lister, 1996). Cette région,

située sur la plaque chevauchante de la zone de subduction hellénique est supposée en extension depuis la fin de l'Eocène début Oligocène (35 millions d'années) (Jolivet and Brun, 2010; Jolivet and Faccenna, 2000a), bien que des phénomènes d'extension soient observés dans le massif de Rhodopes dès 45 millions d'années (Brun and Sokoutis, 2007).

De grandes failles normales à faible pendage sont observées dans le Sud Péloponnèse (Buick, 1991; Chamot-Rooke et al., 2005; Jolivet et al., 1996; Ring and Reischmann, 2002). Ces détachements conduisent à une subsidence des zones internes (Marsellos and Kidd, 2008; Piper, 2002) (Figure 23).

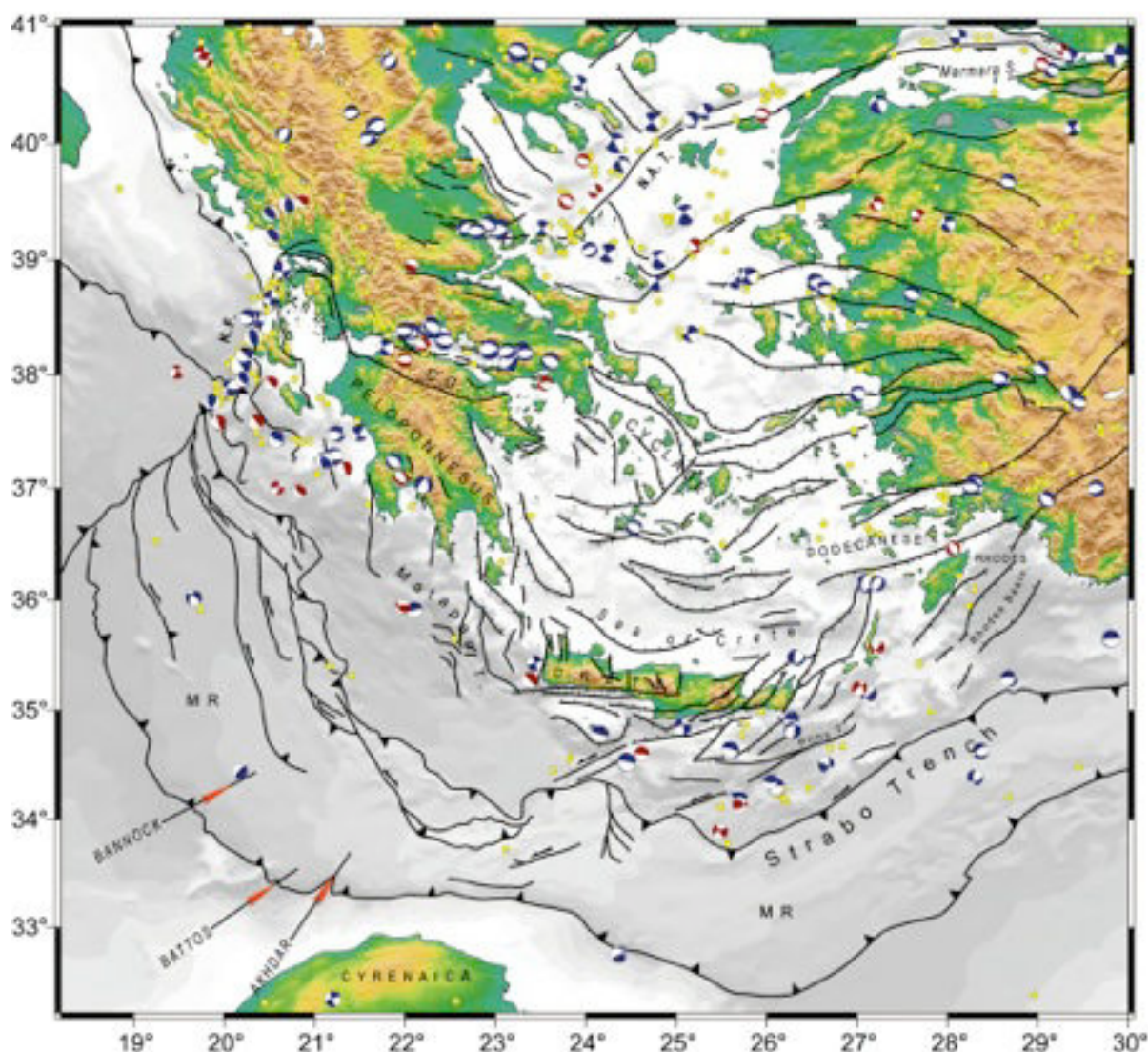


Figure 23 : Localisation des principales failles et notamment la cartographie de failles normales de mer Egée ainsi que certains mécanismes aux foyer issus de (N Chamot-Rooke et al., 2005).

Au Sud de la mer Egée, la mer de Crète correspond à une dépression allongée d'axe Est-Ouest, relativement peu profonde (1000 mètres en moyenne) avec localement des zones plus profondes (2000 m) dans sa partie Est (Chronis et al., 2000).

Dans le Sud de la mer de Crète, sur l'île de Cythère, des terrains correspondant au prolongement des nappes Hellénides sont observés (Figure 24) (unités de Phyllite-Quartzite, Pindos et Gavrovo-Tripolitza) (Lyberis. et al., 1982; Marsellos and Kidd, 2008). Sur l'île de

Crète, on retrouve le prolongement de ces unités, avec la présence des unités structurales de Pindos, Gavrovo-Tripolitza, l'unité de Phyllithe-Quartzite, l'unité Ionienne, et l'unité Ionienne métamorphisée (Plattenkalk) (Figure 24) (Papanikolaou and Vassilakis, 2010).

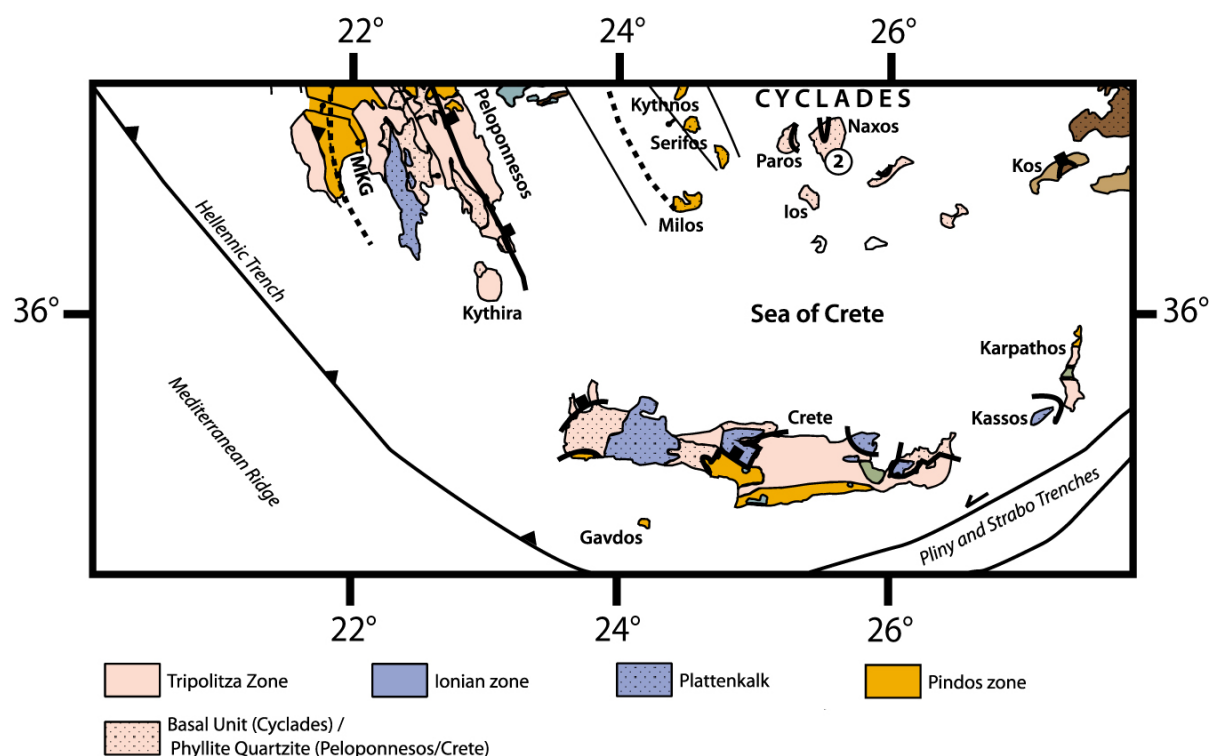


Figure 24 : Carte des principales unités géologiques de Crète et du Sud Péloponnèse modifié d'après (Van Hinsbergen and Schmid, 2012).

Cette île, l'une des zones les plus sismiquement active de méditerranée, témoigne d'un soulèvement tectonique depuis environ 600 000 ans par l'étude des terrasses marines du milieu-fin du Pléistocène sur la côte (Angelier and Gigout, 1974; Gaki-Papanastassiou et al., 2009; Howell et al., 2015).

Des structures superficielles extensives recoupant des structures profondes compressives montrent la nature complexe de la géodynamique dans cette région (Kokinou and Kamberis, 2009). L'auteur, dans cette étude, interprète également les structures identifiées comme appartenant au prolongement en mer des unités identifiées dans le Sud Péloponnèse, sur l'île de Cythère et en Crète, unités associées aux nappes Héliénides.

(Papanikolaou and Vassilakis, 2010) proposent une interprétation de la déformation des unités géologiques observée en Crète en discriminant trois grandes phases. La première phase associée à une déformation compressive parallèle à l'arc de l'Oligocène au début du Miocène, une seconde phase de déformation extensive le long de l'arc au Miocène moyen (il y a environ 15 Millions d'années), et enfin, une déformation transtensive affectant les unités observées en Crète de la fin du Miocène au Quaternaire. Le domaine avant-arc externe (mer Ionienne) et le bassin Sud Egéen (mer de Crète) ont pu ainsi se mettre en place à la même époque à la faveur de grands détachements à vergence Sud et Nord.

3. Localisation du panneau plongeant et du Moho continental et océanique

La zone de subduction Hellénique constitue la zone de convergence entre la plaque africaine qui rentre en subduction et la microplaque Egéenne chevauchante. La géométrie du segment Sud-Ouest de la zone de subduction de par sa forme arquée conduit à la formation d'une géométrie du slab et une localisation du Moho de la croûte océanique africaine complexe. La présence de nombreuses failles normales ou encore décrochantes héritées de l'histoire tectonique et géologique de la microplaque Egéenne conduisent également à une localisation ainsi qu'une géométrie complexe du Moho correspondant à la lithosphère continentale Egéenne. De nombreuses études, utilisant des données géophysiques diverses apportent des contraintes de plus en plus précises sur la géométrie de ces différentes interfaces. Je présente ici un bilan non-exhaustif des principaux résultats récents quant à la localisation du toit et de la base de la croûte océanique au toit du slab, ainsi que la localisation du Moho continental Egéen disponibles dans la littérature.

En Grèce et dans le Sud Péloponnèse, de nombreuses études récentes, apportent un éclairage nouveau sur la géométrie et la localisation du Moho. (Sachpazi et al., 2007) proposent en 2007 une topographie du Moho dans la partie centrale de la Grèce en se basant sur l'analyse des délais de trajet des ondes réfractées au Moho enregistrées par plusieurs stations sismologiques à terre lors du séisme de Skyros (Mw=6.4, le 26 Juillet 2001) (Ganas et al., 2005) ainsi que les résultats obtenus par (Zelt et al., 2005) lors d'une campagne en mer effectuée dans le Golf de Corinthe en 2001 (Figure 25).

Cette cartographie localise un Moho dans la partie centrale de la Grèce à des profondeurs variant entre 52,5 km à l'Est des îles ioniennes, à moins de 30 km de profondeur dans la partie orientale du Péloponnèse. Cette étude localise également le Moho dans la partie Sud et centrale du Golf de Corinthe à une profondeur de 40 km environ, en opposition avec la profondeur moins importante du Moho pour la partie Est (profondeur de l'ordre de 30 km). La profondeur peut atteindre localement 33 km, pour de nouveau s'élever et atteindre des profondeurs moins importantes en direction de la Mer Egée.

Ces variations de la profondeur du Moho qui augmente d'Est en Ouest sont liées, d'après les auteurs, à la présence dans la partie Ouest de la zone à la chaîne de montagne Hellénide, mais également une conséquence de la propagation du Nord-Est vers le Sud-Ouest de la faille Nord-Anatolienne, qui induit une perturbation en profondeur au sein de la lithosphère (Figure 25).

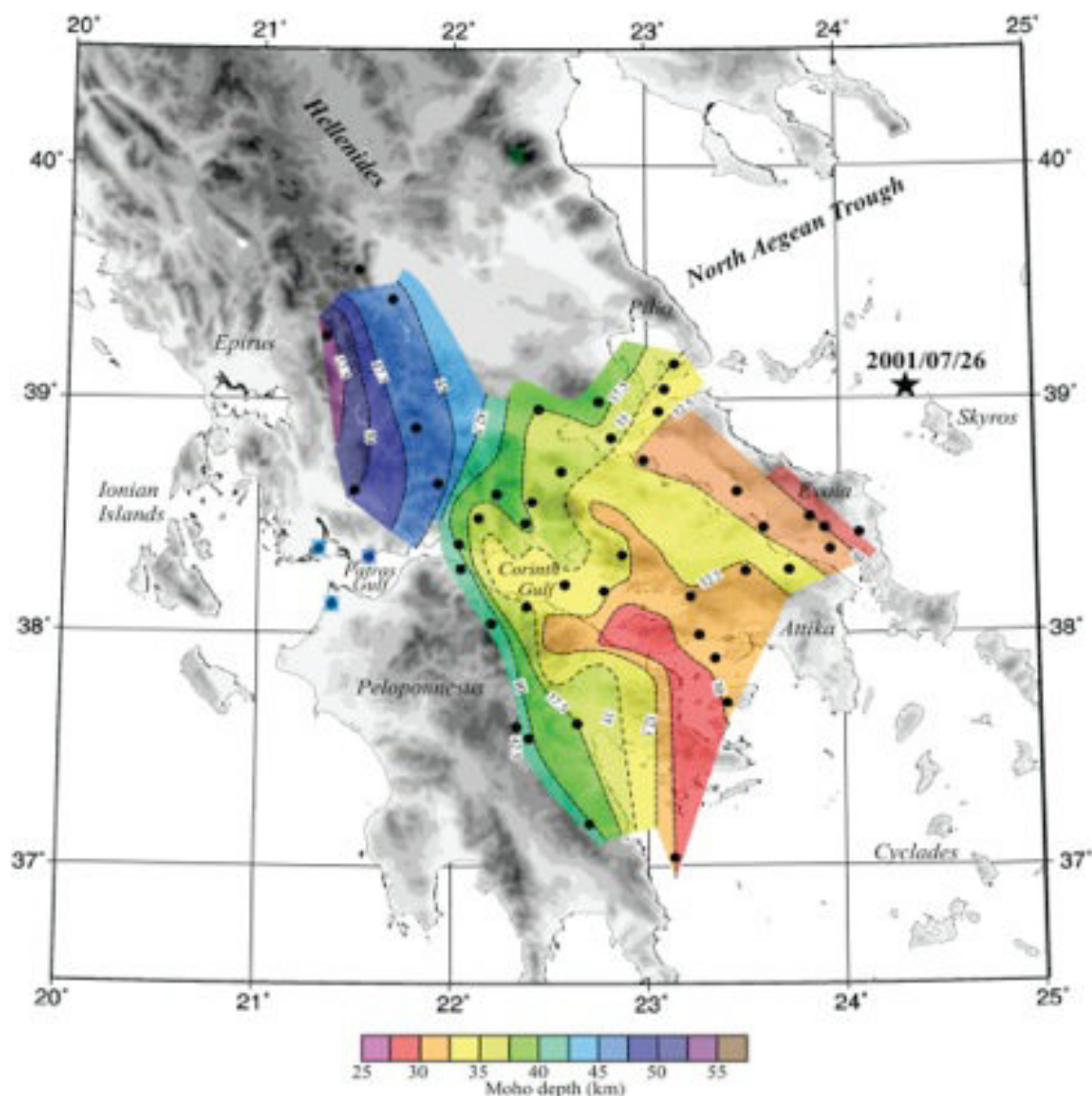


Figure 25 : Carte topographique du Moho dans la partie centrale de la Grèce obtenue à partir des temps d'arrivées enregistrés lors du séisme de Skyros, ainsi qu'une compilation des résultats de l'étude de (Zelt et al., 2005).

En 2009, (Suckale et al., 2009), analysent l'enregistrement de données téléseismiques enregistrées par plus de 40 stations sismologiques à terre déployées le long d'un grand profil pendant 16 mois (2006-2007) dans la partie Sud de la Grèce, et proposent un modèle de perturbation de vitesses des ondes P et des ondes S enregistrées pour 48 événements (Figure 26). Il permet l'observation de la croûte océanique en subduction ainsi qu'une localisation du Moho de la croûte continentale Egéenne sur un transect Sud-Ouest Nord-Est à travers le Sud Péloponnèse (Figure 26).

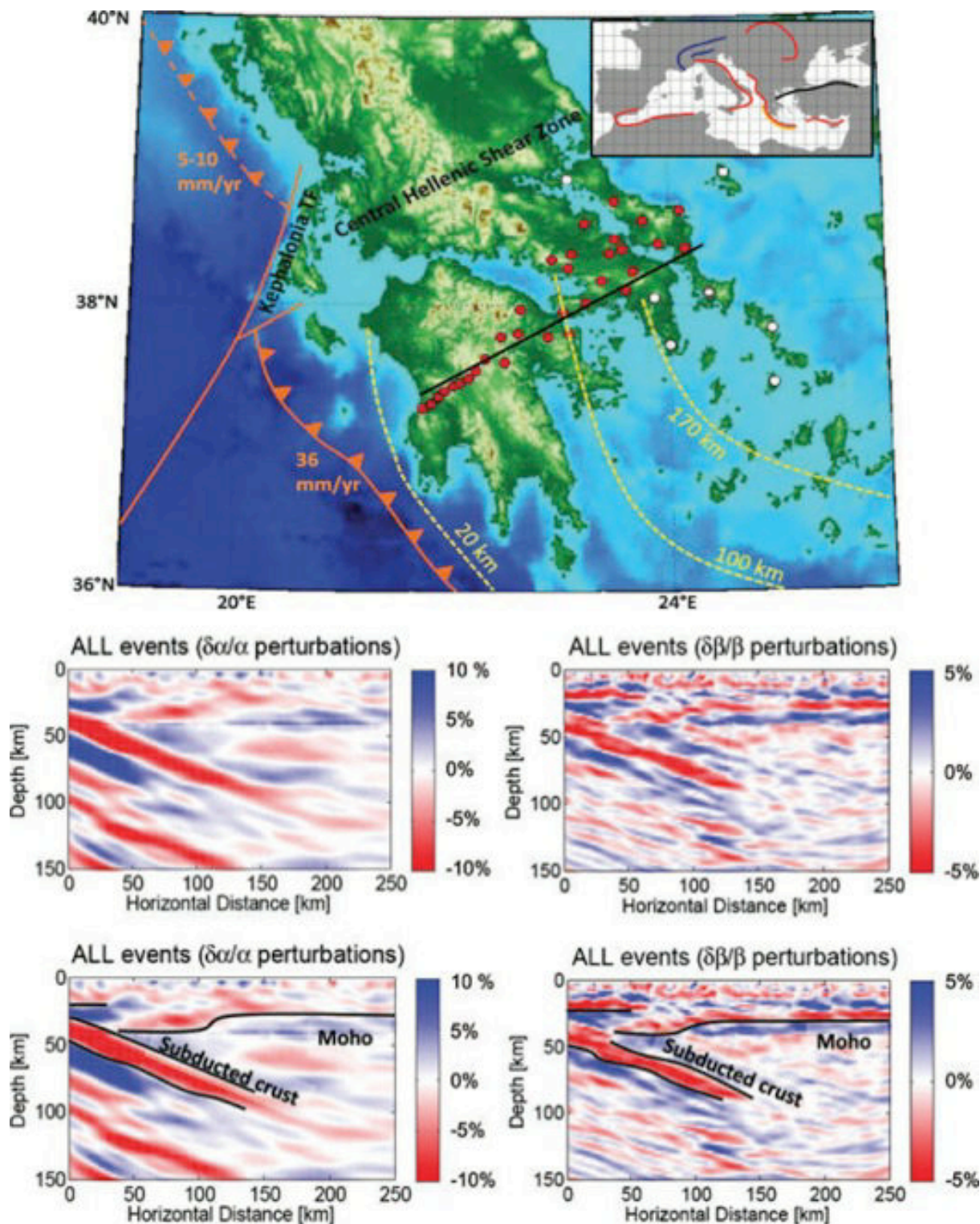


Figure 26 : Carte de localisation et images composites représentant le modèle de perturbation de vitesses des ondes P enregistrées (à gauche) et le modèle de perturbation des vitesses des ondes S (à droite). D'après l'étude de (Suckale et al., 2009).

Cette étude permet une visualisation des structures profondes en Grèce jusqu'à 100 km de profondeur environ. Elle montre une couche de faible vitesse d'épaisseur plus ou moins constante (entre 15 et 22 km) et ayant un pendage de 21° environ (Figure 26). Les

auteurs interprètent cette structure comme étant la croûte océanique subduite avec une couche de sédiments et possiblement recouverte d'une couche de manteau serpentinisé. Le Moho continental Egéen est lui situé à des profondeurs variant de 40 km dans la partie Est du Golf de Corinthe à 30 km à proximité de la partie Ouest de la marge Egéenne.

(Pearce et al., 2012) dans une étude appliquée aux données téléseismiques recueillies par deux réseaux de sismomètres à large bande (reprenant le même déploiement d'instrument que (Suckale et al., 2009) pour le profil Sud), mais en appliquant une technique plus adaptée à l'imagerie de couches minces, permet de fournir une imagerie à haute résolution des structures profondes à travers deux segments de la subduction Hellénique au Nord à travers la Grèce continentale, et l'autre au Sud-Ouest à travers le Péloponnèse (Figure 27).

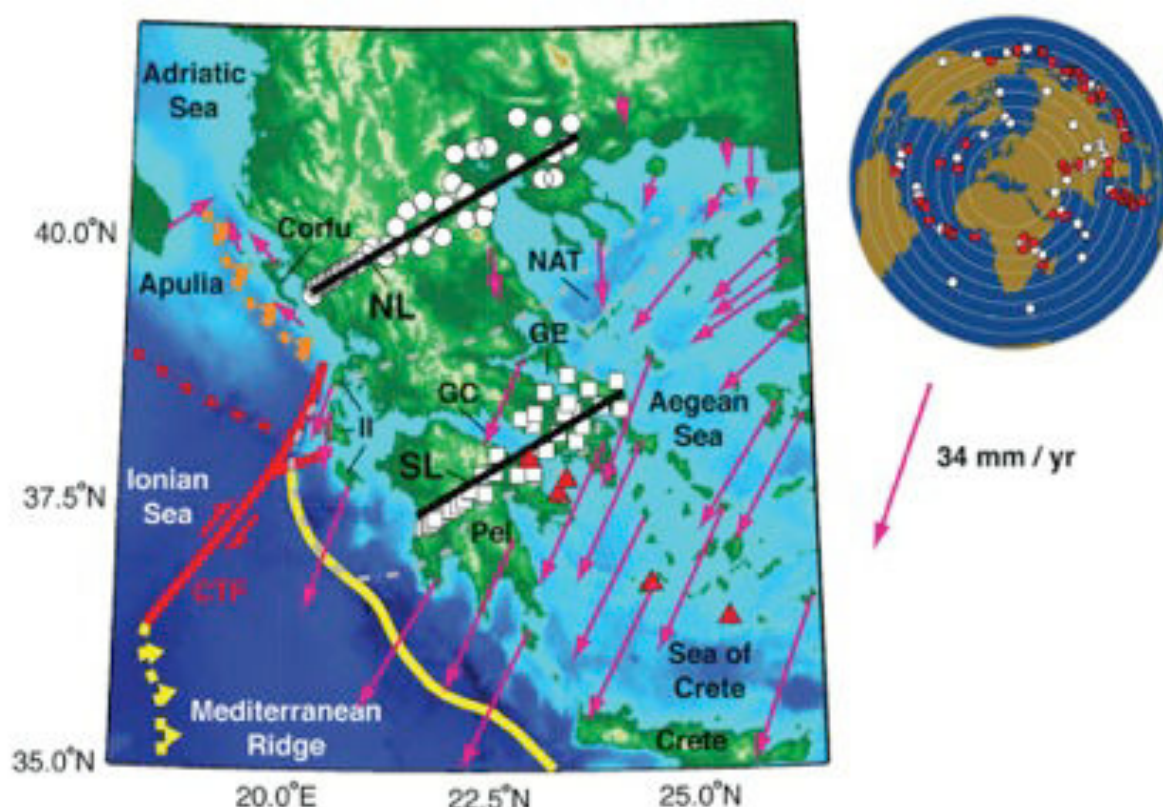


Figure 27 : Carte de localisation de l'étude menée par (Pearce et al., 2012) et distribution des événements téléseismiques utilisés pour l'analyse. Les deux traits noirs correspondent aux deux profils présentés dans l'article. (NL : Profil Nord, SL : Profil Sud, NAT : North Anatolian Trough, CTF : Cephallonia Transform fault, II : Ionian Islands, Pel : Peloponnesus, GE : Gulf of Evia, GC : Gulf of Corinth). Les stations sismiques utilisées pour cette étude sont représentées par les cercles et carrés blancs. Les flèches magenta représentent les vecteurs vitesses GPS (Mcclusky et al., 2000). Les traits jaunes représentent les zones de déformation actives d'après l'auteur. En pointillé jaune le front de déformation actif de la ride méditerranéenne, en trait jaune plein, la limite du front de déformation du backstop qui diffère de sa localisation réelle.

Ces images permettent aux auteurs de proposer à la fois une interprétation des structures et de la dynamique de la subduction dans cette région. En effet, sur la Figure 28, on observe sur ces deux segments la croûte en subduction. La croûte d'une épaisseur de 8 km environ imagé sur le segment le plus au Sud est interprétée comme de la croûte océanique de

la lithosphère Ionienne. La croûte d'une épaisseur de 20 km, imagée sur le segment Nord, est interprétée comme de la croûte continentale cristalline appartenant à la lithosphère Apulienne.

Le décalage latéral observé dans la géométrie de ces deux portions distinctes de slab entre ces deux croûtes implique un retrait du slab de 70 à 85 km supplémentaire au niveau du segment Sud par rapport au segment Nord, ce qui est en accord avec le décalage d'environ 100 km des structures observées le long de la faille transformante de Céphalonie (Figure 28 c)). Une pente continue et légèrement inclinée entre ces deux segments du slab est le modèle le plus simple proposé pour expliquer la connexion entre ces deux segments, car il ne nécessite qu'une pente de l'ordre de 2° entre ces deux zones. Cependant, les auteurs n'excluent pas la possibilité d'une déchirure du slab entre ces deux profils qui pourrait être le long de la faille de Céphalonie. Mais cette étude ne permet pas de contraindre la géométrie de cette complexité structurale du slab.

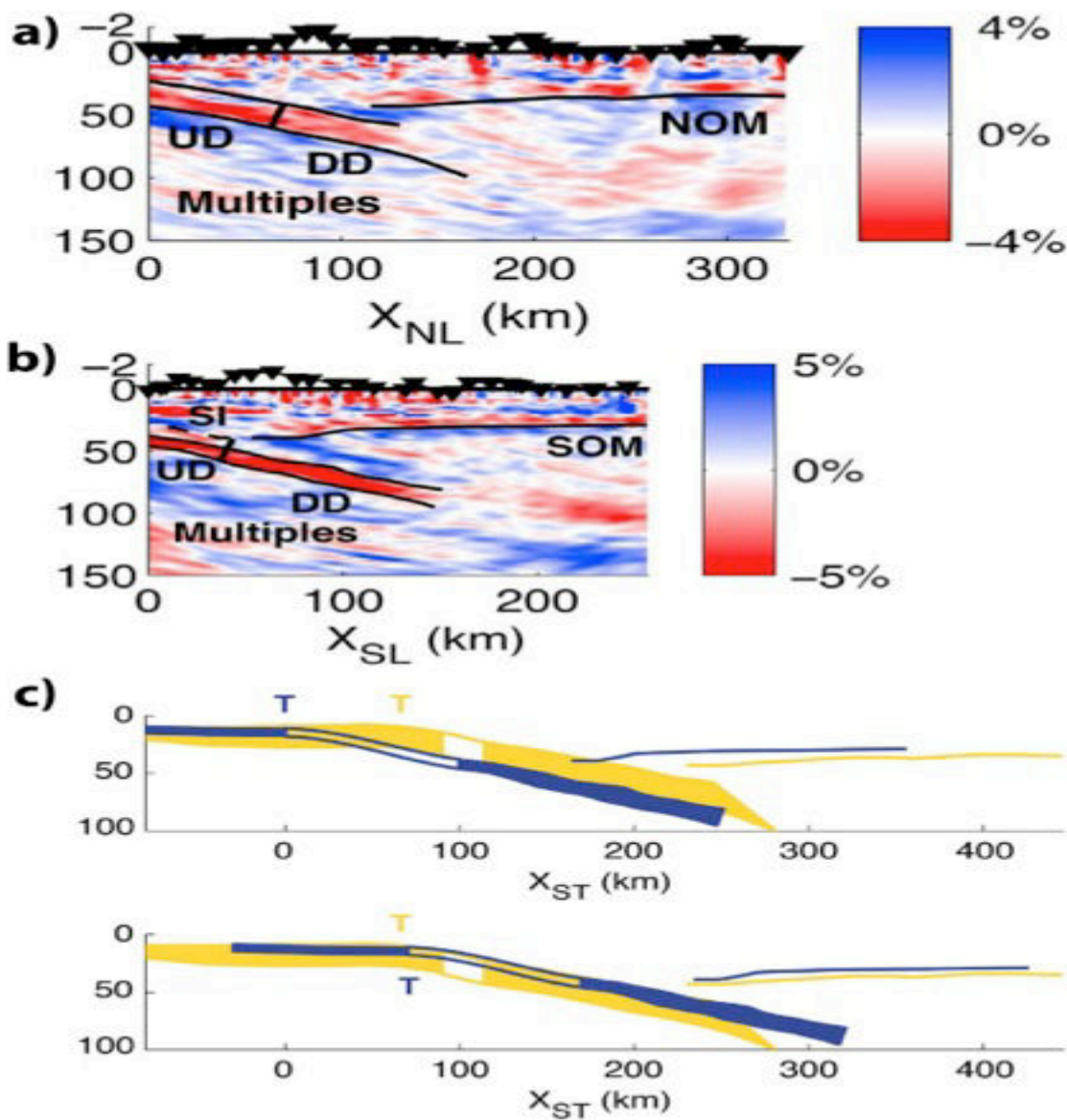


Figure 28 : Images présentant les modèles de perturbation de vitesses obtenus après inversion. a) Segment Nord (UD : Updip, DD : Downdip, NOM : Moho of the overriding plate). b) Segment Sud (SI : Thick subduction channel interface). c) Représentation des positions relatives des croûtes subduites et du Moho de la plaque chevauchante imagées sur les deux segments (en jaune segment Nord, en bleu segment Sud) (T : localisation des fosses).

Enfin, une étude récente de (Sachpazi et al., 2016) en utilisant une analyse par fonction récepteur téléseismique permet de cartographier la géométrie du slab sous le Péloponnèse et la Grèce centrale avec une grande précision. Grâce à la mise en œuvre d'un réseau mobile de stations sismologiques, l'imagerie par fonctions-récepteurs n'a pas été réalisée le long d'un profil mais pour toute une région. Ces données ont permis de réaliser des coupes dans différentes directions, et notamment le long d'une série de profils parallèles à la marge et à travers le Sud Péloponnèse (Figure 29 et Figure 30). Ces profils permettent de visualiser les variations de pendage du slab, et une segmentation de celui-ci en plusieurs panneaux.

En effet, sur la Figure 29, le Moho de la croûte en subduction n'est pas horizontal comme cela aurait dû être le cas sur des profils parallèles à la marge mais il s'approfondit d'Ouest en Est de manière discontinue. Le Moho et le toit de la croûte océanique présentent en effet des sauts en profondeur de plusieurs kilomètres qui se produisent le long de grandes failles parallèles, subverticales, et parallèles les unes aux autres (dont la position en carte est marquée par les traits noirs sur les profils (F5, F6 et F7).

Ces variations brutales de la profondeur du Moho coïncident avec l'occurrence d'événements sismiques comme par exemple le séisme de Léonido de magnitude supérieure à 6 en 2008, ou encore le séisme de Cythère de magnitude supérieure à 6 en 2006.

Pour la première fois, ces profils révèlent que le slab dans cette région de la zone de subduction hellénique ne correspond pas à une interface continue, mais une interface fragmentée en plusieurs panneaux qui s'approfondissent successivement vers le Sud-Est, séparés par une série de 9 failles subverticales et parallèles cartées sous tout le Péloponnèse jusqu'au nord du Golfe de Corinthe (Figure 30).

Cette nouvelle imagerie permet d'expliquer la sismicité à des profondeurs intermédiaires qui est enregistrée dans cette région de la Méditerranée et qui est à priori localisée au niveau de ces failles actives. Elle permet également de localiser la discontinuité du Moho Egéen, à des profondeurs comprises entre 30 et 40 km dans cette région du Sud Péloponnèse.

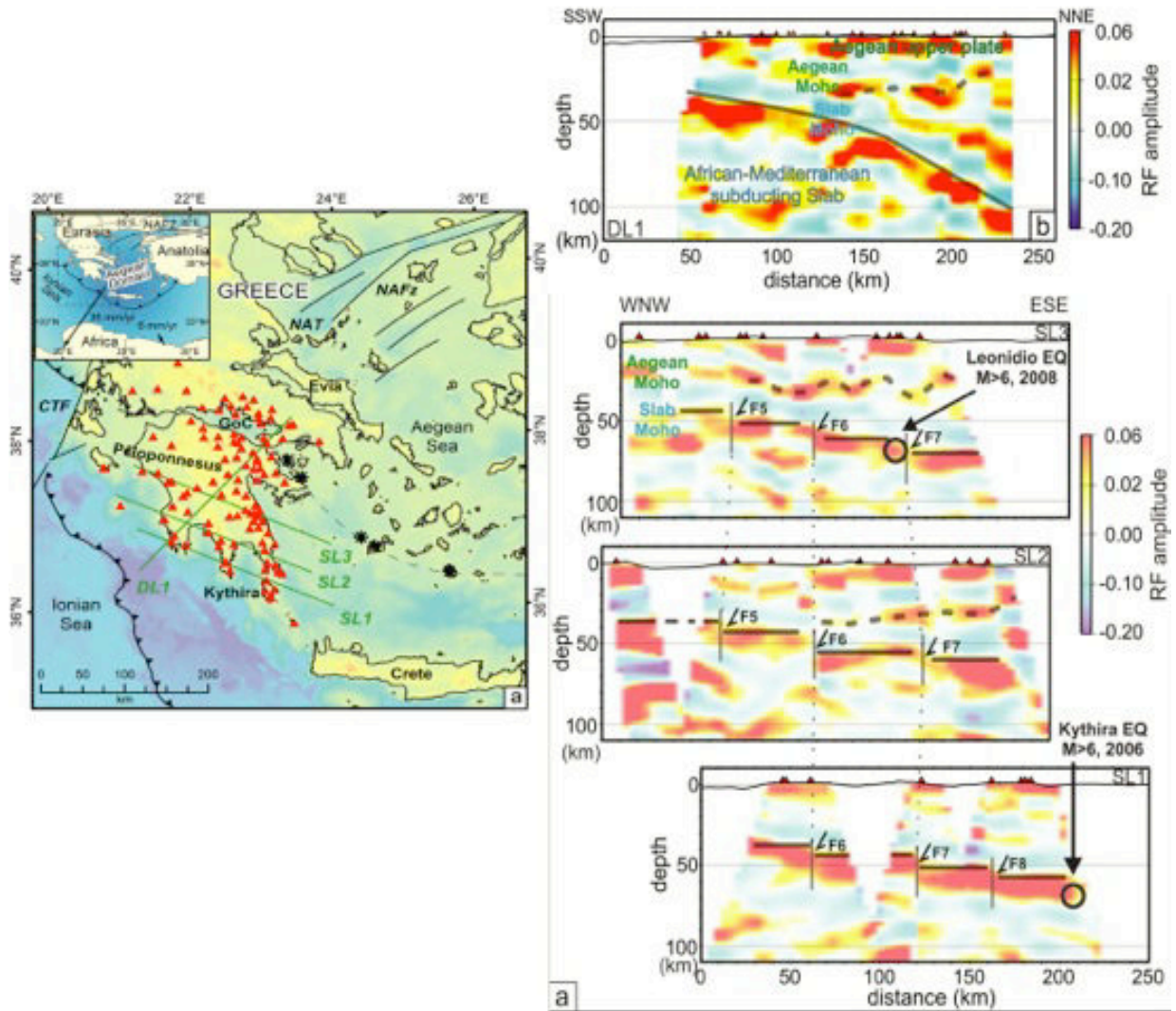


Figure 29 : Carte de localisation des profils présentés dans l'article de (Sachpazi et al., 2016). Les triangles rouges représentent les stations larges bandes utilisées pour cette étude. Les traits verts, les 4 profils présentés à droite sur la figure. En haut, le profil DL1 orienté Sud-Ouest Nord-Est, ensuite les trois profils orientés Ouest-Est, SL3, SL2 et SL1.

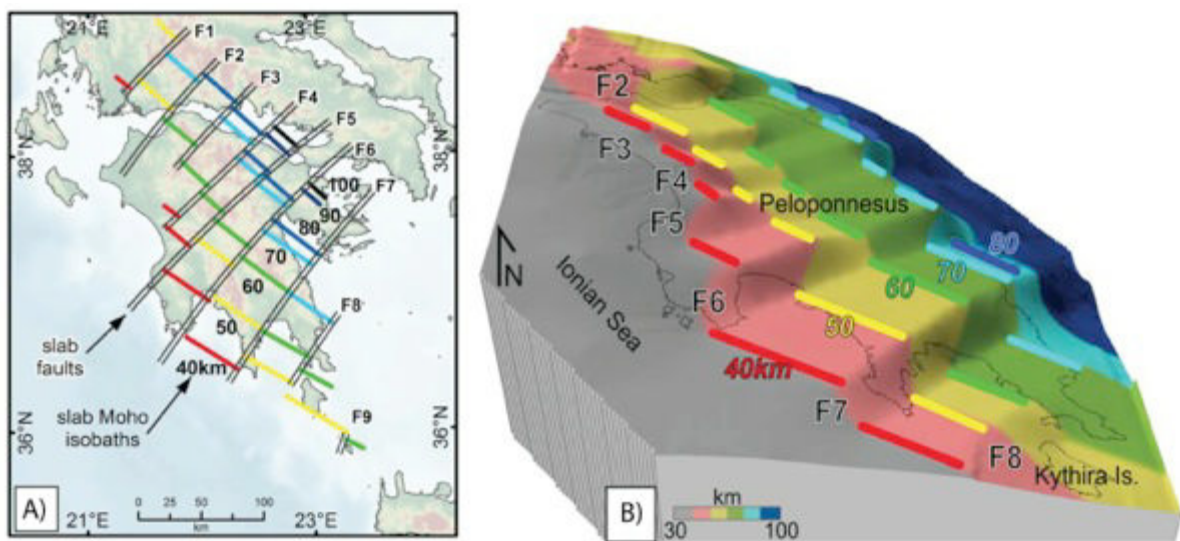


Figure 30 : Représentation de la topographie du Moho et des failles imagées. A) vue en carte. B) Vue en perspective depuis le Sud. F1 à F9 correspondent aux failles, les chiffres aux profondeurs du Moho de la croûte subduite. Issu de (Sachpazi et al., 2016)

Dans la région Crèteoise, de nombreuses études ont également permis l'observation du toit du slab et du Moho de la croûte continentale Egéenne, comme par exemple les études de sismique réfraction sur OBS (Bohnhoff et al., 2001), les études de fonctions récepteurs télésismiques (Knapmeyer and Harjes, 2000; Sodoudi et al., 2015, 2006), ou encore de séismes locaux menée par (Meier et al., 2004) (Figure 31 et Figure 32). En se basant sur l'analyse de plus de 4000 événements sismiques de magnitudes comprises entre 0,5 et 4,8, et sur une compilation des différents résultats structuraux des études citées ci-dessus, les auteurs proposent 3 coupes différentes à travers la Crète. Ces modèles permettent de montrer que dans la région centrale de la Crète, la plaque africaine en subduction présente un pendage variable en fonction de la profondeur, et à priori, un peu plus important en moyenne que dans la partie Ouest de l'île.

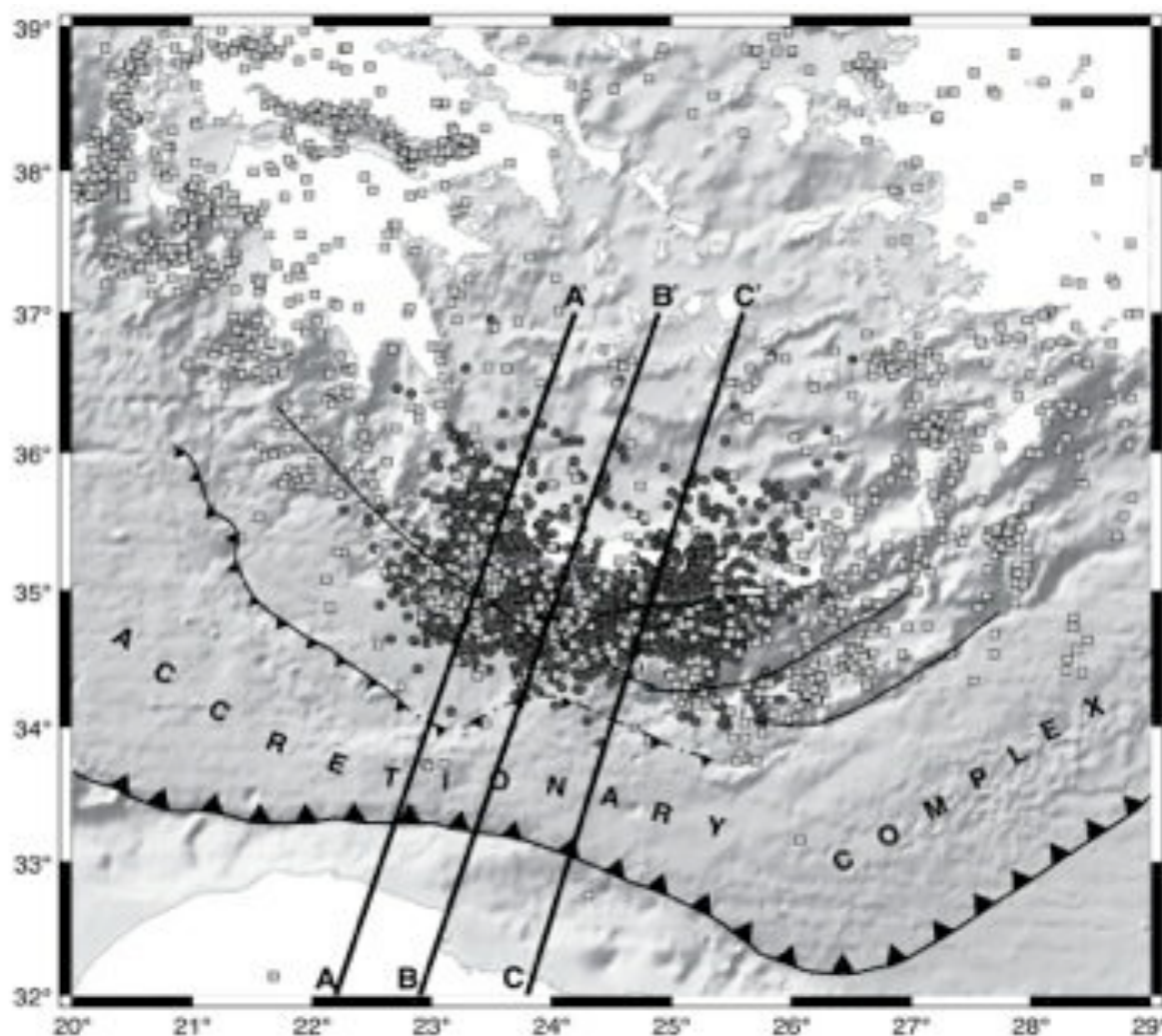


Figure 31 : Carte de localisation des événements sismiques utilisés dans l'analyse proposée par (Meier et al., 2004). Les événements sismiques sont représentés par les ronds noirs et les carrés gris. La localisation des profils A, B et C est représentée par les lignes noires.

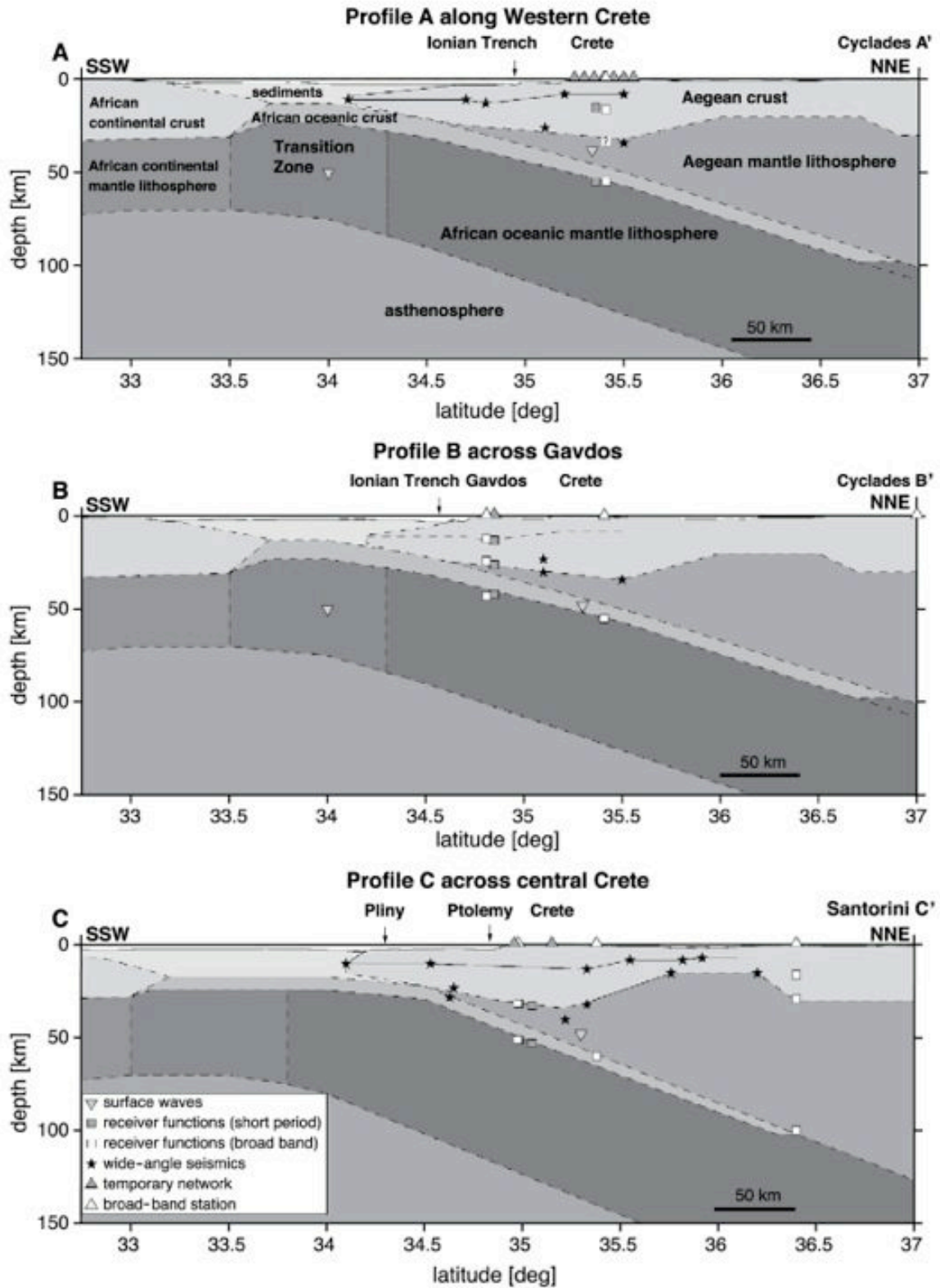


Figure 32 : Compilation des modèles présentés dans l'article de (Meier et al., 2004). Ces modèles sont basés sur les résultats obtenus à partir de la sismique réfraction grand-angle, et les études de fonctions récepteurs. Les lignes en pointillés représentent les délimitations des unités structurales. (A : Profil à l'Ouest de la Crète, B : profil à l'Est du profil A, C : Profil dans la partie centrale de la Crète.

Comme nous avons pu le voir au cours de ce chapitre, la région Egéenne concentre les principaux processus géodynamiques qui ont conduit à la formation de la Méditerranée orientale. La subduction océanique et continentale, l'orogénèse de chaînes de montagnes, le métamorphisme, l'extension arrière-arc, le magmatisme et la formation des Metamorphic Core Complexes (*les metamorphic core complexes correspondent à de la croûte profonde exhumée, associé en général à un processus d'extension, ils subissent en général une exhumation rapide. Au cours de ce processus, les roches métamorphiques de types éclogites (métamorphisme de Haute Pression-Haute température) sont exposés sous des zones de failles de détachement qui présentent de la déformation ductile dans leur partie inférieure et de la déformation cassante dans la partie supérieure* (Crittenden et al., 1980)) sont les ingrédients d'une évolution complexe de cette région depuis plus de 65 millions d'années. En synthétisant les données présentées précédemment dans ce chapitre ainsi que différentes études sur l'évolution géodynamique de cette région que je présente ici, il est possible de restaurer l'évolution cinématique et géodynamique de la Méditerranée orientale et plus particulièrement de la région Egéenne depuis le Crétacé jusqu'à l'actuel, qui nous servirons dans l'interprétation des interfaces et structures que j'ai pu observer et modéliser et que je présente dans les chapitres suivants.

4. Reconstitution cinématique de la région Egéenne du Crétacé à l'actuel

4.1. Crétacé - Eocène

A la fin du Crétacé jusqu'au milieu de l'Eocène, entre 65 et 50 millions d'années, le domaine océanique Téthysien ouvert, entre en subduction le long de sa marge Nord sous la marge Sud de l'Est de l'Eurasie (Jolivet and Brun, 2010; Robertson et al., 1996; Stampfli et al., 2003) (Figure 34).

Simultanément, un arc magmatique se développe au niveau des Balkans actuel. Le domaine Pélagonien (qui affleure actuellement dans la partie centrale de la Grèce) ainsi que les ophiolites Téthysiennes qui avait subi l'obduction à la fin du Jurassique sont désormais engagées dans le processus de subduction (Aubouin, 1959; Bonneau, 1984; Jolivet et al., 2003; Van Hinsbergen et al., 2005).

L'océan Pindos (dont une partie de la séquence océanique est observable dans le Sud Péloponnèse) commence sa subduction il y a 50 millions d'années (Yprésien) (Ferrière et al., 2004; Vamvaka et al., 2006).

La plateforme de Gavrovo-Tripolitza (dont on retrouve des traces actuellement en Crète et dans le Sud Péloponnèse), portée par un bloc continental relié à l'Apulie se déplace vers le Sud, en direction du bassin Ionien (Jolivet and Brun, 2010).

A la fin du Crétacé, la fermeture de l'océan Vardar conduit à un épaississement au Nord et au Sud de cette suture (suture située dans le Nord de la mer Egée actuelle, entre le Nord des Nappes Hellénides au Sud et le massif de Rhodopes au Nord) (Jolivet et al., 2003; Ricou et al., 1998; Van Hinsbergen et al., 2005).

Les déformations compressives associées se propagent jusque dans les Balkans, où les structures extensives formées au cours du Crétacé sont inversées et forment ainsi les premières structures compressives des Balkans (Doglioni et al., 1996) .

Après une période de convergence rapide, qui mène à l'obduction dans l'Est de la méditerranée et plus à l'Est au mouvement relatif entre l'Afrique et l'Eurasie, la subduction se stoppe entre 67 et 65 millions d'années (Jolivet and Brun, 2010).

Durant cette période, la subduction se poursuit sans convergence, et le domaine Pélagonien est déplacé dans la zone de subduction (Figure 34). Au cours du retrait du slab, la lithosphère froide est remplacée par de l'asthénosphère chaude, et la croûte inférieure fortement chauffée subie de la fusion partielle, conduisant à une chute de la résistance à l'échelle crustale, préparant l'effondrement du Massif de Rhodope (Bird, 1991; Vanderhaeghe and Teyssier, 2001) (Figure 33 et Figure 34).

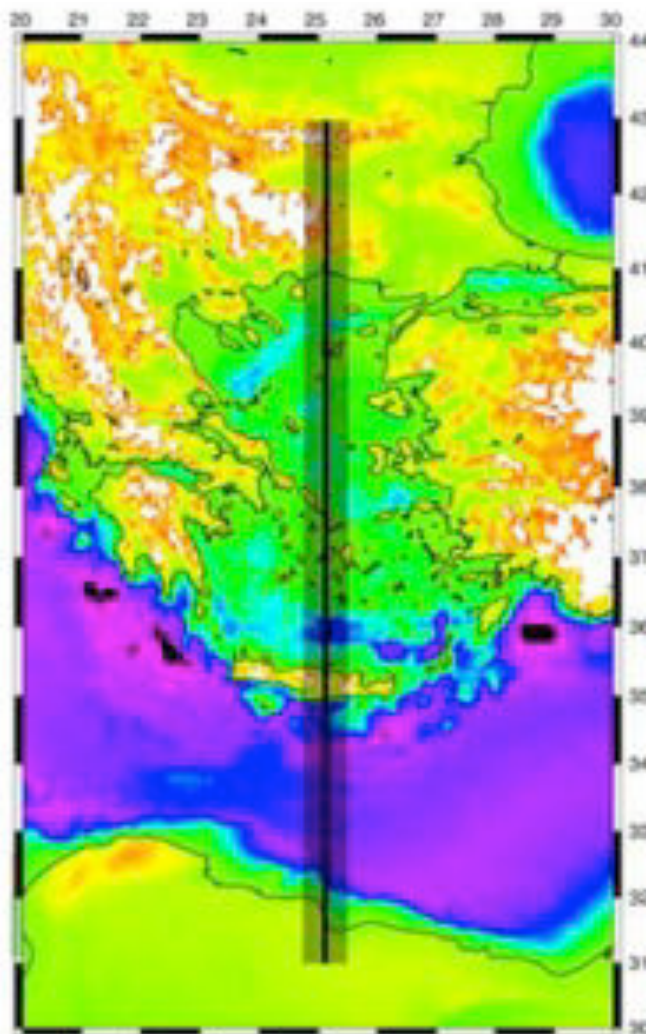


Figure 33 : Localisation des coupes tectoniques Nord-Sud réalisées dans (Jolivet and Brun, 2010) et dont l'évolution est présentée ci-dessous.

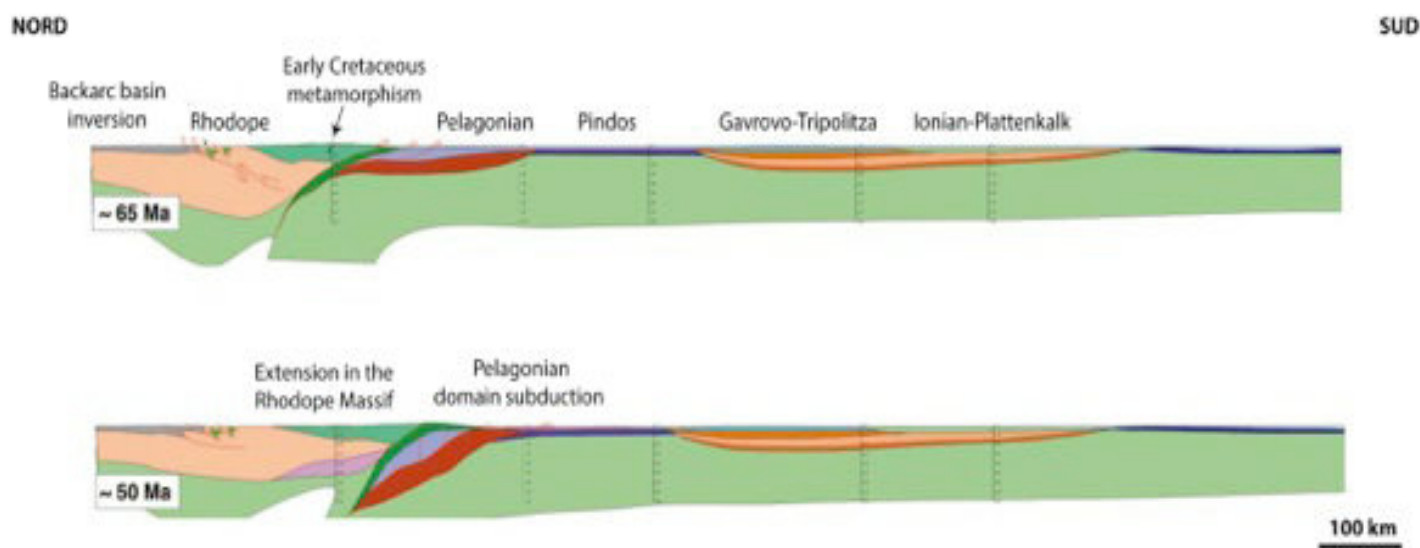


Figure 34 : Reconstitution tectonique le long d'un profil Nord-Sud de la région Egéenne il y a 65 millions d'années et 50 millions d'années environ (d'après (Jolivet and Brun, 2010)).

À partir de 50 millions d'années et jusqu'à la fin de l'Eocène début de l'Oligocène (35-30 millions d'années), la convergence s'accélère, instaurant une augmentation du régime compressif dans la région (Figure 35). Le domaine océanique de Pindos est rapidement subduit, formant en profondeur les schistes bleus et les élogites des Cyclades (Brun and Faccenna, 2007; Brun and Sokoutis, 2007; Krohe and Mposkos, 2002). La convergence se propage au Sud permettant l'empilement progressif des sédiments de Pindos et de Gavrovo-Tripolitza (Figure 35). Malgré une active compression des zones frontales des Balkans durant cette période, la zone de Rhodope est toujours soumise à de l'extension, les Core Complexes commencent à se développer (Dinter and Royden, 1993; Sokoutis et al., 1993) (Figure 35).

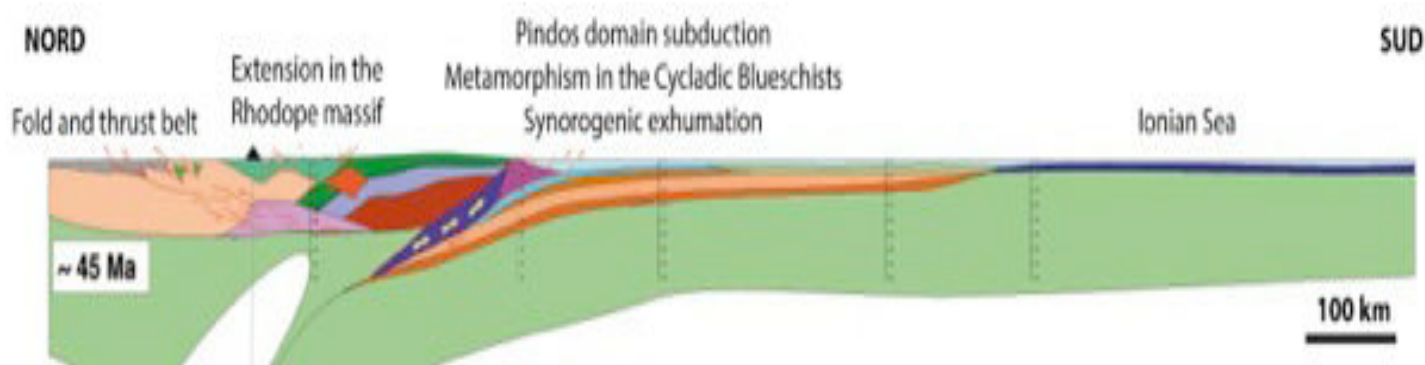


Figure 35 : Reconstitution tectonique le long d'un profil Nord-Sud de la région Egéenne il y a 45 millions d'années environ (d'après (Jolivet and Brun, 2010))

4.2. Eocène – Oligocène

Entre 30-35 millions d'années et 23 millions d'années (fin Éocène à la fin de l'Oligocène), on observe un changement brutal des conditions aux limites de la zone Egéenne. Le mouvement vers le Nord de la plaque Africaine diminue, et le slab poursuit son retrait vers le Sud à un rythme élevé. La propagation des chevauchements se poursuit dans le Sud, au niveau de la plate-forme Apulienne jusqu'au Miocène Supérieur (5 millions d'années), avec l'empilement des unités Ioniennes et de Phyllite-Quartzite qui forment une partie des nappes Hellénides actuelles (Jolivet et al., 2003; Van Hinsbergen et al., 2005) (Figure 36). Ces unités subissent alors une exhumation rapide au-dessous du détachement Crèteois. L'arc magmatique quant à lui, continue de migrer vers le Sud, en direction de la fosse de subduction. Dans la région arrière-arc, la fusion partielle contribue au développement des Metamorphic Core Complexes dans les Cyclades (cette exhumation des Metamorphic Cores Complexes étant favorisée par de nombreux détachements extensifs actifs au cours des 35 derniers millions d'années (et plus particulièrement depuis 25 millions d'années (Trotet et al., 2001; Van Hinsbergen and Schmid, 2012) (Figure 36).

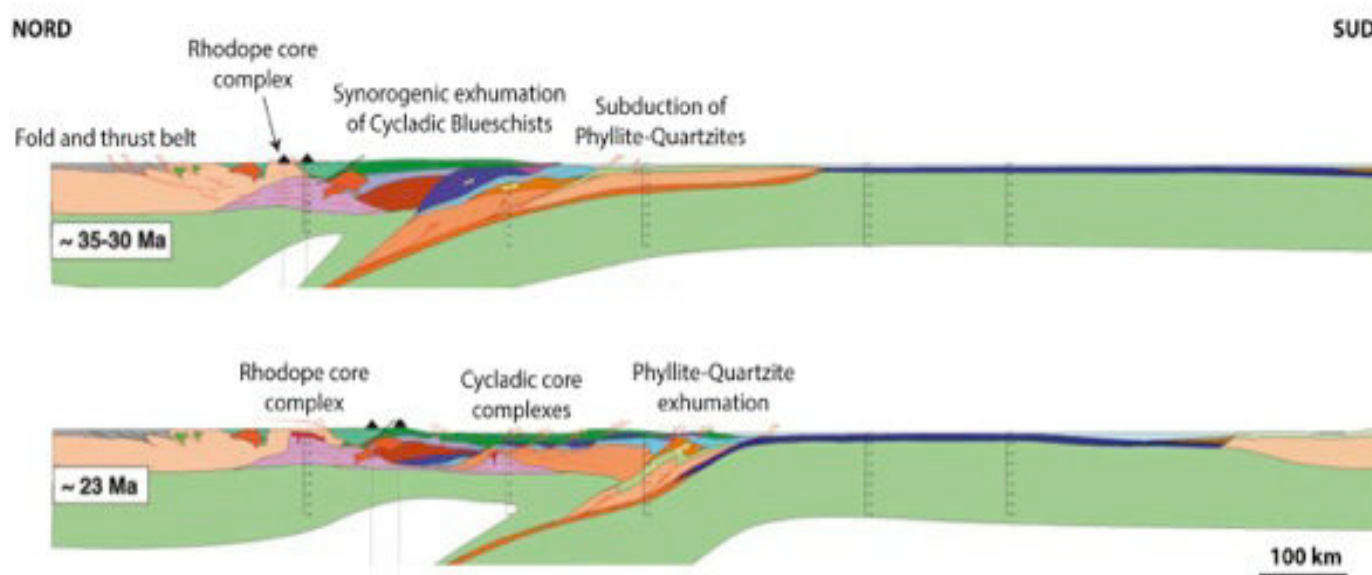


Figure 36 : Reconstitution tectonique le long d'un profil Nord-Sud de la région Egéenne il y a 35-30 millions d'années et 23 millions d'années environ (d'après (Jolivet and Brun, 2010)).

4.3. Oligocène – Miocène

Entre la fin de l'Oligocène (23 millions d'années) et le milieu du Miocène (10 millions d'années), le retrait du slab se poursuit et l'extension arrière-arc et le détachement observé dans les Cyclades atteint son maximum (Duchene et al., 2006; Gautier et al., 1999; Gautier and Brun, 1994; Lister et al., 1984) (Figure 37). Le détachement en Crète continue d'accommoder l'exhumation des unités métamorphiques vers la surface, et le dépôt de sédiments synchrones à cette exhumation entre 11 et 10 millions d'années (Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., 1996). Dans la région la plus au Sud, dans la partie méditerranéenne, les sédiments sont accrétés, pour former les premiers stades de la Ride Méditerranéenne (Gautier

et al., 1999; Jolivet and Faccenna, 2000b; Le Pichon et al., 1981). Simultanément, le Sud et le Sud-Est de la région Egéenne subit une rotation horaire, cette rotation étant accommodée le long de failles décrochantes dans le Massif de Menderes dans le Sud-Est. Le maximum de l'extension se situe après 15 millions d'années, et est accommodée par des rotations régionales opposées dans les parties Ouest (horaire) et Est (antihoraire) de la région Egéenne. L'extension parallèle à l'arc durant ces phases de rotations est accommodée dans le centre de l'Egée le long du détachement Mid-Cycladique qui exhume le Sud-Est des Cyclades en dessous du Nord-Ouest des Cyclades (Duermeijer et al., 2000; Haubold et al., 1997; Kissel and Laj, 1988; Van Hinsbergen et al., 2005; Van Hinsbergen and Schmid, 2012) (Figure 37).

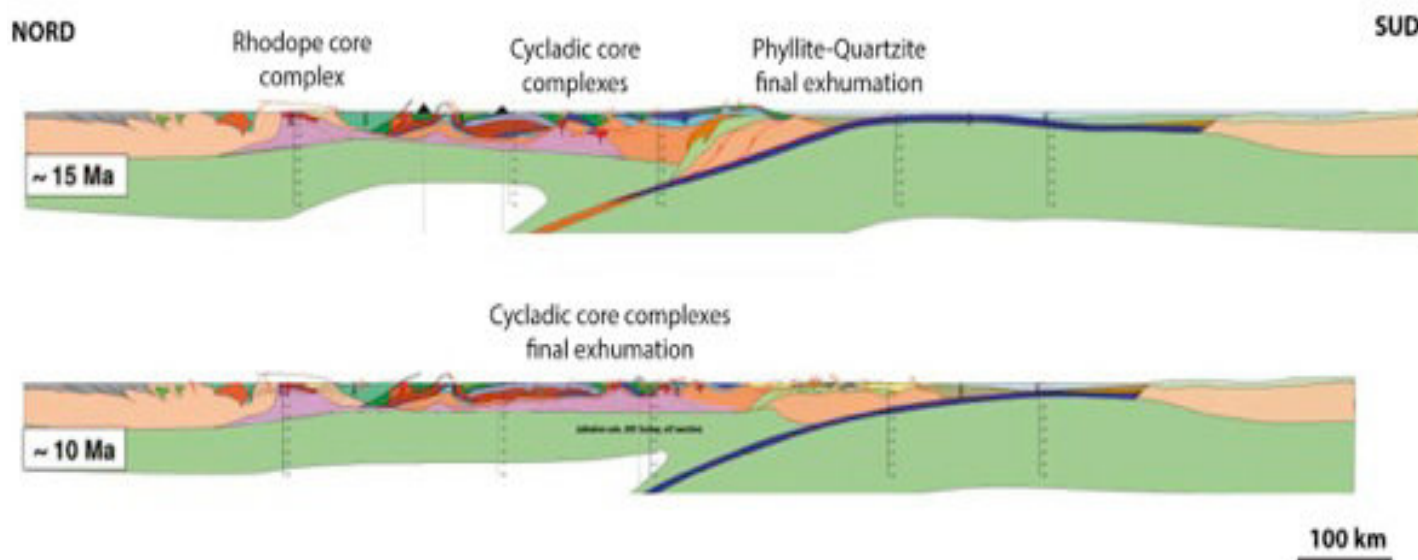


Figure 37 : Reconstitution tectonique le long d'un profil Nord-Sud de la région Egéenne il y a 15 millions d'années et 10 millions d'années environ (d'après (Jolivet and Brun, 2010)).

4.4. Miocène – Holocène (actuel)

Les dix derniers millions d'années (du Tortonien à l'actuel) sont marqués par l'accrétion des sédiments au niveau de la Ride Méditerranéenne, le retrait du slab africain, l'extension se localisant essentiellement au niveau de la Mer de Crète, conduisant à un amincissement crustal dans cette région par rapport au Cyclades situées plus au Nord (Jolivet et al., 2010) (Figure 38). Dans le massif de Rhodope, la sédimentation se poursuit au cours du Pliocène-Pléistocène dans les bassins extensifs recoupant les Cores Complexes. Les dix derniers millions d'années sont également marqués par le développement des premiers bassins dans la partie Est de la zone de faille Nord-Anatolienne. Dans le Nord de la Grèce, à la fin du Miocène (Messinien, 7-5 millions d'années) l'ouverture en transtension de la mer de Marmara débute (attesté par la présence de gypse Messinien en mer de Marmara) (Armijo et al., 1996; Rohais, 2007). L'initiation des systèmes extensifs du Golfe de Corinthe et Amvrakikos-Sperchios commence à la fin du Pliocène (2,5 millions d'années) (Rohais, 2007; Van Hinsbergen and Schmid, 2012). La déformation le long de la zone de cisaillement de Thesprotiko se poursuit, et la zone de faille de Céphalonie active depuis la collision avec

l'Apulie dans la partie Ouest, aux alentours de 5 millions d'années, se poursuit (Van Hinsbergen and Schmid, 2012) (Figure 38).

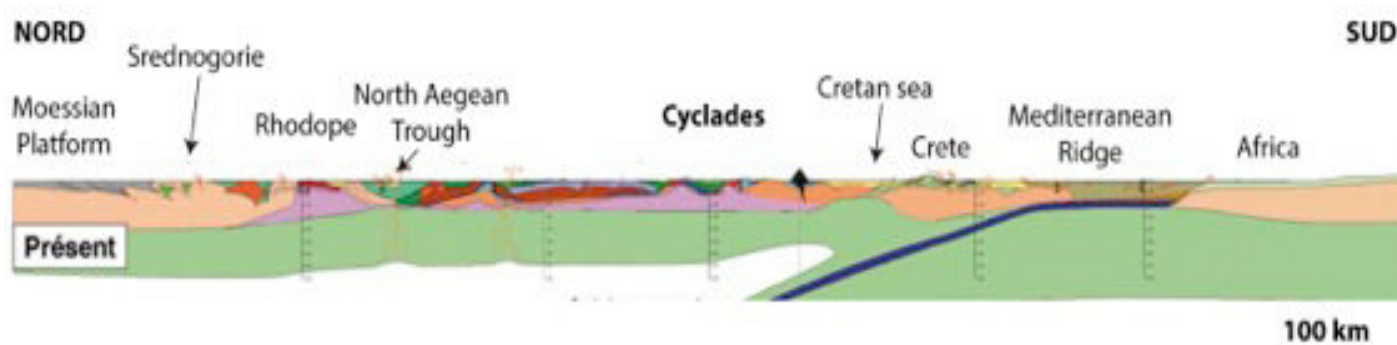


Figure 38 : Coupe tectonique des principales structures actuelles de la région Egéenne (d'après (Jolivet and Brun, 2010)).

La Figure 39 et la Figure 40 dressent le bilan des connaissances sur la cinématique à l'échelle de la région Egéenne actuellement disponibles dans la littérature. La Figure 39 synthétise l'âge et les principaux déplacements enregistrés sur les failles majeures en Egée à la fin du Messinien. La Figure 40 propose une reconstitution cinématique de la région Egéenne depuis le Crétacé jusqu'à ce jour ainsi que les principales unités géologiques affleurant actuellement dans cette partie de la méditerranée orientale.

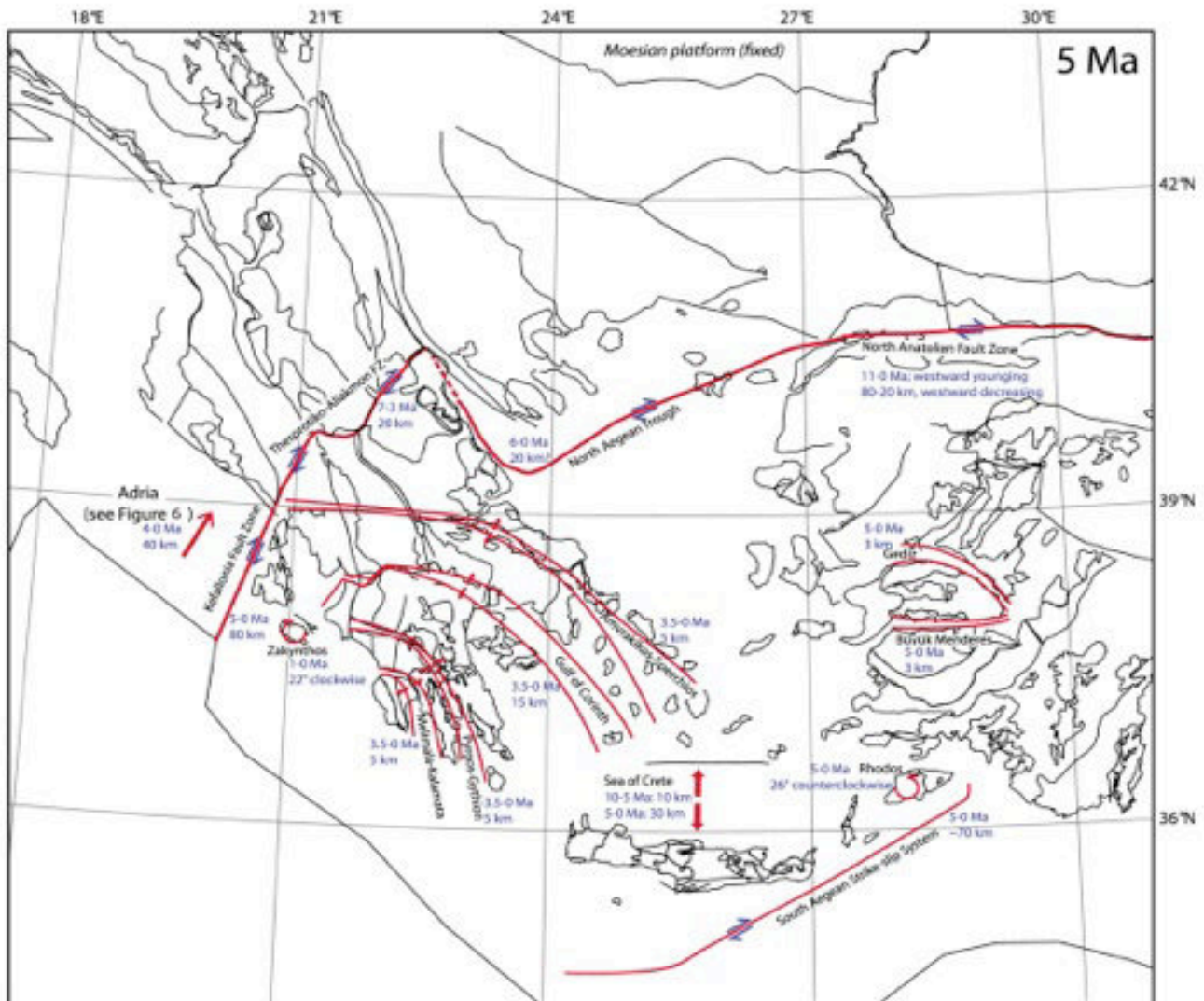


Figure 39 : Reconstitution des principales failles actives déformant la région Egéenne et Ouest Anatolienne à la fin du Messinien (5 millions d'années) ainsi que les âges et les déplacements le long de ces failles (Van Hinsbergen and Schmid, 2012).

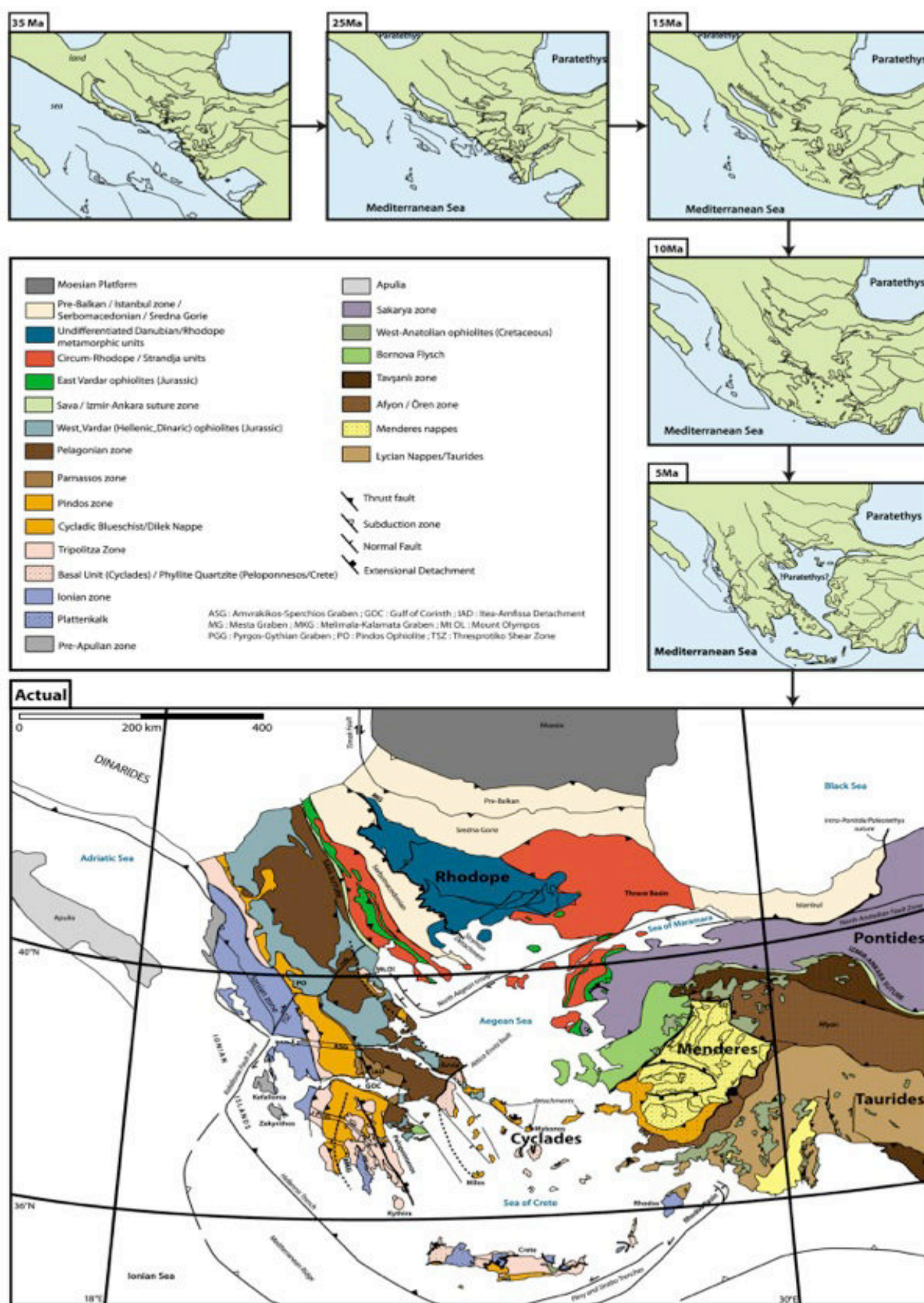


Figure 40 : Reconstitution tectonique et paléogéographique de la région Egéenne depuis l'Eocène à l'actuel, et carte géologique des principaux ensembles de la région Ouest-Anatolienne et Egéenne actuelle (modifié d'après (Van Hinsbergen and Schmid, 2012).

2. **S**ismique réflexion multi-trace, sismique marine grand-angle et tomographie

Parmi les méthodes d'imagerie du sous-sol qui permettent de visualiser et de comprendre l'organisation des structures géologiques profondes, l'imagerie sismique est l'outil géophysique le plus adapté. La prospection sismique consiste à émettre un train d'onde élastique via une source sismique artificielle et à enregistrer le retour de ces ondes qui se sont réfléchies et/ou réfractées au niveau des différentes interfaces en profondeur.

La sismique réflexion multi-trace marine consiste à analyser les ondes qui ont été réfléchies au niveau des différentes interfaces du sous-sol, grâce à leur enregistrement par une longue flûte de capteurs tractées à l'arrière du navire d'acquisition, et fournit une image de la réflectivité du sous-sol.

La sismique grand-angle, ou sismique réfraction, permet de fournir un modèle de vitesse de propagation des ondes dans le sous-sol et la géométrie des principales interfaces par l'analyse des arrivées d'ondes réfléchies et réfractées émises par la source et enregistrées sur des récepteurs situés sur le fond (OBS/OBH).

Dans ce chapitre, je présente dans une première partie le principe de la sismique multi-trace, l'acquisition de ces données, ainsi que le traitement que j'ai effectué sur celles-ci pour fournir une imagerie des structures et unités géologiques du sous-sol.

La deuxième partie de ce chapitre sera consacrée à la présentation des données de sismique grand-angle, le traitement effectué sur ces données, ainsi que le principe de l'inversion des temps de trajet enregistrés par les instruments (OBS/OBH) nous permettant de proposer, à terme, un modèle de vitesse de propagation des ondes dans le milieu.

1. La sismique réflexion multi-trace

1.1. Principe de la sismique réflexion multi-trace

La sismique réflexion multi-trace est la méthode de sismique marine la plus répandue pour observer les structures du sous-sol. Elle est basée sur l'exploitation des ondes réfléchies sur des interfaces en profondeur. Une source mobile (située à l'arrière d'un navire) va émettre à intervalles réguliers une émission acoustique d'énergie suffisante dans la gamme de fréquence sismiques 4-100 Hz, et avec comme caractéristique celle de la concentration temporelle la rendant ainsi apte au traitement et à l'interprétation (Henry, 1997). Ce train d'onde va se propager dans le milieu et se réfléchir sur chaque interface du sous-sol qui présente un contraste d'impédance acoustique (produit de la masse volumique du milieu et de la vitesse de propagation de l'onde dans le milieu). Ces ondes réfléchies sont enregistrées par une flûte de capteurs longues de plusieurs kilomètres (ici 4,5 km) tractée par le navire d'acquisition à la suite de la source (Figure 41).

Le point de l'interface sur lequel l'onde va se réfléchir est appelé point miroir. Il est situé à mi-distance entre la source et le récepteur. Lors d'un premier tir, l'onde sismique va se propager dans le milieu, se réfléchir sur un point miroir, puis être enregistrée par un capteur situé sur la flûte. Lors du tir suivant, la navire d'acquisition ayant parcouru une certaine distance entre ce tir et le tir précédent, l'onde va de nouveau se propager dans le milieu, se réfléchir sur ce même point miroir, mais sera enregistrée par un autre capteur sur la flûte sismique. A la suite d'un traitement ayant pour but d'améliorer la qualité du signal (que je

détaille dans les parties suivantes), on va sommer les traces sismiques (qui correspondent à un enregistrement d'un capteur sur la flûte pour un tir) qui correspondent à un même point miroir. L'assemblage des points miroirs successifs le long du profil d'acquisition nous permet ainsi de visualiser les différents réflecteurs (Figure 41).

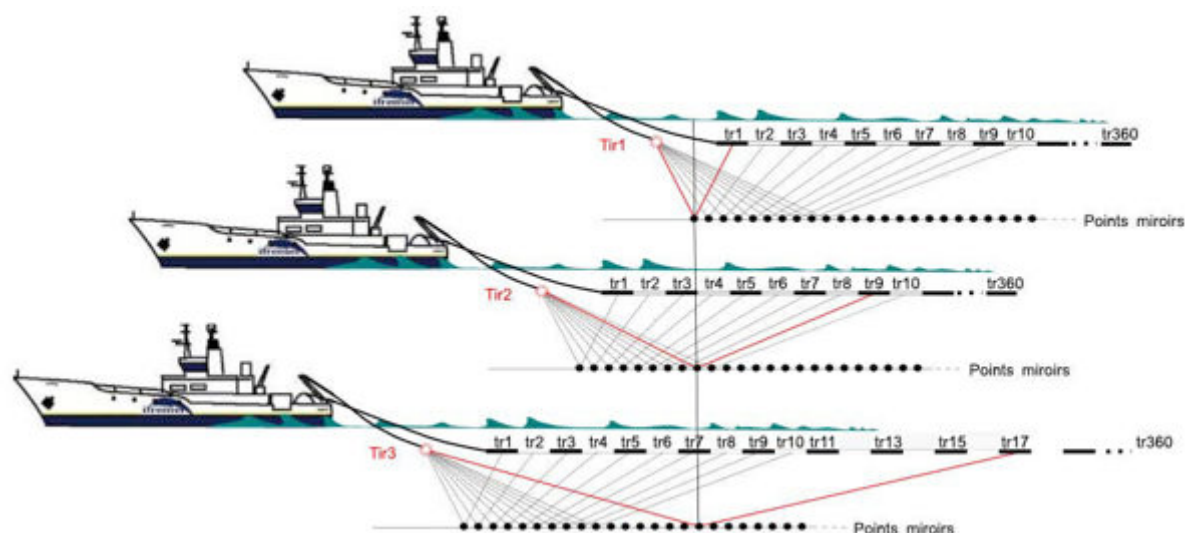


Figure 41 : Principe de l'acquisition de la sismique réflexion marine en couverture multiple. La flûte sismique est composée de 360 traces. Lors de chaque tir, plusieurs traces sismiques sont réfléchies en un même point-miroir (en rouge). Ces traces qui contenant la même information seront ensuite sommées après traitement pour améliorer la qualité du signal. (issu de (Bouyahiaoui, 2014)).

1.2. Acquisition des données

Les profils que j'ai analysés et interprétés lors de cette étude ont été acquis lors de la campagne Ulysse. Cette campagne d'acquisition a eu lieu du 5 Novembre au 20 Novembre 2012 à bord du navire océanographique le Pourquoi Pas ? de l'Ifremer. Le matériel d'acquisition utilisé lors de cette campagne est celui dit de sismique lourde de l'IFREMER (TGIR Flotte océanique française).

Ce matériel se compose d'une flûte et d'une source sismique. La flûte sismique est composée d'une série de capteurs, hydrophones, qui vont enregistrer les variations de pression liées au passage des trains d'ondes réfléchies. Dans le cadre de la campagne Ulysse, la flûte sismique est composée de 360 traces (chaque trace est composée de 16 hydrophones) espacées de 12,5 mètres, pour une longueur totale de 4,5 km.

La source sismique est constituée de 18 canons à air, en configuration mono-bulle. Lors de l'acquisition de la sismique réflexion multi-trace, deux principaux paramètres de la source influencent la résolution et la pénétration des ondes en profondeur. Le premier paramètre est la puissance de la source. Il est défini par le volume d'air total expulsé par les canons à air lors de chaque tir. Plus le volume d'air expulsé est important, plus les ondes réfléchies en profondeur dans le milieu auront une amplitude exploitable. Le deuxième paramètre est la configuration des canons. En effet, en sismique réflexion multi-trace, plus le signal-source sera impulsionnel, plus la résolution verticale de la section sismique sera

importante. Cependant, le signal émis par un canon à air n'est pas impulsif, et est constitué d'une impulsion principale correspondante à l'explosion du canon, suivie de plusieurs oscillations d'amplitudes décroissantes, qui correspondent aux oscillations de la bulle dans l'eau sous l'effet de la pression. Pour obtenir un signal source de forte énergie, un dispositif de plusieurs canons est utilisé pour sommer les signaux émis. En utilisant des canons possédant des signatures différentes (fonction du volume d'air émis par le canon et la profondeur d'immersion du canon), un seul pulse du signal sera en phase pour l'ensemble des canons, celui sur lequel aura été calée la synchronisation de mise à feu. Les autres oscillations de la bulle sont atténuées par interférences destructives.

Deux synchronisations et configurations des canons sont envisageables. La première consiste à synchroniser les canons sur le pic d'explosion du canon (*first-peak tuned array*), la deuxième sur la première oscillation de bulle (*first-bubble tuned array*) (Avedik et al., 1993, 1996). La première configuration permet de générer un signal relativement plus haute fréquence, qui sera donc de meilleure résolution verticale, mais dont la pénétration sera moins importante, à moins de disposer d'une très forte puissance de tir nécessitant la mobilisation de plusieurs gros compresseurs à air. La deuxième configuration permet d'obtenir un signal plus basse fréquence, ce qui permet une meilleure pénétration, au détriment de la résolution verticale. Dans le cadre la campagne Ulysse, c'est cette deuxième configuration, dite « mono-bulle » qui a été retenue.

Le volume d'air expulsé à la source est de 11400 cu.inch (soit environ 186 litres) sur l'ensemble des profils sismiques acquis lors de la campagne, et de 8800 cu.inch (soit 144 litres) pour l'un des deux grands profils de 250 km perpendiculaire à la fosse. La puissance de la source utilisée lors de la campagne Ulysse nécessite une cadence de tir plus lente que lors d'une acquisition classique (temps nécessaire aux compresseurs pour recharger les canons pour le tir suivant).

La configuration 1 (8800 cu.inch) permet une cadence de tir toutes les 60 s, soit environ tous les 150 mètres, et la deuxième configuration permet une cadence de tir toutes les 90 secondes, soit environ 225 mètres. La puissance d'une telle source permet d'imager le sous-sol à grande profondeur. Cependant, la distance entre chaque tir est plus grande, et a pour conséquence une diminution significative de l'ordre de couverture des points miroirs, c'est-à-dire une diminution du nombre de traces qui constituent chaque collection en point milieu commun (CMP). Plus l'ordre de couverture est important, plus le rapport signal sur bruit après sommation des traces de chaque CMP sera important. Cela a également un impact non négligeable sur l'analyse de vitesse qui est effectuée au cours du traitement sismique, et qui est plus facile lorsque la distance entre chaque trace de collection CMP est inférieure à 150 m (comme dans le cas d'un ordre de couverture supérieur à 30 pour une flûte de 4500 m). Ici, la cadence de tirs de 225 m n'a permis d'obtenir qu'un ordre de couverture de 10 et un espacement entre chaque trace d'un même CMP de 450 m. On peut cependant augmenter artificiellement la couverture pour augmenter la qualité de l'analyse de vitesse (cf. Partie Macro-CMP et analyses de vitesse).

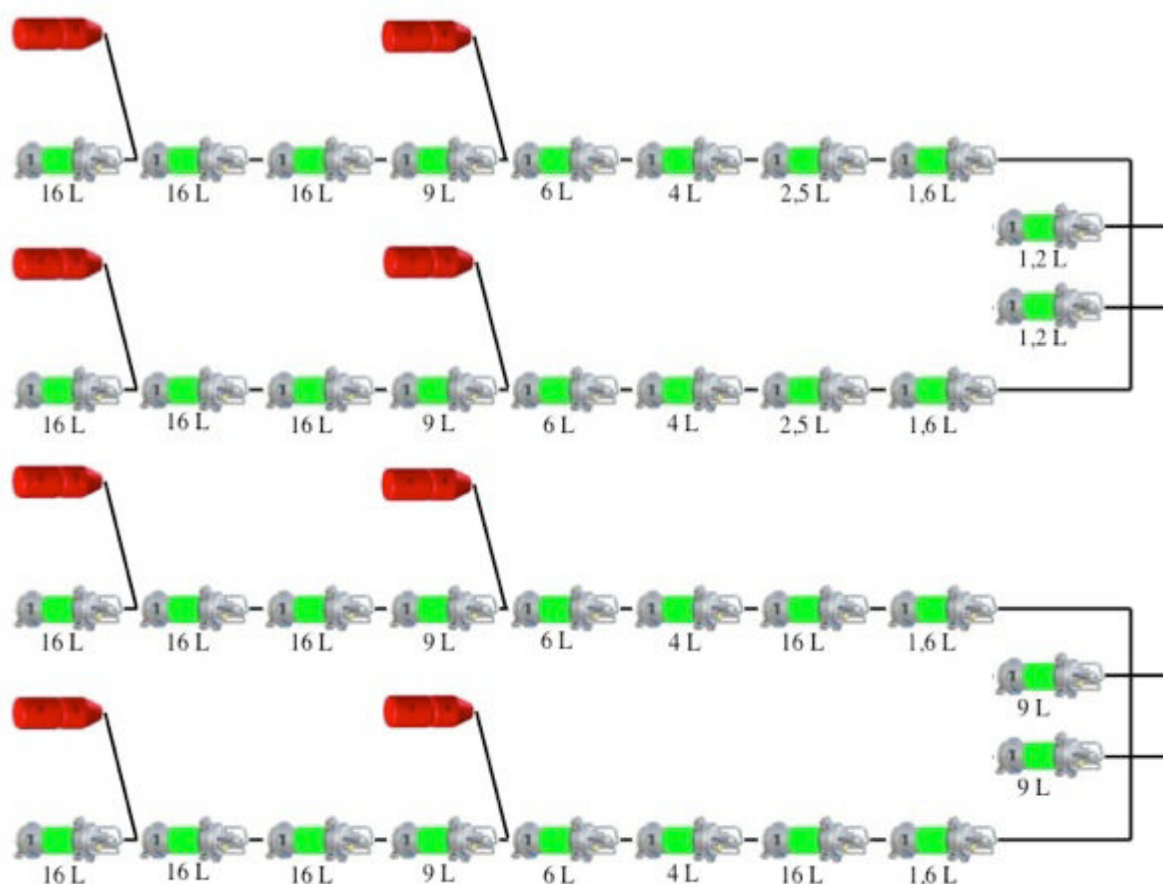


Figure 42 : Agencement des canons en configuration mono-bulle (configuration 1 en haut de la figure, configuration 2 en bas de la figure). En rouge, les flotteurs. Immersion des canons à 22 mètres sous la surface.

1.3. Localisation des profils de la campagne Ulysse

Au cours de la campagne, 11 profils de sismique réflexion multi-trace ont été acquis dans la région située entre le Sud-Ouest du Péloponnèse et le Nord-Est de la Crète, sur le domaine avant-arc de la plaque supérieure.

Parmi ces 11 profils, 2 profils majeurs de 250 kilomètres de long chacun sont perpendiculaires à la zone de subduction (profil Ulysse 1 et Ulysse 3 sur la figure suivante). Ces deux profils ont été acquis conjointement avec de la sismique réfraction (cf. La sismique grand-angle).

Un troisième profil de longueur équivalente est parallèle à la marge et recoupe les deux précédents profils (profil Ulysse 9).

Les 8 autres profils acquis au cours de la campagne sont alternativement parallèles et perpendiculaires à la zone de subduction. La réalisation de ces derniers n'a pu se faire selon le plan d'acquisition initial, en raison d'une très mauvaise météo pendant la quasi-totalité de la campagne.

Au terme de la campagne Ulysse, c'est environ 860 km de profil de sismique réflexion multi-trace qui ont été acquis. Dans le cadre de ma thèse, j'ai pu traiter la totalité de ces profils suivant la chaîne de traitement que je présente dans les parties suivantes.

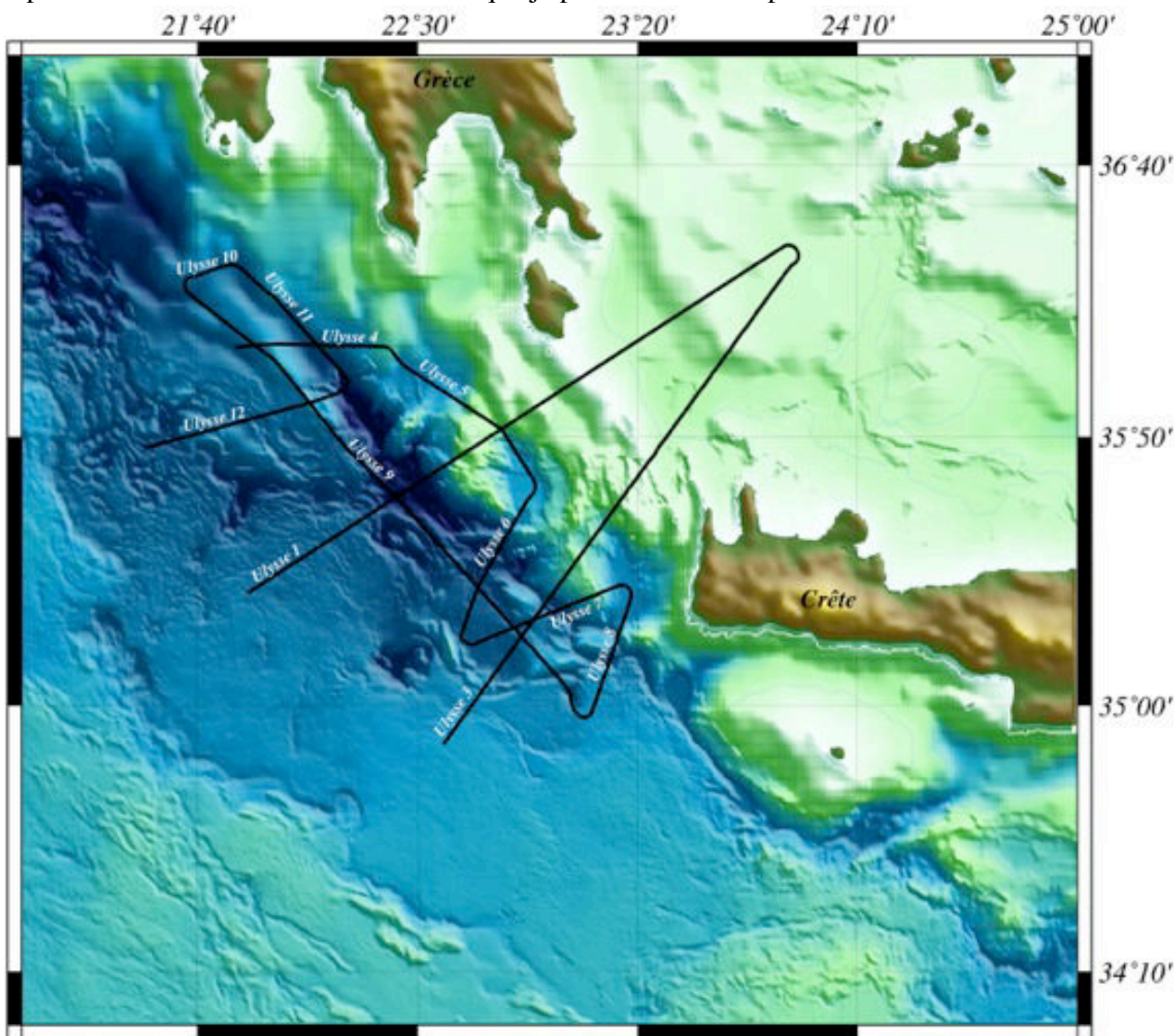


Figure 43 : Carte de localisation des profils de sismique réflexion multi-trace acquis lors de la campagne Ulysse.

1.4. Traitement des données de sismique multitrace

Avant de pouvoir visualiser les réflecteurs et leur géométrie dans le sous-sol à partir des données de sismique réflexion multi-trace acquises, il est nécessaire d'appliquer un ensemble de traitements à ces données. Pour effectuer ce traitement, j'ai utilisé le logiciel Geocluster de la compagnie CGG.

Ce logiciel permet d'effectuer, par l'utilisation de modules, tous les traitements permettant une visualisation optimale des données. La figure suivante résume les étapes essentielles du traitement que nous avons effectué sur les données de Sismique Multi-Trace (SMT) et pour chacun desquels il a fallu rechercher les paramètres optimaux pour ces données. Les traitements détaillés sont présentés dans les paragraphes suivants.

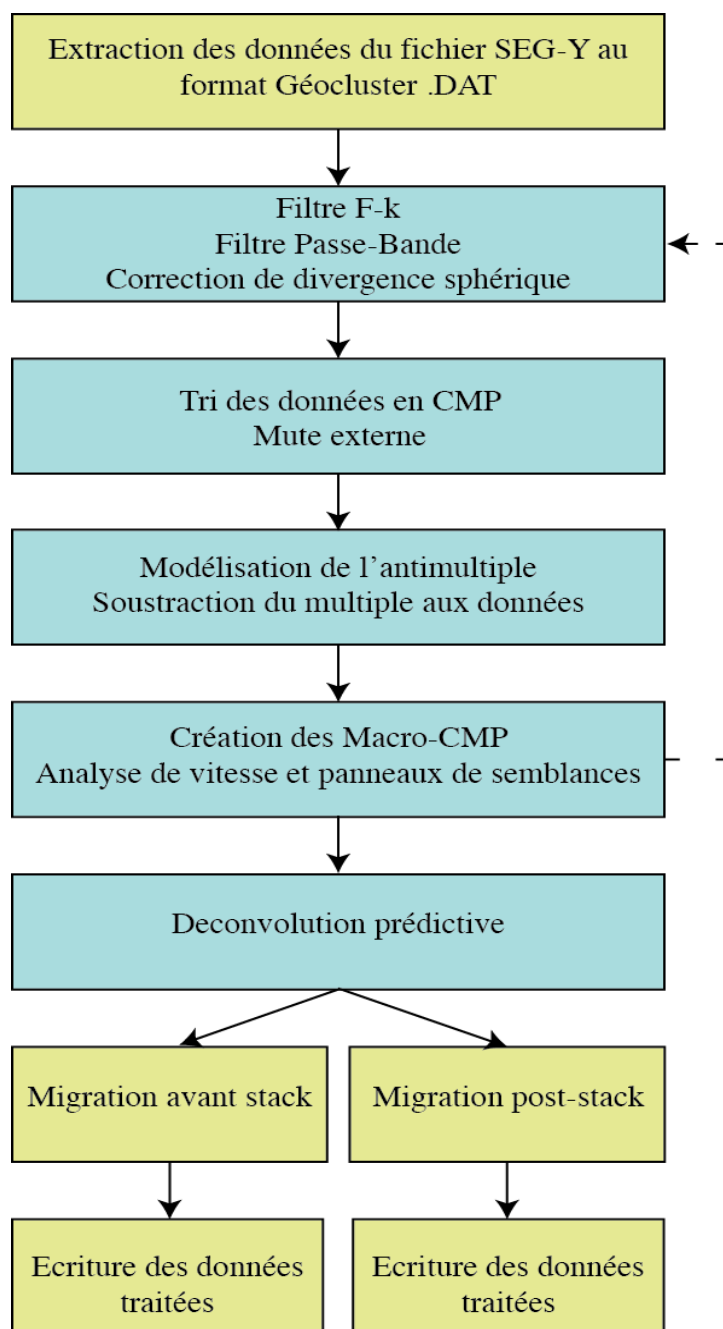


Figure 44 : Organigramme des principaux traitements effectués sur les données de sismique multi-trace via le logiciel GéoCluster.

1.4.1. Correction du délai source

Cette correction correspond au délai existant entre le début de l'enregistrement du tir, et l'explosion effective des canons. Le délai est donné par le Time-Break qui correspond au premier signal enregistré sur des traces auxiliaires par des hydrophones situés à proximité des canons. La configuration mono-bulle qui a été utilisée lors de la campagne est synchronisée sur la première oscillation de la bulle, et non sur le pic de l'explosion du canon. Dans une telle configuration, les Time-Break des différents canons sont donc tous différents. Pour estimer le

délai de la source globale, nous allons donc prendre une valeur moyenne des différents Time-Break. Sur les données de la campagne Ulysse, une correction de -157 ms a été appliquée.

1.4.2. Filtre passe-bande et filtre f-k

Lors de l'enregistrement des traces sismiques, des signaux qui ne correspondent pas à du signal utile (bruits parasites) vont se superposer aux données et vont diminuer le rapport signal/bruit. L'utilisation de différents filtres permet d'atténuer certains bruits parasites et augmenter ainsi ce rapport signal/bruit.

Dans un premier temps, l'utilisation d'un filtre passe-bande permet de supprimer les bruits hautes fréquences qui ne correspondent pas à du signal utile. Un filtre passe-bande correspond à la combinaison d'un filtre passe-haut (qui élimine les basses fréquences) et d'un filtre passe-bas (qui élimine les hautes fréquences). On définit ensuite une fonction porte trapézoïdale, qui va progressivement atténuer la conservation des fréquences de part et d'autre du filtre. Lors du traitement des données de la campagne Ulysse, et après visualisation du spectre de Fourier d'un point de tir avant traitement (Figure 45), j'ai choisi de conserver dans sa totalité le signal dont le contenu fréquentiel est compris entre 7 et 40 Hertz, avec une décroissance de la conservation des données entre 4 et 7 Hertz, et entre 40 et 60 Hertz.

La fréquence maximale que l'on peut filtrer sans introduire de phénomène d'aliasing, ou repliement du spectre (phénomène qui consiste à introduire un signal (sismique dans le cas présent) est déterminée par la fréquence de Nyquist, qui dépend du pas d'échantillonnage Δ_t , 4 ms dans notre cas). La gamme de fréquence des signaux sismiques enregistrés par la flûte et que nous allons exploiter est inférieure à la fréquence de Nyquist. Nous n'aurons donc pas de phénomène d'aliasing fréquentiel dans nos données puisque nos fréquences de coupure de 40-60 Hz sont bien inférieures à 125 Hz.

$$f_N = 1/2\Delta_t = 1/2 \cdot 4 \cdot 10^{-3} = 125 \text{ Hertz}$$

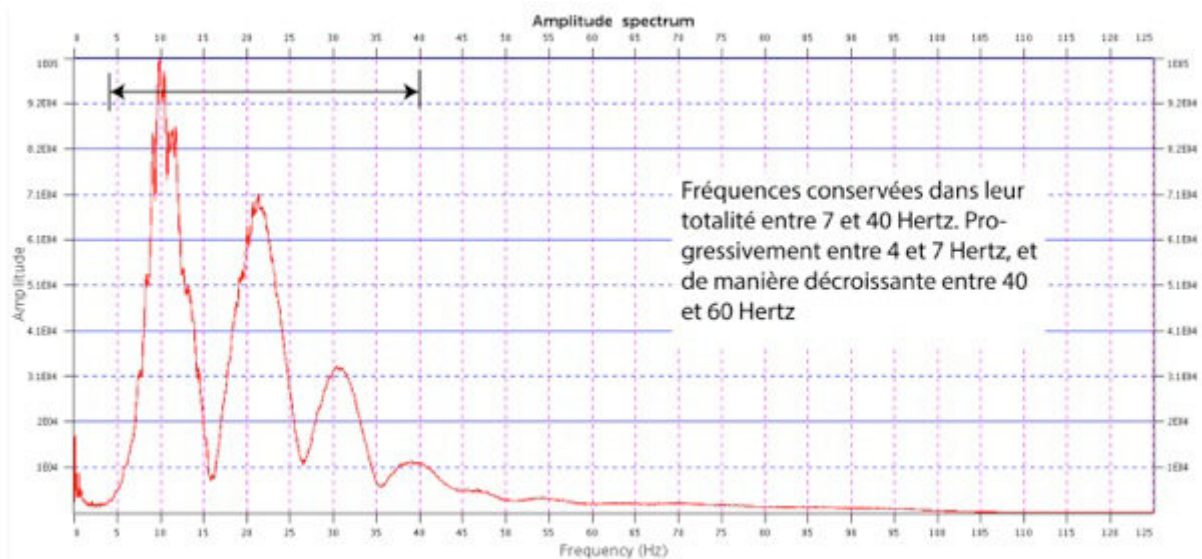


Figure 45 : Spectre de Fourier d'un point de tir avant traitement. Conservation des fréquences comprises entre 7 et 40 Hertz après application du filtre passe-bande. On remarque l'absence de fréquence supérieure à la fréquence de Nyquist (ici de 125 Hertz).

Le filtre passe-bande permet de discriminer les signaux de fréquences différentes de celui du signal utile et ce filtrage simple à mettre en place permet d'atténuer la plus grande partie des signaux indésirables.

Lorsque les fréquences des signaux utiles et indésirables se recouvrent, le filtre passe-bande ne permet pas de discriminer ces derniers. Le filtre $f-k$ spatio-temporel (ou bidimensionnel) dans le domaine « fréquence - nombre d'ondes » (f, k), où $k=f/v$, permet d'améliorer la qualité du signal en isolant plus facilement les vitesses des signaux indésirables dans le domaine (f,k).

Ce filtrage permet d'atténuer en particulier ceux liés à la traction de la flûte, induisant des traces bruitées au niveau des avions caractérisés par des pentes verticales dans le domaine (x,t), et horizontales dans le domaine (f, k), ainsi que des bruits se propageant à une vitesse très faible, inférieure à la vitesse de propagation des ondes sismique dans l'eau caractérisés par des pentes relativement fortes dans le domaine (x,t) et faibles dans le domaine (f, k).

L'existence de ces signaux indésirables sont ici vérifiés sur les points de tirs, non pas au niveau du fond de la mer et des premières secondes d'enregistrement où l'amplitude de ces signaux indésirables est largement négligeable par rapport aux amplitudes du signal utile, mais au niveau de réflecteurs profonds, caractérisés par des amplitudes beaucoup plus faibles, et où le rapport signal/bruit devient très faible.

Nous utiliserons un filtre passe-bande (2200, 13333, -13333, -900m/s) pour éliminer, dans le domaine (f,k), les vitesses inférieures à 2200m/s et supérieures à -900 m/s. Par convention dans Geocluster, les événements ayant une pente négative, donc une vitesse positive dans le domaine (x,t) sont représentés dans la partie négative du spectre (f,k) à laquelle correspond une vitesse négative et inversement, une pente positive dans le domaine (x,t) représentant un signal ayant une vitesse négative sera observée dans la partie positive du spectre (f,k).

La Figure 46 illustre l'effet de l'application du filtre $f-k$ sur un point de tir sur lequel on observe la présence de ces bruits indésirables. A gauche sur la figure le point de tir sur lequel est reporté la présence des bruits linéaires et leurs vitesses, au centre ce même point de tir après application du filtre, et enfin à droite, la soustraction des deux figures précédentes, qui permettent de visualiser le signal qui a été soustrait au point de tir lors de l'application du filtre $f-k$.

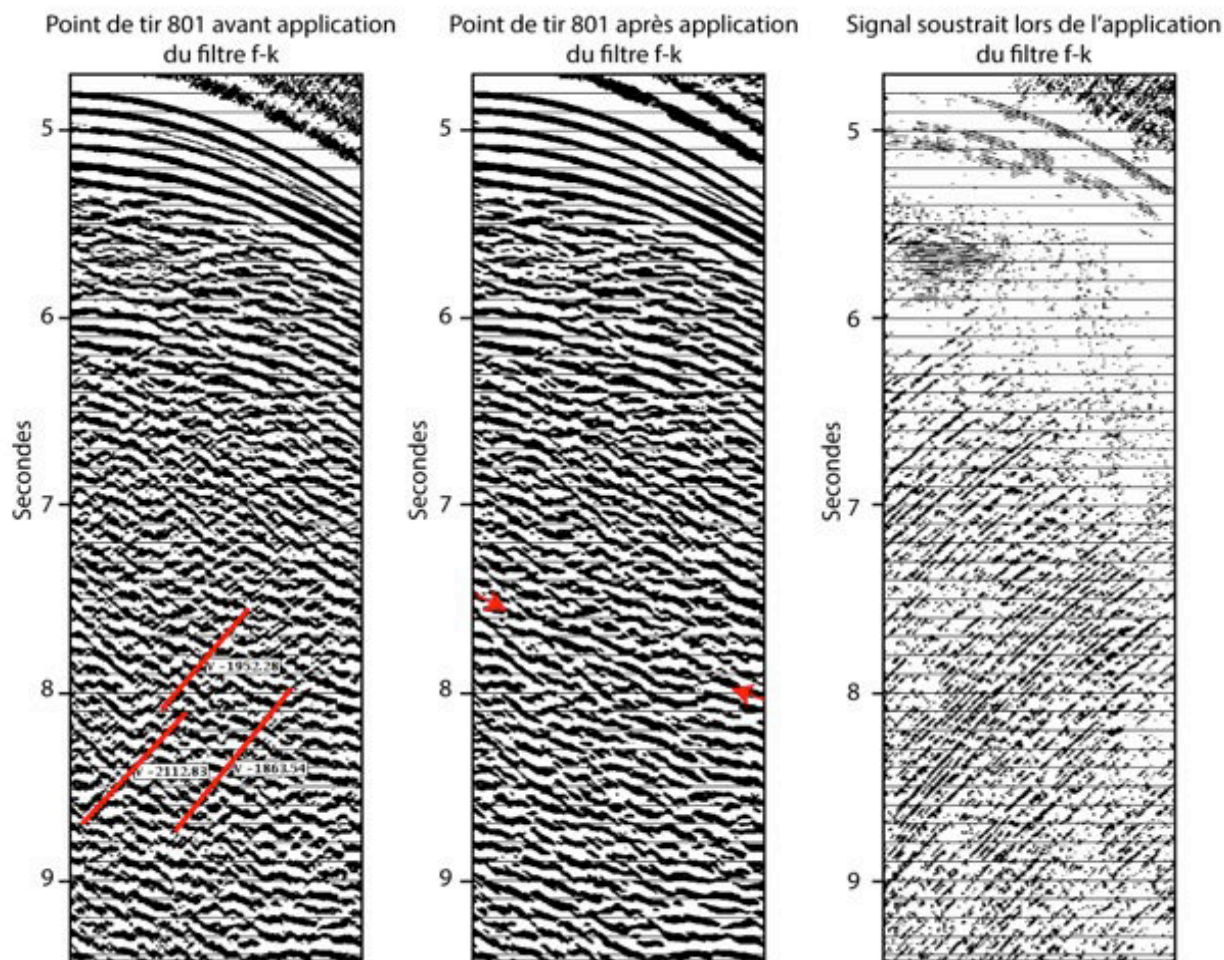


Figure 46 : Application du filtre f-k sur un point de tir. Atténuation des bruits pentés et amélioration de la visualisation d'un réflecteur primaire. A gauche, avant application du filtre, au centre après application du filtre, à droite, la soustraction du point de tir avant et après application du filtre.

1.4.3. Correction de divergence sphérique

Lors de l'émission et de la propagation de l'onde sismique dans un milieu homogène et isotrope, un front d'onde sphérique ou quasi-sphérique va se développer. C'est au niveau de ce front d'onde que se distribue l'énergie sismique. Dans le cadre de la prospection sismique marine, le milieu considéré est de l'eau que l'on peut considérer comme homogène et isotrope. Un front d'onde hémisphérique va donc se développer. La surface de la demi-sphère va augmenter en fonction du temps de propagation. L'énergie sismique émise à la source étant constante, l'augmentation de la surface du front d'onde va entraîner une diminution de l'énergie sismique par unité de surface. Cette énergie sismique par unité de surface diminue comme l'inverse du carré du rayon de la demi-sphère.

Dans un milieu hétérogène et anisotrope, l'influence des propriétés physiques du milieu variable conduit à la formation d'un front d'onde qui ne sera plus sphérique. La quantité d'énergie par unité de surface va décroître plus rapidement que $1/R^2$. Pour compenser cette atténuation par divergence sphérique, il est nécessaire de compenser cette perte d'énergie par une augmentation de l'amplitude du signal. Le sous-sol n'étant pas un milieu

homogène et isotrope, on va utiliser la vitesse quadratique moyenne. En effet, l'amplitude du signal à une distance x de la source (A_x) est fonction du temps double de propagation (t) et de la vitesse quadratique moyenne (V_{RMS}) sous la forme :

$$A_x \cong 1/t \cdot V_{rms}^2$$

La figure suivante illustre l'intérêt de l'utilisation de la correction de divergence sphérique lors du traitement de la sismique multi-trace. En effet, on remarque pour un même point de tir, et les traces qui le composent, qu'avant application de la correction, l'énergie sismique est rapidement atténuée, et que la perte d'informations en profondeur est significative. Après application de la correction de divergence sphérique, le signal sismique est amplifié en profondeur, et met en évidence la présence d'un réflecteur profond (le réflecteur est celui présenté dans la partie filtre passe-bande et filtre f-k).

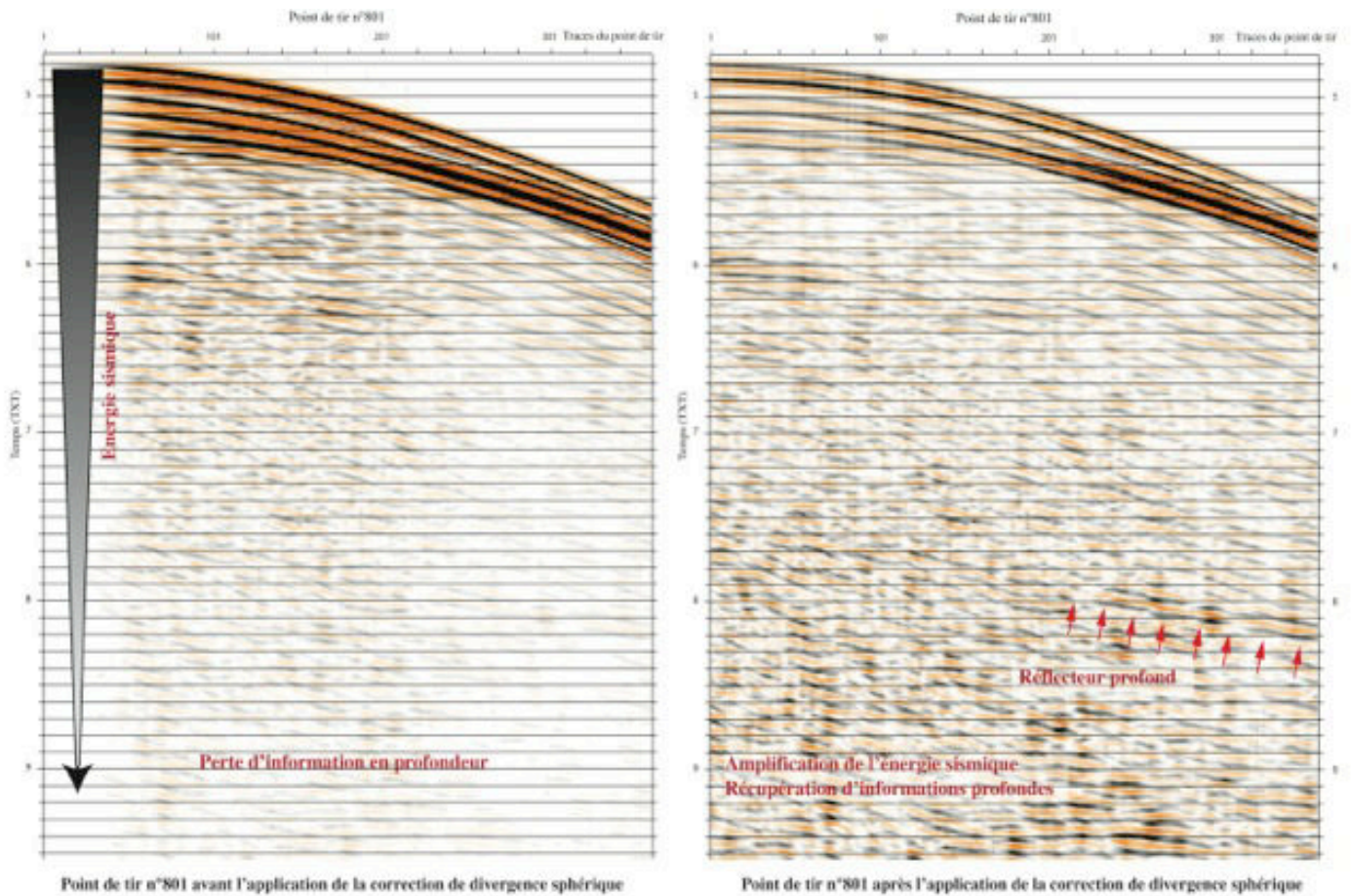


Figure 47 : Illustration de l'effet de la correction de divergence sphérique sur un point de tir. (À gauche avant application de la correction, à droite après correction de divergence sphérique).

1.4.4. Macro-CMP, Correction dynamique (NMO) et Analyses de vitesse

(1) Correction dynamique NMO

Le long du profil acquis, chaque collection de traces triées en CMP correspond à un point de réflexion imagé ou éclairé par différents couples source-récepteur. Dans une représentation graphique de ces traces en fonction de l'offset (Figure 48, droite) (distance entre la source et le récepteur), l'équation du temps de trajet d'une onde réfléchie sur une interface en profondeur est celle d'une hyperbole de la forme :

$$t^2(x) = t^2(0) + x^2/v^2$$

Où x correspond à la distance source-récepteur, v est la vitesse dans le milieu traversé par l'onde et $t(0)$ le temps aller-retour à offset nul de l'onde entre la source et le réflecteur.

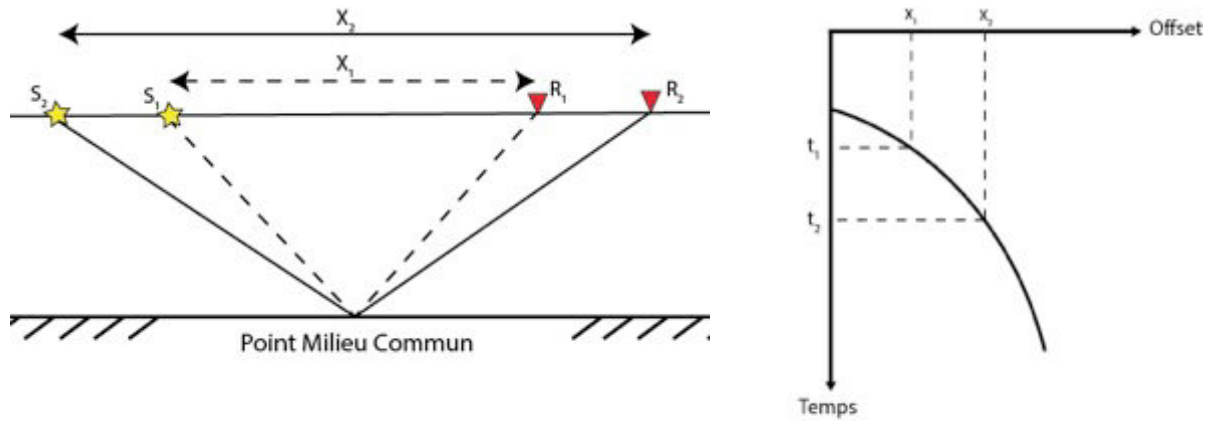


Figure 48 : Représentation d'un point milieu commun. Ce point est imagé par différents couples source-récepteur. Les temps de trajet enregistrés pour ce même point ont la forme d'une hyperbole.

Afin de sommer ces traces en une seule pour obtenir la section somme voulue (appelée stack), il est donc nécessaire d'apporter une correction pour redresser l'hyperbole au préalable et corriger ainsi le temps de propagation de l'effet de distance. La correction de la différence de temps de trajet entre un point de l'hyperbole et son sommet, et qui dépend de x et de t est appelée correction de Normal Move Out (NMO), et implique que l'on connaisse la vitesse moyenne du milieu (V_{nmo}). La correction à appliquer pour redresser cette hyperbole est du type :

$$t - t_0 = t_0 \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{(v_{nmo} t_0)} \right)^2} - 1 \right]$$

On va donc estimer une vitesse de correction (v_{nmo}) qui permet d'horizontaliser en temps l'hyperbole avant sommation. Cette vitesse mesurée s'appliquera pour l'onde réfléchie observée ici à un instant donné et en un endroit donné le long du profil. Dans la nature, le milieu va être composé de plusieurs couches, plusieurs milieux, qui vont chacun posséder des

épaisseurs variables et des vitesses de propagation des ondes variables. L'équation du temps de trajet de l'onde va alors s'écrire :

$$t^2(x) = C_0 + C_1x^2 + C_2x^4 + C_nx^n$$

Où les termes C_0 et C_1 correspondent respectivement à $t^2(0)$ et $1/V_{rms}^2$. Ici, V_{rms} est la vitesse quadratique moyenne, (RMS pour Root Mean Square), qui correspond à :

$$V_{rms}^2 = \frac{1}{t(0)} \sum_{i=1}^n V_i^2 \Delta t_i$$

Cette vitesse ne correspond pas à la vitesse réelle de propagation d'une onde dans le milieu, mais la vitesse quadratique moyenne nécessaire pour redresser l'hyperbole correspondant à un même réflecteur en profondeur avant stack. On peut cependant déduire la vitesse de propagation dans le milieu à partir de la vitesse quadratique en utilisant la formule de Dix :

$$V_{int}^2(n) = \frac{V_{rms}^2(n)t_n - V_{rms}^2(n-1)t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}}$$

(V_{int} correspond à la vitesse d'intervalle, et t_n le temps de transit dans la couche n)

Pour un événement plat ou ayant un pendage léger, les vitesses NMO et les vitesses RMS sont sensiblement égales. En revanche, ce n'est plus le cas en cas de fortes variations latérales de vitesses.

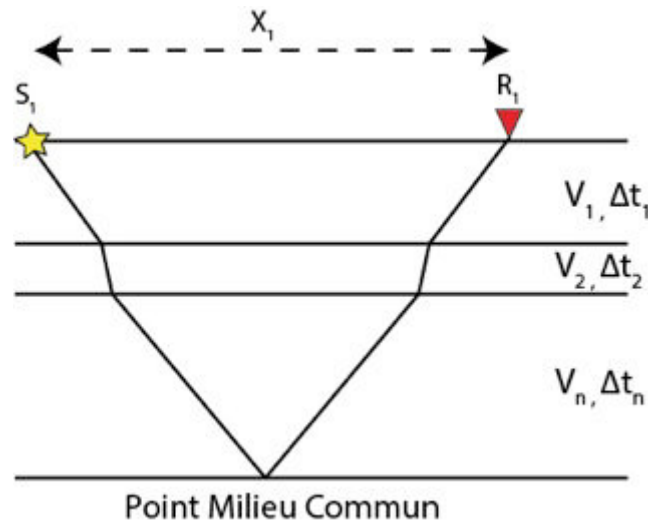


Figure 49 : Illustration du trajet d'une onde sismique entre la source et le récepteur dans un milieu à plusieurs couches de propriétés variables

La correction NMO de l'ensemble des hyperboles de réflexion en temps et le long du profil implique de déterminer, pour chaque réflecteur identifié en temps, une vitesse de

correction adaptée au milieu. Ceci implique de déterminer une loi de vitesse variable en temps, et ce en plusieurs endroits du profil.

(2) Macro-CMP(s)

Lors de l'analyse de vitesse qui devra être ainsi opérée, la qualité et la précision du pointé de la loi de vitesse va dépendre de l'ordre de couverture présenté ci-dessus (cf. Acquisition des données). La couverture correspond au nombre de fois qu'un même point de l'interface va être éclairé par un couple source-récepteur différent. Plus la couverture est importante, plus l'espacement entre les traces d'un CMP donné sera petit, plus l'identification des réflexions primaires sera aisée par une meilleure cohérence visuelle, et plus le pointé de ces événements pour définir la loi de vitesse sera facilité.

Dans le cadre de la campagne Ulysse, la couverture est de 10 pour le profil 1 et de 15 pour les autres profils, ce qui veut dire que chaque CMP est imagé par 10 ou 15 couples source-récepteur différents, avec des distances inter-traces dans un CMP donné variant de 300 m (couverture 15) à 450 m (couverture 10).

Cette valeur de couverture est faible pour élaborer une loi de vitesse fiable et précise. Une astuce pour contourner ce problème consiste en la création de Macro-CMP pour pallier ce manque de couverture et réduire artificiellement la distance entre les traces.

Dans le cadre de la campagne Ulysse, la flûte sismique est composée de traces espacées de 12,5 m, ce qui permet l'obtention d'un CMP de 10 ou 15 traces tous les 6,25 m sur le fond de mer. On peut considérer en première approximation que le milieu imagé n'a pas subi de variation significative sur une distance aussi réduite. On va donc rassembler 36 CMP consécutifs pour les profils acquis en couverture 10 afin d'avoir tout les offsets représentés pour chaque CMP, la couverture sera alors de 360 (on rassemblera 24 CMP consécutifs pour les profils en couverture 15).

Cette méthode présente un inconvénient dans le cas d'une variation de la topographie du fond très importante ou de réflecteurs très pentés. En effet, les CMP consécutifs auront une différence de profondeur l'un par rapport à l'autre qui ne sera plus négligeable et l'onde réfléchie correspondante aura une apparence en « marche d'escalier ». La figure suivante, en prenant l'exemple de 2 CMP consécutifs (parmi les 36 CMP qui seront rassemblés pour la formation du Macro-CMP), illustre l'effet d'une variation de la bathymétrie, et son influence sur la représentation de l'onde réfléchie correspondante lors du rassemblement pour la formation d'un Macro-CMP (Figure 50).

La création des Macro-CMP est utilisée uniquement pour effectuer le pointé de vitesse. Le reste du traitement et la visualisation finale des données sont effectués sans regroupement de CMPs.

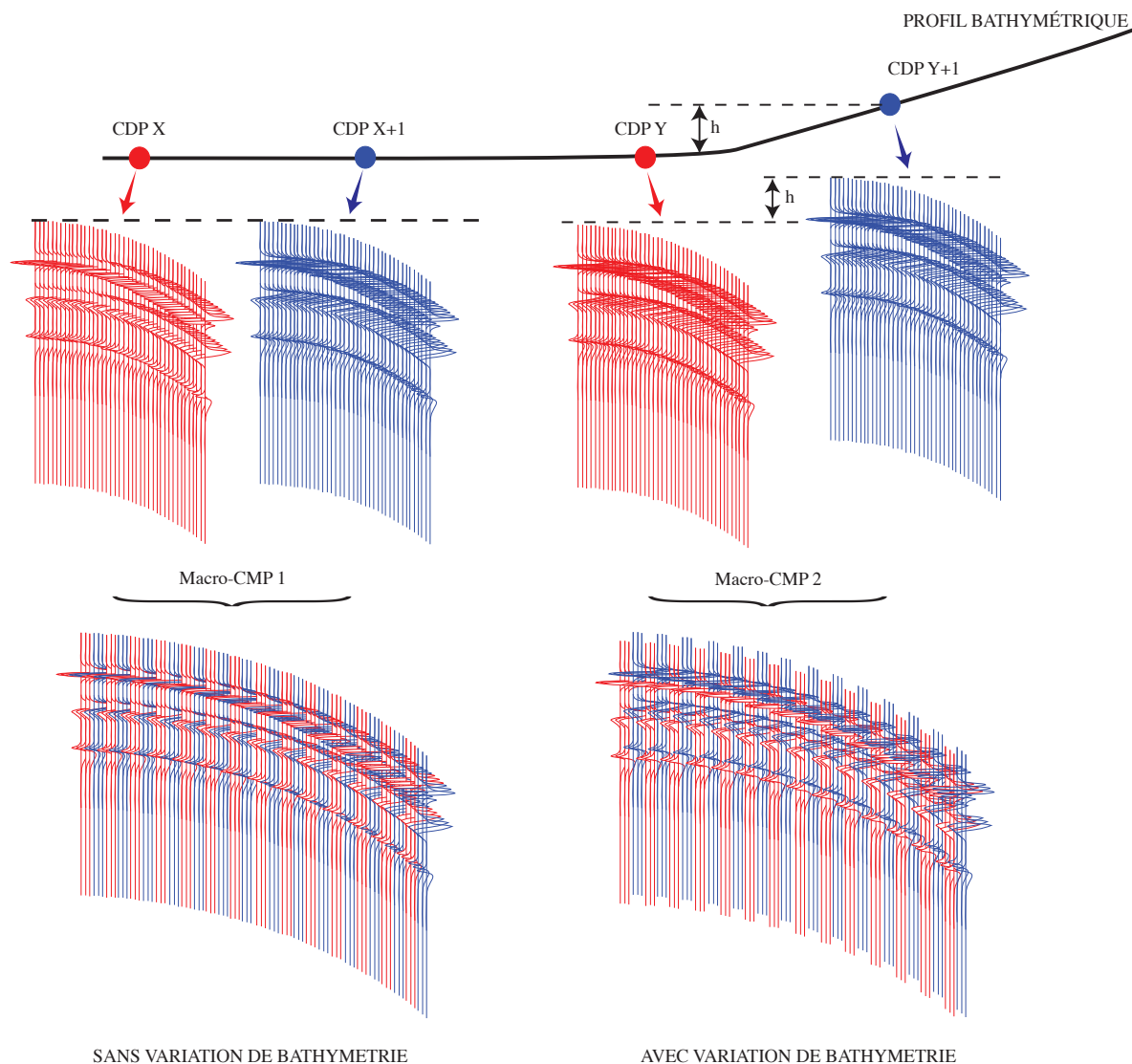


Figure 50 : Illustration de l'effet d'une variation de la bathymétrie sur deux CMP consécutifs et l'impact de cette variation sur l'onde réfléchi correspondante lors du rassemblement des CMP pour la formation des Macro-CMP (exemple de 2 CMP parmi les 36 ou 24 CMP utilisés selon la couverture, pour la formation d'un Macro-CMP).

(3) Analyse de vitesse

L'une des principales étapes dans le traitement des données de sismique marine multi-trace va donc consister à élaborer une loi de vitesse optimale pour effectuer une correction NMO suffisamment fiable et optimale.

Pour effectuer cette analyse de vitesses, on utilise de manière conjointe la représentation en CMP sans correction NMO, avec correction NMO active (appliquée en temps réel en fonction du pointé de vitesse effectué), ainsi que le panneau de semblance des vitesses, ou spectre de vitesses, qui représente la cohérence entre les hyperboles de réflexion observées et les hyperboles calculées à partir d'une loi de vitesse de référence dont on aura perturbé les valeurs. Le maximum de semblance sera alors représenté par de fortes amplitudes

sur le spectre de vitesses, on pointera alors ces valeurs en s'assurant que les hyperboles s'horizontalisent bien après la correction NMO appliquée avec la vitesse choisie. Si celle-ci est trop faible, alors les hyperboles seront redressées après correction NMO et inversement. La figure suivante (Figure 51) présente un exemple d'un CMP et d'un réflecteur (encadré rouge) sans correction NMO (à gauche), avec une correction NMO (centre gauche), avec une correction NMO sous-corrigée (centre droite), et une correction NMO sur-corrigée (à droite).

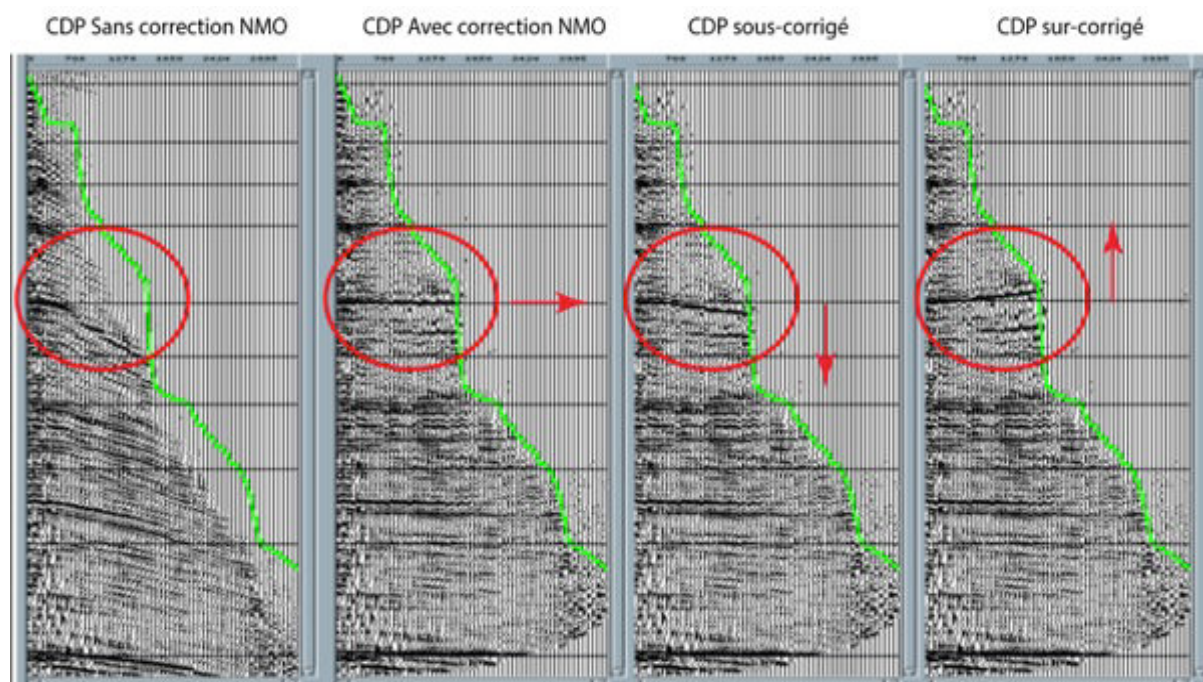


Figure 51 : Exemple d'un CDP sans correction NMO (à gauche), avec correction NMO (centre gauche), sous-corrigé (centre droite) et sur-corrigé (à droite).

Une mauvaise correction en vitesse du réflecteur dégradera la semblance. On pourra ainsi vérifier si la loi de vitesse pointée permet de redresser l'hyperbole correspondant à un même réflecteur. Comme décrit précédemment, dans le cas de notre étude, nous nous servons des Macro-CMP pour établir cette loi de vitesse. La loi de vitesse NMO sera donc constituée de l'ensemble des paires $(t(0), V_{nmo})$ qui auront été pointés sur le panneau de semblance. L'analyse de vitesse est réalisée via l'application ChronoVista du logiciel Geocluster.

Nous avons réalisé plusieurs analyses de vitesses : la première analyse de vitesse tous les 400 Macro-CMP (2500 m), puis la deuxième tous les 200 Macro-CMP (1250 m) et enfin tous les 100 Macro-CMP (625 m). Pour les autres CMP, les lois de vitesses seront interpolées entre les points de mesure. Pour améliorer la qualité du traitement des données de sismique multi-trace, nous avons répétés de manière séquentielle la chaîne de traitement en effectuant des analyses de vitesses successives. Au cours du traitement des données de la campagne Ulysse, c'est ainsi plus de 3000 analyses de vitesses qui ont été réalisés sur les profils de sismique multi-trace. Entre chaque analyse de vitesse, le processus de filtrage et d'anti-multiple est appliqué.

La Figure 52 présente un exemple d'analyse de vitesse sur un CMP d'un des profils de la campagne Ulysse. Il faut noter qu'aux long offsets la correction NMO déforme l'amplitude

et la fréquence des traces sommées (phénomène de stretching). Ce phénomène est d'autant plus marqué que la profondeur d'eau est faible. On corrigera cette distorsion en appliquant un mute externe sur les données (cf. Mute externe).

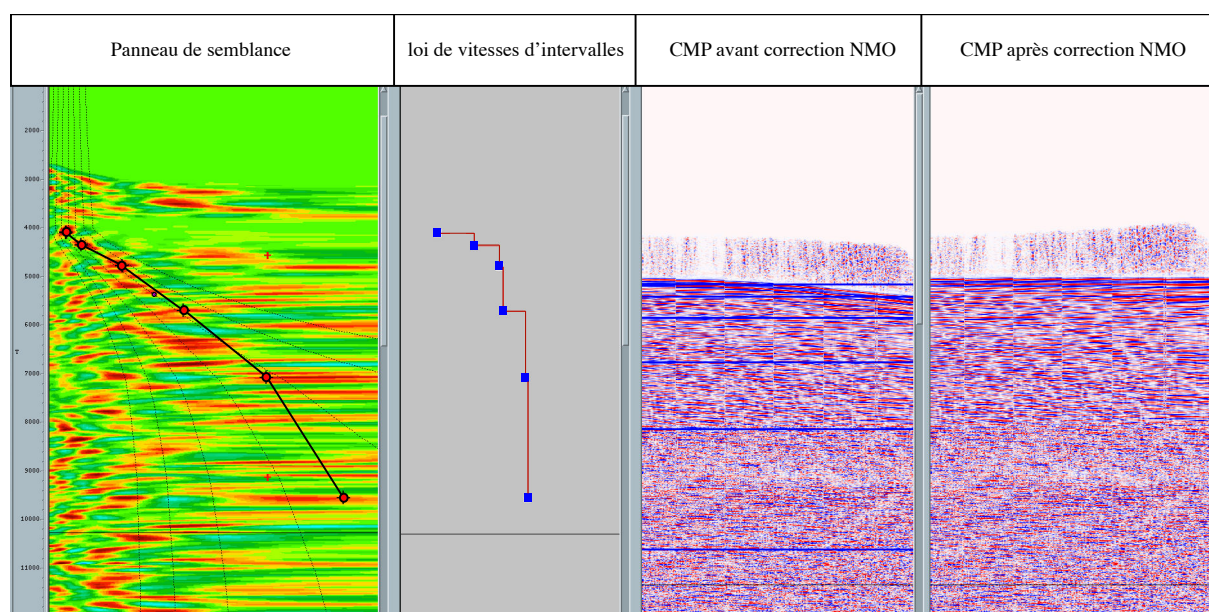


Figure 52 : Exemple d'analyse de vitesse sur un CMP. La première colonne correspond au panneau de semblance, la deuxième colonne à la loi de vitesse RMS, les deux dernières colonnes correspondent au CMP avant correction NMO, et après correction NMO.

1.4.5. Mute externe

A l'issue de l'analyse de vitesse, on dispose d'une série de lois de vitesses tous les 100 CMP pour appliquer la correction dynamique ou correction NMO à l'ensemble de nos données. Cependant, la correction NMO conduit à un étirement du signal. En effet la correction, qui dépend du temps, de la distance (offset) et qui est inversement proportionnelle à la vitesse moyenne, provoque un étirement des signaux d'autant plus important aux grands offsets et pour les réflecteurs peu profonds ayant une faible vitesse. Ceci conduit à une perte de résolution lors du stack où des signaux qui ne sont pas en phase s'additionnent aux signaux corrigés correctement.

Pour éliminer l'effet du stretching, on applique une fonction de mute externe qui met à zéro les amplitudes des échantillons correspondants. On détermine en différents endroits du profil (souvent là où les analyses de vitesse ont été mesurées) les portions de traces du CMP à supprimer en pointant les couples (offset, temps) délimitant le domaine étiré de la partie du CMP que l'on souhaite conserver.

La figure suivante (Figure 53) illustre le phénomène de stretching et le mute que l'on applique à la suite de la correction dynamique appliquée aux CMP. On observe une distorsion, stretching, des dernières traces du CMP, essentiellement au niveau de la partie peu profonde (figure au centre à droite) après correction NMO. La dernière figure correspond à ce même CMP corrigé NMO auquel est appliqué le mute externe qui supprime les parties de traces affectée du stretching. Le signal visible dans cette colonne correspond à celui conservé pour la suite du traitement.

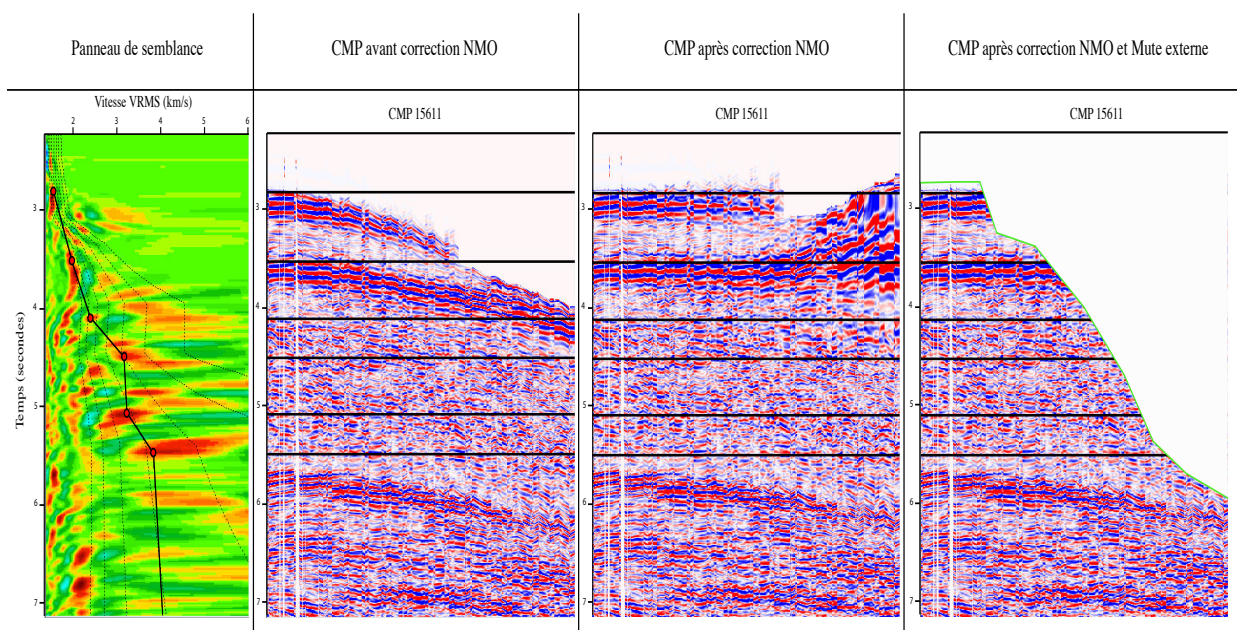


Figure 53 : Illustration du phénomène de stretching sur un même CMP, avant correction NMO, après correction NMO, et après correction NMO et application du Mute externe.

1.4.6. Anti-multiple

A chaque fois qu'un front d'ondes va rencontrer une interface lors de sa propagation dans un milieu, une partie de l'énergie sismique se transformera en une onde réfléchie, et l'autre partie, en une onde transmise dans le milieu suivant. Cette différenciation dépend de la réflectivité de l'interface rencontrée et de la puissance de la source utilisée. Lorsque l'onde incidente se réfléchit pour la première fois une interface, il s'agit d'une réflexion primaire. Cependant, une onde peut se réfléchir plusieurs fois entre deux interfaces avant d'être enregistrée par la flûte sismique, il s'agit alors de réflexions multiples. Ces réflexions multiples, parasitent le signal utile et peuvent, à tort, être interprétées comme des réflecteurs géologiques.

On peut décomposer les multiples en deux grandes catégories (Figure 54). Les multiples internes, qui correspondent à des réflexions multiples au sein des couches internes du sous-sol, sans intervention de la surface. L'inconvénient est qu'ils sont difficiles à identifier, cependant, en général, plus faiblement énergétique que les multiples de surface.

Les multiples de surface correspondent à une réflexion double (ou triple) de l'onde sur l'interface la plus superficielle, dans notre cas le fond de l'eau, la surface de l'eau étant un miroir quasi parfait (avec un coefficient de réflexion dont la valeur absolue est proche 1). Le multiple de fond de l'eau, par exemple, correspond au temps que l'onde a mis pour effectuer un aller-retour supplémentaire dans la couche d'eau (réflexion double). Ce multiple du fond de l'eau est en général le plus énergétique car il s'agit de la première interface rencontrée par l'onde se propageant depuis la source dans l'eau. Celui-ci perturbe fortement le signal et l'interprétation sismique.

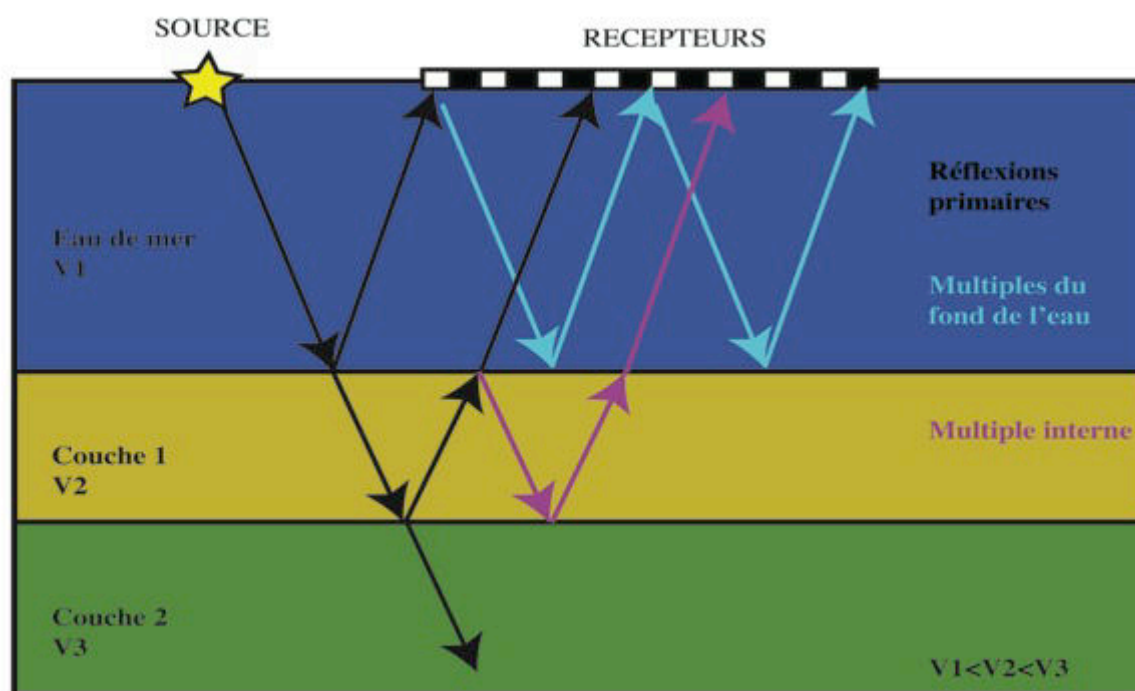


Figure 54 : Illustration schématique du trajet d'un front d'ondes, sa propagation dans le milieu, et la formation de multiples lors de réflexions sur les interfaces.

Dans le cadre de l'atténuation des multiples des données de la campagne Ulysse, nous avons utilisé une méthode qui modélise le multiple du fond pour ensuite le soustraire aux données ; en utilisant les modules SMMOD, ADAPT et SOMUL de GeoCluster.

Le module SMMOD de GeoCluster permet la création d'un modèle de multiple à partir des données, sans à priori sur la position des interfaces ou sur la répartition des vitesses de propagation dans les différentes couches. Cette méthode de modélisation des multiples avant sommation (stack) est basée sur la technique SRME (Surface Related Multiple Elimination) développée par (Berkhout and Verschuur, 1995). Dans cette méthode, on considère le multiple (le multiple du fond de l'eau dans le cas présent) comme un événement répétitif, contrairement aux réflexions primaires.

Si nous considérons un trajet multiple sur une trace avec la source en S et le récepteur en r (Figure 55), le multiple peut être décomposé en deux réflexions primaires avec une trace enregistrant l'onde réfléchie issue du couple « source S – récepteur k » ainsi qu'une deuxième trace issue du couple « source k – récepteur r ».

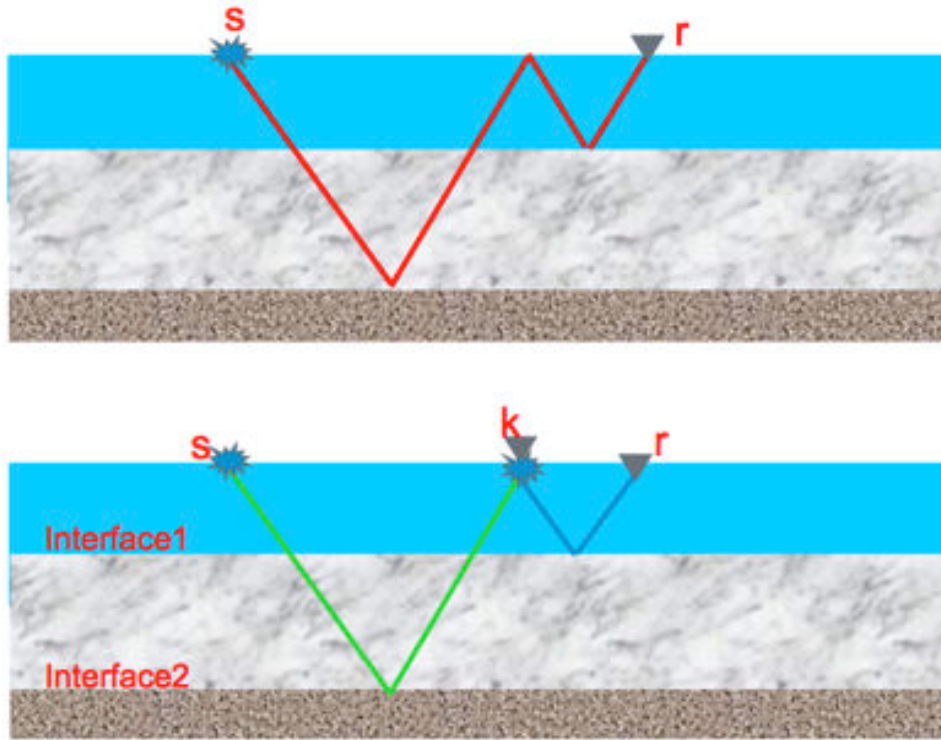


Figure 55 : Décomposition du multiple en deux réflexions primaires. (CGG University).

Un trajet multiple est donc modélisé par la convolution de deux trajets primaires (Figure 56).

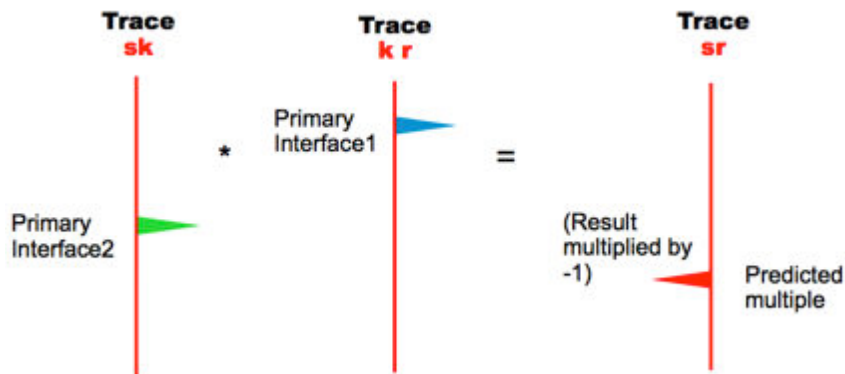


Figure 56 : Illustration de la modélisation d'un trajet multiple sous la forme d'une convolution de deux trajets primaires. (CGG University).

Une fois le modèle du multiple calculé par le module SMMOD, on va soustraire de manière adaptative ce modèle aux données grâce au module ADAPT. Cette soustraction s'effectue en deux étapes. La première étape adapte le modèle de manière globale aux données, puis plus finement aux données, par l'utilisation d'une fenêtre spatio-temporelle plus réduite. Cette soustraction est appliquée à partir de la profondeur d'observation des multiples, afin de ne pas détériorer le signal entre le fond et le multiple.

Nous avons également utilisé un deuxième anti-multiple en appliquant le module SOMUL de GeoCluster afin d'atténuer les résidus de multiples encore présents après SMMOD/ADAPT. En renseignant le temps d'arrivée du fond de l'eau et les paramètres d'analyse (longueur de l'opérateur et fenêtre de calcul), SOMUL s'appuie sur la périodicité du multiple du fond de l'eau pour créer un modèle de multiples, l'adapte aux données et ensuite le soustrait.

La Figure 57 illustre l'atténuation du multiple du fond de l'eau sur un point de tir, permettant l'observation d'un réflecteur primaire peu visible avant application des anti-multiples.

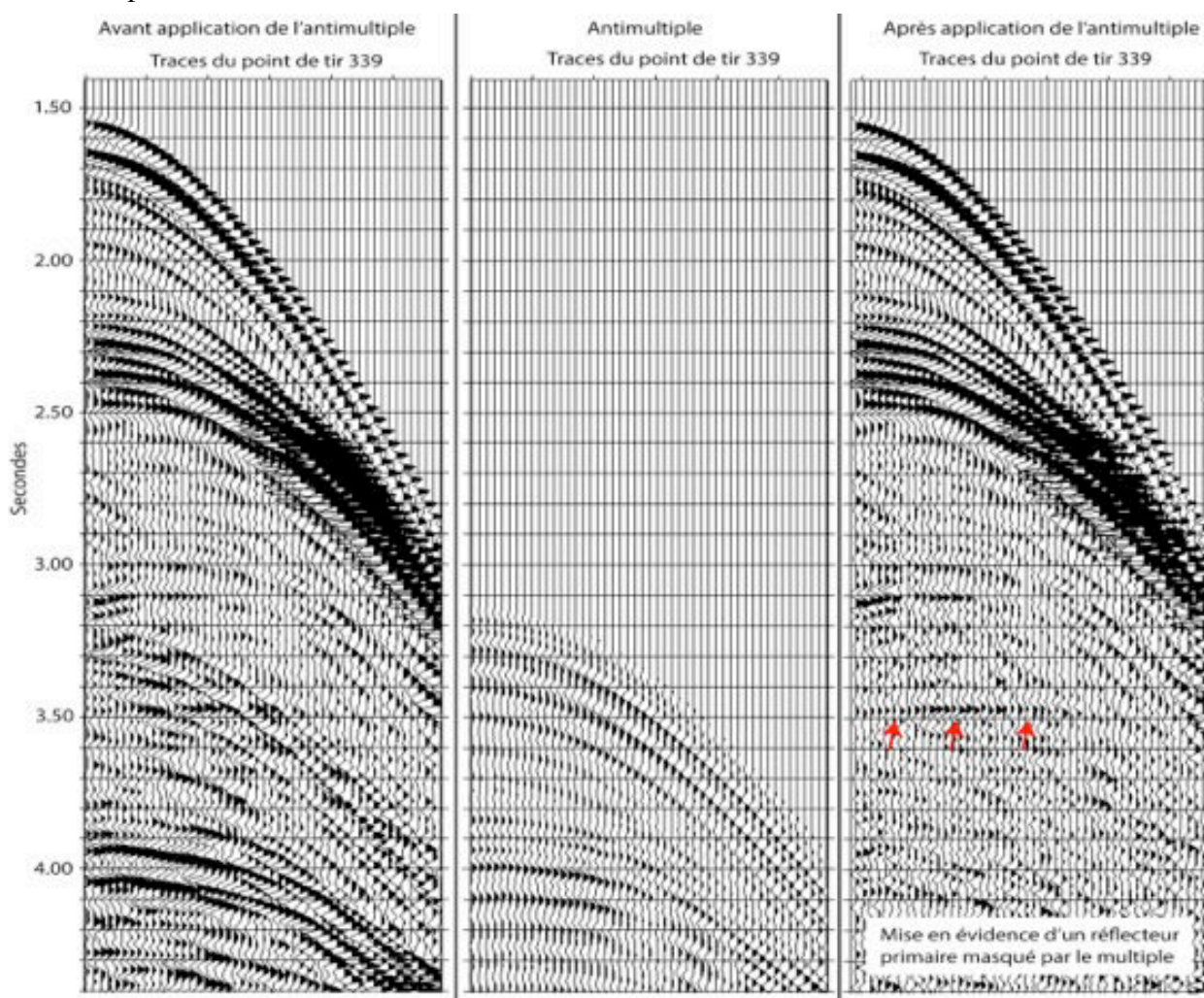


Figure 57 : Illustration de l'effet de l'antimultiple sur un point de tir. À gauche le point de tir avant application de l'antimultiple, au centre l'antimultiple modélisé, à droite le point de tir après soustraction du multiple (SMMOD+ADAPT+SOMUL).

1.4.7. Déconvolution prédictive

Le traitement présenté précédemment permet d'atténuer fortement le multiple du fond de l'eau. En complément de cette méthode, j'ai appliqué une déconvolution prédictive « surface-consistante » avec le module DECSC de Geocluster. Le principe de la déconvolution se base sur le modèle convolutionnel de la trace sismique dans le domaine temporel.

$S_t = R_t * W_t + \text{bruit}$ où S_t représente la trace sismique enregistrée, R_t la réflectivité de la terre et W_t l'ondelette source.

Le but de la déconvolution est de retrouver R_t en ramenant W_t en un signal aussi court que possible (proche du Dirac). Ainsi, la trace sismique enregistrée ne contiendra plus que la réponse impulsionnelle de la terre, ce qui améliorera la résolution verticale des traces sismiques, améliorera la visibilité des réflexions afin de simplifier leur interprétation et restaurera les hautes fréquences filtrées naturellement par la terre lors de la propagation de l'énergie sismique à travers le sous-sol.

Il est important de connaître le signal source pour effectuer la déconvolution, celui-ci peut être enregistré par un hydrophone en champ proche ou modélisé lors de l'acquisition.

Pour la campagne Ulysse, le signal source n'était pas disponible, nous avons donc utilisé une déconvolution statistique pour laquelle l'opérateur de déconvolution, ou filtre inverse, est estimé à partir des traces sismiques. Les paramètres qui contrôlent le calcul de l'opérateur de déconvolution dans le module DECSC de Geocluster sont la longueur de l'opérateur (paramètre LAR), la position de l'opérateur (paramètre IQ) et la fenêtre de calcul de l'opérateur. La détermination de ces valeurs se fait à partir de l'analyse des autocorrélogrammes des traces sismiques. Nous avons choisi LAR=292ms, IQ=194 ms avec une fenêtre de calcul de 2s positionnée par rapport à une loi de mute pointée sur les temps d'arrivée des premières réflexions. Le gap, qui correspond au temps mesuré de l'un des premiers passages à zéro du signal autocorrélé, indique le degré de contraction du signal. Dans Geocluster, GAP=IQ – LAR/2, avec nos valeurs nous obtenons un gap de 48 ms.

La Figure 58 illustre l'effet de la déconvolution sur un point de tir (ici le point de tir 395 du profil 3). Après déconvolution, le signal est plus impulsionnel et contracté ce qui permet une meilleure lecture des réflecteurs. Cependant, la Figure 59, qui compare les spectres de Fourier avant et après déconvolution (en rouge avant déconvolution, et en bleu après déconvolution), nous permet de constater un phénomène d'absorption des amplitudes après déconvolution.

Lors du traitement de la sismique multi-trace, nous avons tenté d'appliquer un filtre qui permet de rendre à l'ondelette son état stationnaire qui a été perturbé par la dispersion d'énergie lors de sa propagation dans les milieux traversés, cependant ce filtre appliqué par le module DEABS de GéoCluster s'est révélé inefficace dans notre cas. Nous n'avons donc pas pu corriger cette perte d'amplitude lors du traitement des données de la campagne.

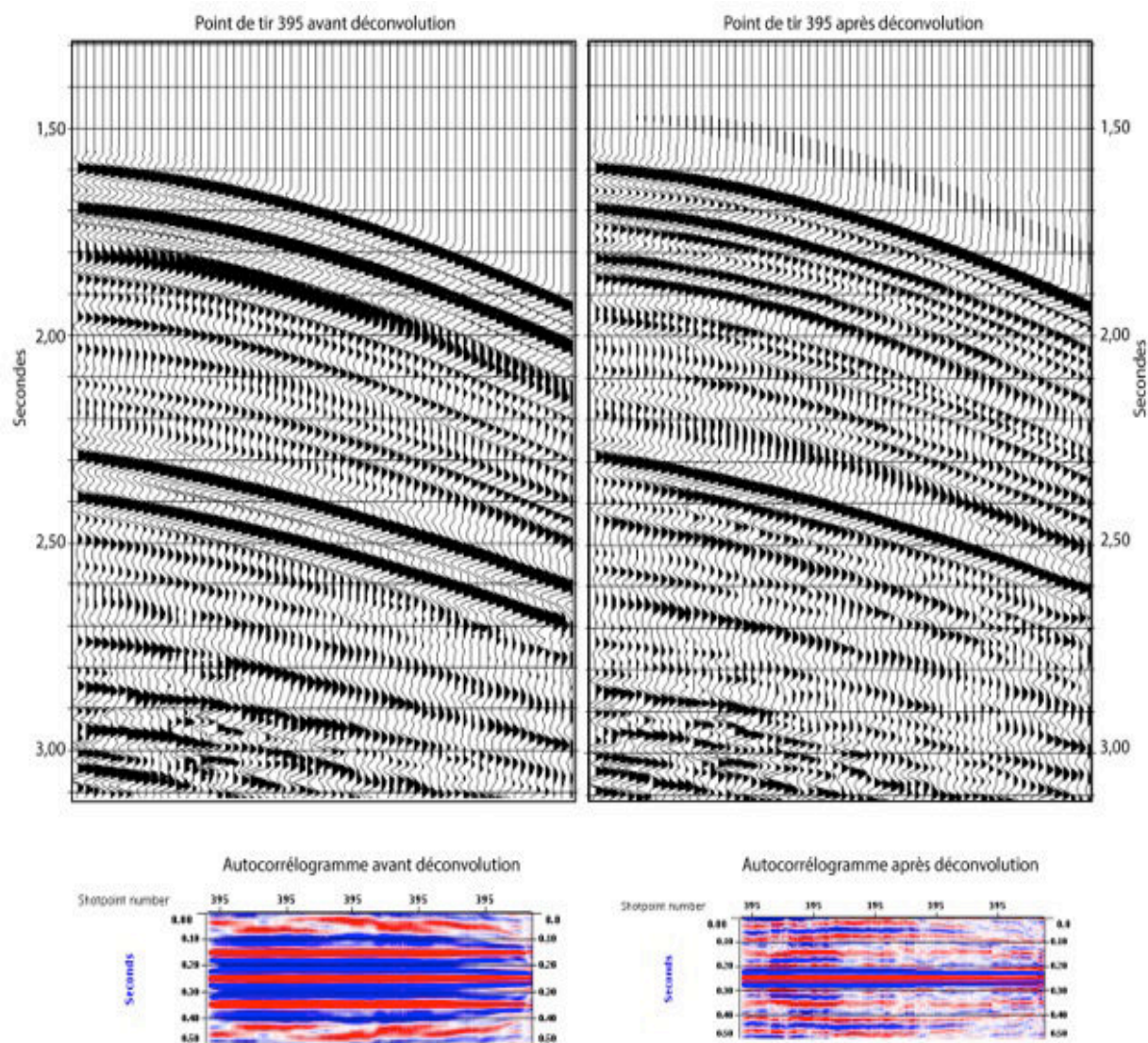


Figure 58 : Point de tir 395 du profil Ulysse 3 avant (à gauche) et après (à droite) déconvolution. Le signal est contracté et permet une meilleure lecture des réflecteurs. En bas de la figure, les autocorrélogrammes correspondant, avant déconvolution, et après déconvolution.

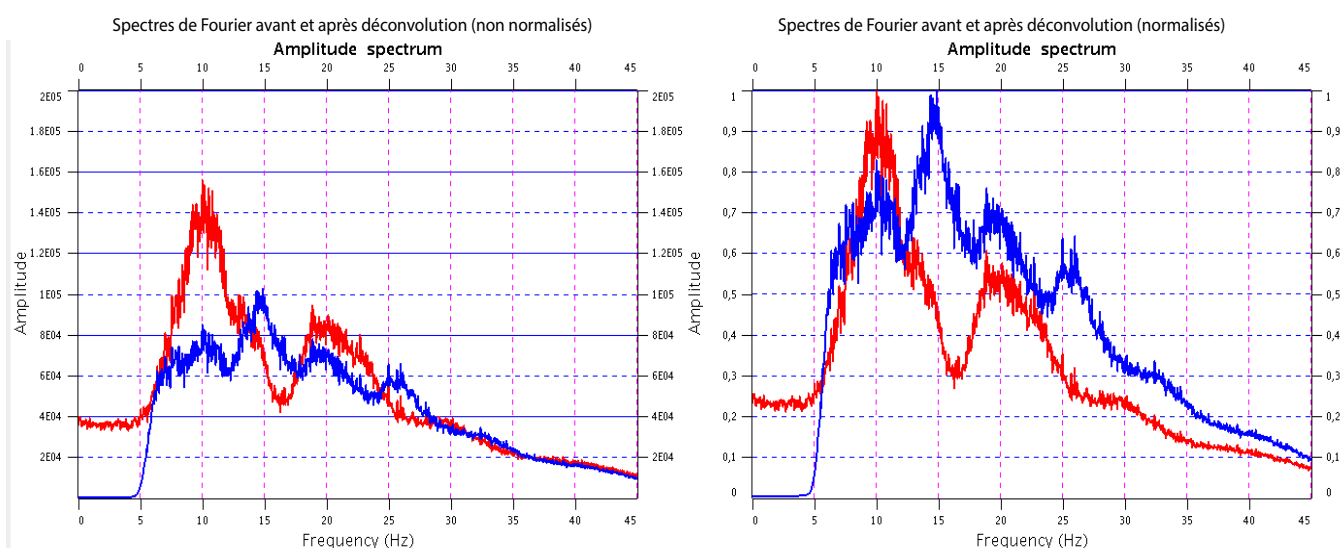


Figure 59 : Spectres d'amplitude du point de tir 395 avant déconvolution (en rouge) et après déconvolution (en bleu). La figure de gauche représente les spectres non-normalisés. La figure de droite présente les spectres normalisés.

1.4.8. Correction DMO (Dip Move Out) – Migration après sommation

Après correction dynamique, les temps d'arrivées sont ceux que l'on aurait observés avec un capteur à déport nul, c'est-à-dire confondu avec la source sismique. Cela est vrai dans le cas de réflecteurs horizontaux, mais cela n'est plus valable dans le cas de réflecteurs pentés. Jusqu'à présent, nous avons supposé que la discontinuité miroir était horizontale, le CDP (Common Depth Point) se trouvant à la verticale du CMP (Common Mid Point). Lorsque cette discontinuité présente un pendage, cette propriété devient fausse (Figure 60).

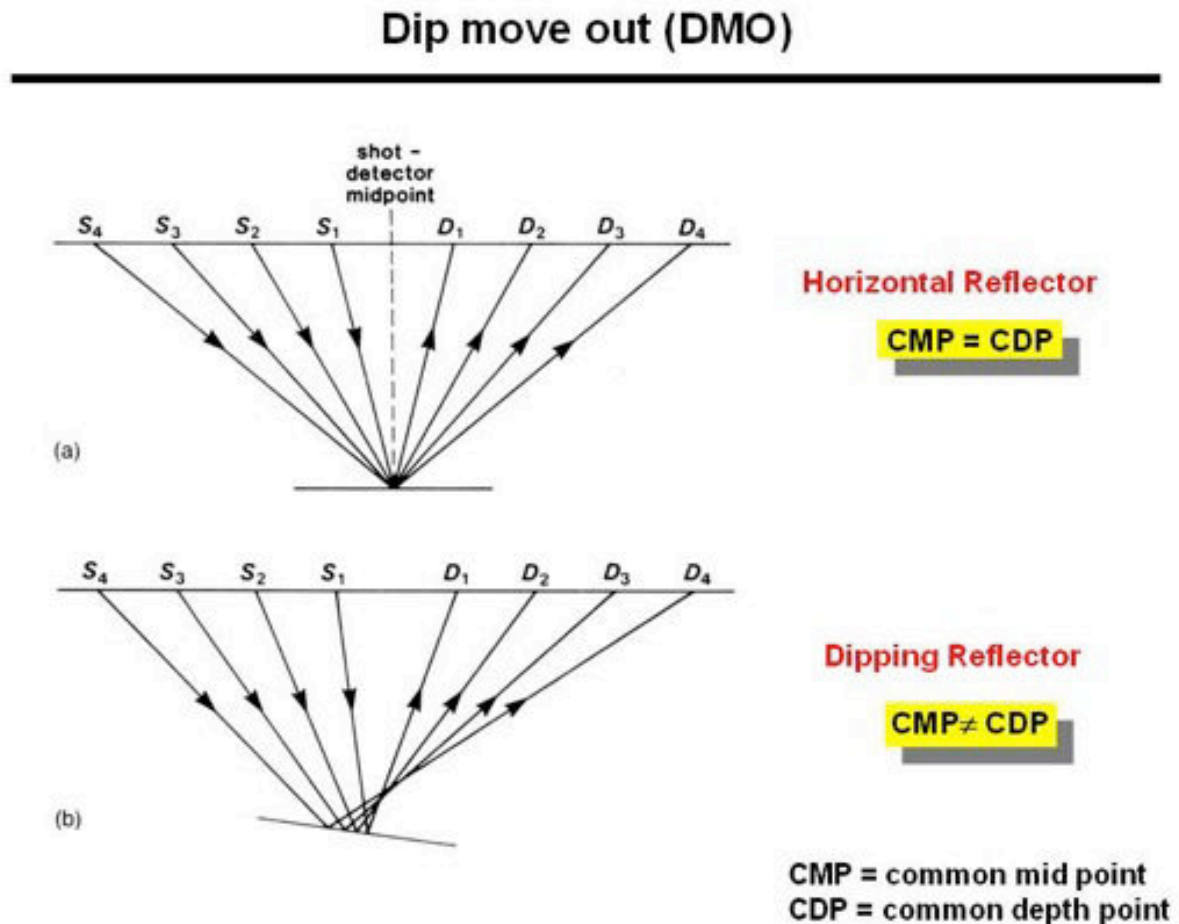
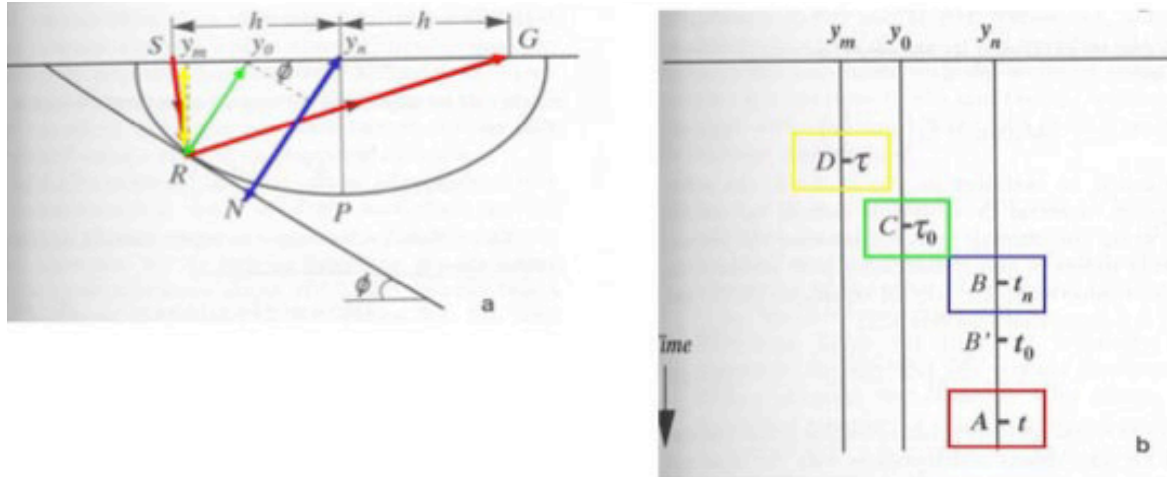


Figure 60 : Dans le cas d'un réflecteur horizontal (en haut sur la figure), le CDP est situé à la verticale du CMP. Dans le cas d'un réflecteur penté (en bas sur la figure), le CDP n'est plus à la verticale du CMP. (Yilmaz., 2001)

Les vitesses de sommation (stack) sont fonction du pendage. L'analyse de vitesse que j'ai réalisée est effectuée sur des traces correspondant à des points miroir distincts sur le réflecteur. Lorsqu'il y a intersection entre un événement horizontal et un événement penté, on doit favoriser la vitesse de l'un par rapport à l'autre. Le stack ne préserve pas les événements indépendamment de leur pendage. Dans le cas de pendages conflictuels, la section stackée ne sera donc pas identique qu'une section à déport nul. Pour contourner ce problème, on applique une correction de pendage aux données (Dip Move Out). Comme nous pouvons le voir sur la Figure 61, qui illustre l'application de la correction de pendage, le temps de trajet SRG (non-zero offset) est décrit sur la section temps par le point A sur la trace qui correspond au point milieu y_n (section à déport commun). La correction de pendage (DMO) permet de

passer du point A au point C sur la trace du point milieu y_0 de la section zero-offset associé au point de réflexion du rayon parvenant à incidence normale sur R. Le stack des données corrigées NMO puis DMO nous permettent d'obtenir une section qui est proche d'une section à déport nul, les données peuvent être ensuite migrées selon la théorie zéro-offset de la migration. Dans le cadre du traitement des données de la campagne Ulysse, nous avons appliqué une migration post-stack dans le domaine (f,k) à vitesse constante (1525 m/s^{-1}).



NMO:

coordinate transformation from **A** (y_n, t) to **B** (y_n, t_n)

DMO:

coordinate transformation from **B** (y_n, t_n) to **C** (y_0, τ_0)

Zero-offset migration:

coordinate transformation from **C** (y_0, τ_0) to **D** (y_m, τ)

Figure 61 : Illustration de la correction de pendage appliquée aux données pour corriger de l'effet du pendage sur la section stackée (Yilmaz., 2001).

En complément de la migration post-stack décrite précédemment, j'ai également effectué une migration en temps avant sommation de Kirchhoff, via le module TIKIM du logiciel GeoCluster. Les CDP sont migrés individuellement puis stackés directement à leur position migrée (passage du point A au point D sur la Figure 61).

1.4.9. Correction DMO (Dip Move Out) – Migration avant sommation

La migration de Kirchhoff considère que chaque point du milieu est une source secondaire pouvant elle-même générer un champ d'onde circulaire. Chaque point du milieu donne naissance à une hyperbole de diffraction calculée à partir des vitesses RMS. Les échantillons sont ensuite sommés à l'apex de l'hyperbole, et permettent ainsi de refocaliser l'énergie sismique localement au niveau des réflecteurs (Yilmaz, 1987).

La migration avant sommation requiert une distribution uniforme des offsets pour être efficace. Chaque CDP et les traces qu'il contient sont migrées séparément. En revanche, la présence de résidus de multiples perturbe la qualité de la section migrée en temps avant

sommation car ces signaux se retrouvent sur-migrés et viennent masquer les réflecteurs primaires. C'est pourquoi, j'ai systématiquement effectué une migration avant sommation et après sommation pour l'ensemble des profils de la campagne pour visualiser quels étaient les meilleurs résultats pour chaque profil.

La Figure 62 représente les différences observables entre une migration avant stack (TIKIM) et une migration après stack (FKMIG). La migration avant stack permet une meilleure focalisation de l'énergie sismique de la partie superficielle de la section et limite ainsi des phénomènes de diffraction.

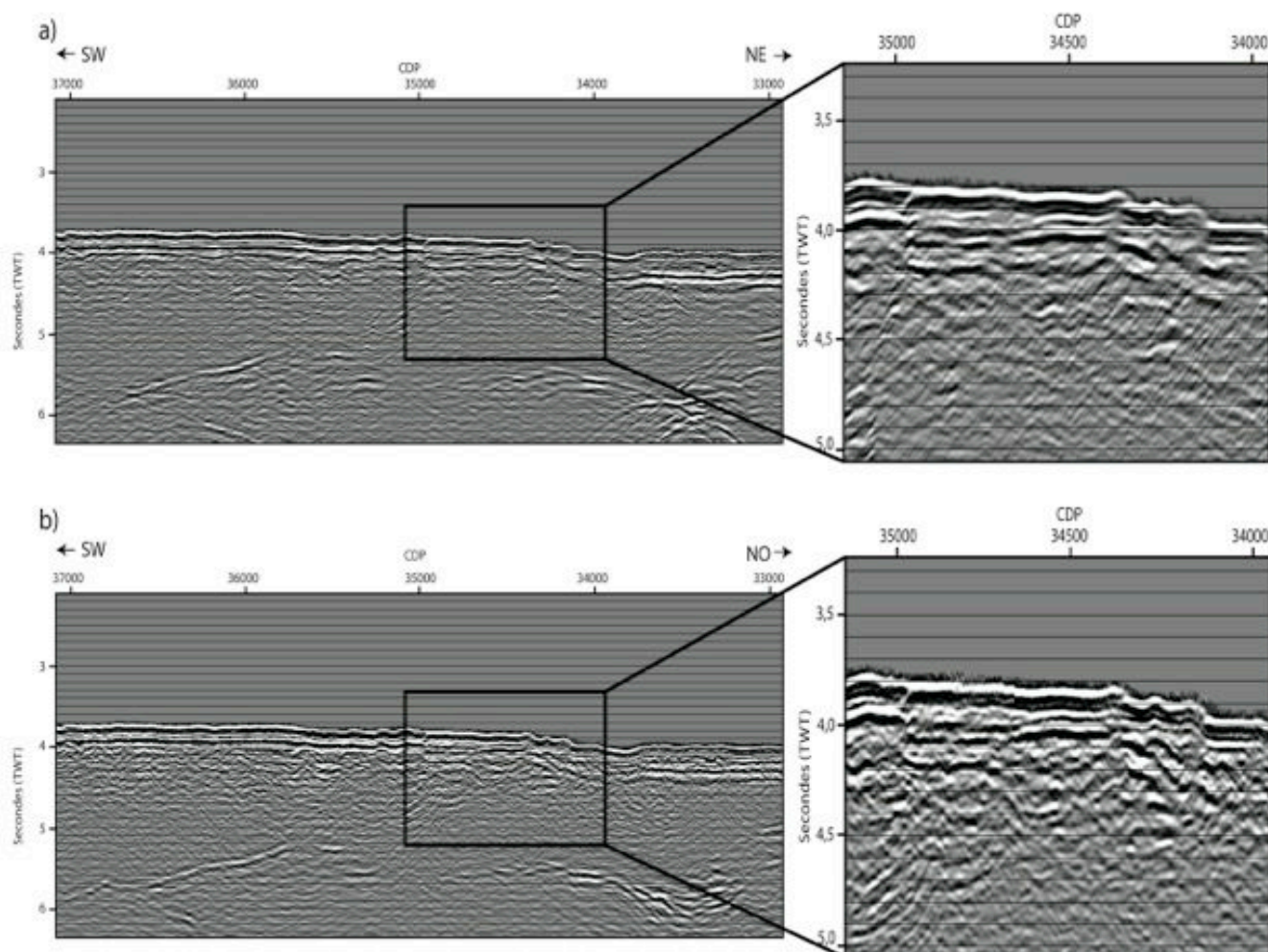


Figure 62 : Comparaison d'une partie du profil Ulysse 3 : (a) avec migration avant sommation (TIKIM) (b) Migration après sommation (FKMIG).

La Figure 63 compare une section du profil Ulysse 3 stackée et migrée sans traitement, effectué à bord du navire d'acquisition lors de la campagne Ulysse ((a) sur la figure), et cette même zone après application des traitements présentés précédemment ((b) sur la figure). On remarque une très nette amélioration de la qualité des réflecteurs et une visualisation de réflecteur profond qui n'était pas possible avant traitement approfondi des données de la sismique réflexion multi-trace.

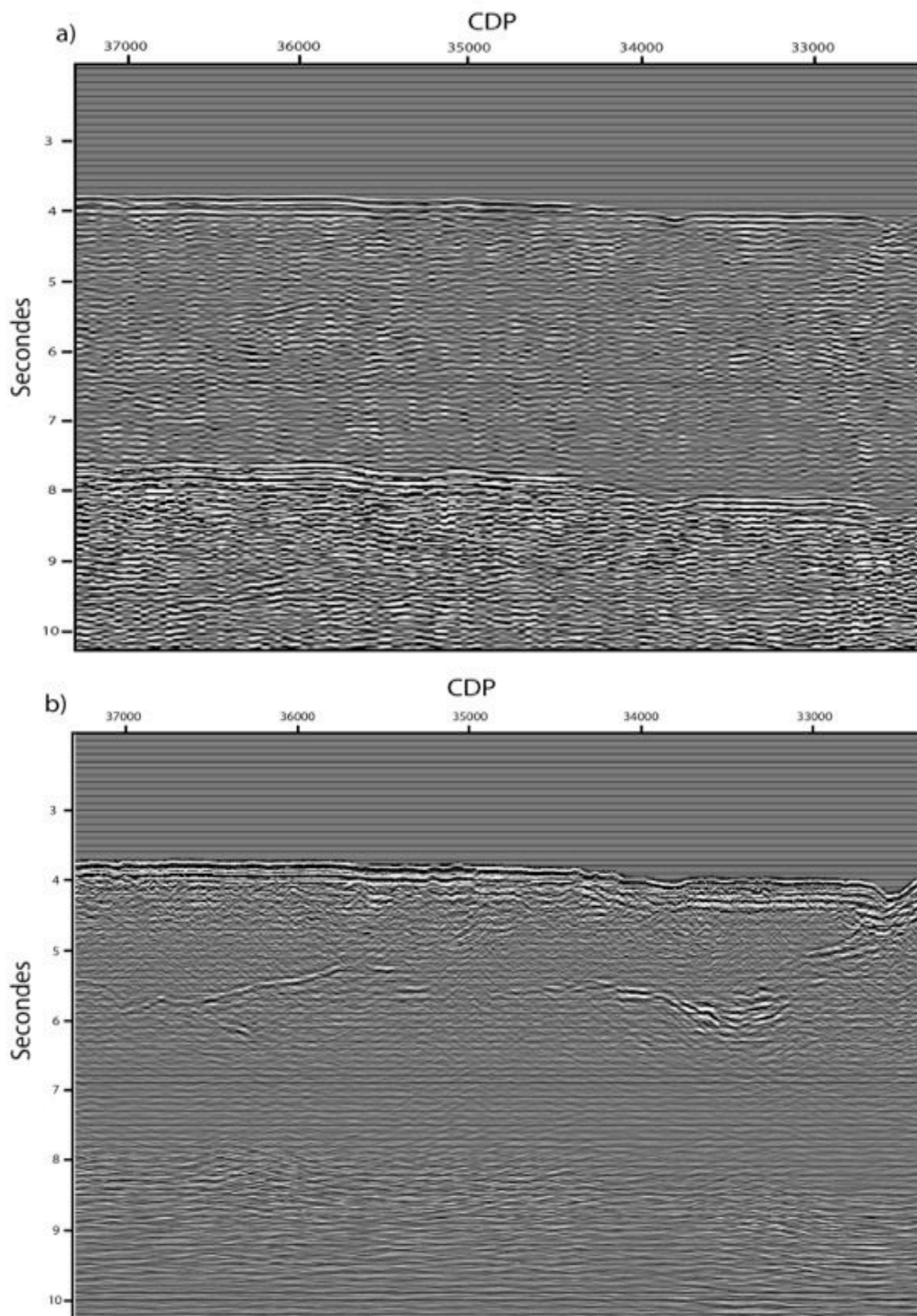


Figure 63 : Comparaison d'une partie du profil Ulysse3 avant traitement (a) et après traitement (b). Nette amélioration de la visualisation des réflecteurs et forte atténuation de l'effet du multiple du fond de l'eau sur la section traitée.

2. La sismique grand-angle

Dans cette partie je présente la structure profonde du segment Sud-Ouest de la subduction Hellénique basée sur l'analyse conjointe des données issues de sismique réfraction grand-angle et de sismique réflexion multi-trace. Je commencerai par quelques généralités sur le principe de la sismique réfraction. Je présenterai ensuite les données de sismique réfraction ainsi que le traitement préalable effectué sur les données. J'introduirai ensuite le principe de la tomographie des temps de trajet, le code d'inversion que nous avons choisi d'utiliser dans cette étude et la méthodologie que nous avons choisi d'adopter pour proposer *in fine* un modèle de vitesse de la structure profonde du domaine avant-arc de ce segment SW de la zone de subduction hellénique.

2.1. Principe de la sismique réfraction

En géophysique, la sismique réfraction permet l'étude du sous-sol par l'analyse des vitesses de propagation des ondes dans le substratum. Cette méthode permet de mettre en évidence des discontinuités physiques séparant des milieux dans lesquels la célérité des ondes est variable. De manière générale, pour un angle d'incidence donné, une onde pourra se réfléchir sur une discontinuité (une interface), se réfracter dans la couche sous-jacente, ou encore se propager dans le milieu suivant par transmission.

L'analyse des ondes réfractées nous informe sur les vitesses de propagation dans les couches alors que l'étude des ondes réfléchies grand-angle en sismique réfraction nous informe aussi sur la profondeur de l'interface, discontinuité sur laquelle l'onde s'est réfléchi. En procédant à une analyse conjointe des ondes réfléchies et réfractées, il est alors possible d'obtenir à terme un modèle de vitesse du sous-sol parmi une gamme de modèles possibles qui localise les différentes interfaces et la vitesse de propagation des ondes dans les différentes couches. Les propriétés physiques et hétérogénéités d'une couche dans le sous-sol ainsi que les propriétés intrinsèques des roches traversées affectent la vitesse de propagation des ondes. On pourra donc interpréter la variation de vitesse en profondeur en termes de nature et organisation de couches géologiques.

2.2. Les données en sismique réfraction

2.2.1. Acquisition

En géophysique marine, l'acquisition des données de sismique réfraction s'effectue grâce à des OBS (Ocean Bottom Seismometer) ou bien à des OBH (Ocean Bottom Hydrophone) disposés sur le fond, et elle est parfois prolongée sur le continent par des sismomètres à terre. Les OBS comportent trois géophones (ou un sismomètre à 3 composantes), qui vont enregistrer dans les trois directions de l'espace (x, y et z) le retour des ondes sismiques émises par la source tractée par un navire et qui se sont propagées dans le sous-sol. Les OBS sont également équipés d'un hydrophone, un capteur de pression qui enregistre les variations de pressions induites dans la couche d'eau par le passage des ondes

sismiques qui se sont propagées. Les OBH quant à eux, sont uniquement équipés d'un hydrophone. En sismique réfraction, les ondes étudiées sont essentiellement des ondes P (ondes de compression). Le capteur hydrophone étant dans l'eau et les ondes S de cisaillement ne pouvant pas se propager dans l'eau, l'hydrophone ne peut enregistrer que les ondes de compression P. L'utilisation des OBS présente le grand avantage de pouvoir enregistrer les ondes S en vue de les utiliser pour affiner la caractérisation des paramètres physiques du milieu. Les ondes S enregistrées grâce aux composantes horizontales des sismomètres résultent de la conversion du train d'onde initial (ondes P) lors de la propagation de celui-ci dans le milieu et apportent un éclairage complémentaire sur le milieu traversé.

Dans le cadre de la campagne Ulysse qui a eu lieu en Novembre 2012, les données de sismique réfraction ont été acquises le long de deux grands profils de 250 km de long et qui coïncident avec l'acquisition simultanée de sismique multi-trace (Figure 64). Ces profils se situent sur le domaine avant-arc et sont perpendiculaires aux structures (orientation SO- NE). Le premier profil est composé d'une alternance de 25 OBS et OBH dont les données sont toutes exploitables. Le deuxième profil est également composé d'une alternance de 25 OBS et OBH, où seuls 17 sont exploitables. Enfin, 3 OBS ont été déposés lors de la campagne, à l'Ouest de la zone, pour enregistrer les tirs lors de l'acquisition des profils sismique multi-trace dans cette région, mais deux d'entre eux n'ont pas correctement fonctionné. Dans la suite de cette étude, je présenterai uniquement les données du grand profil Est.

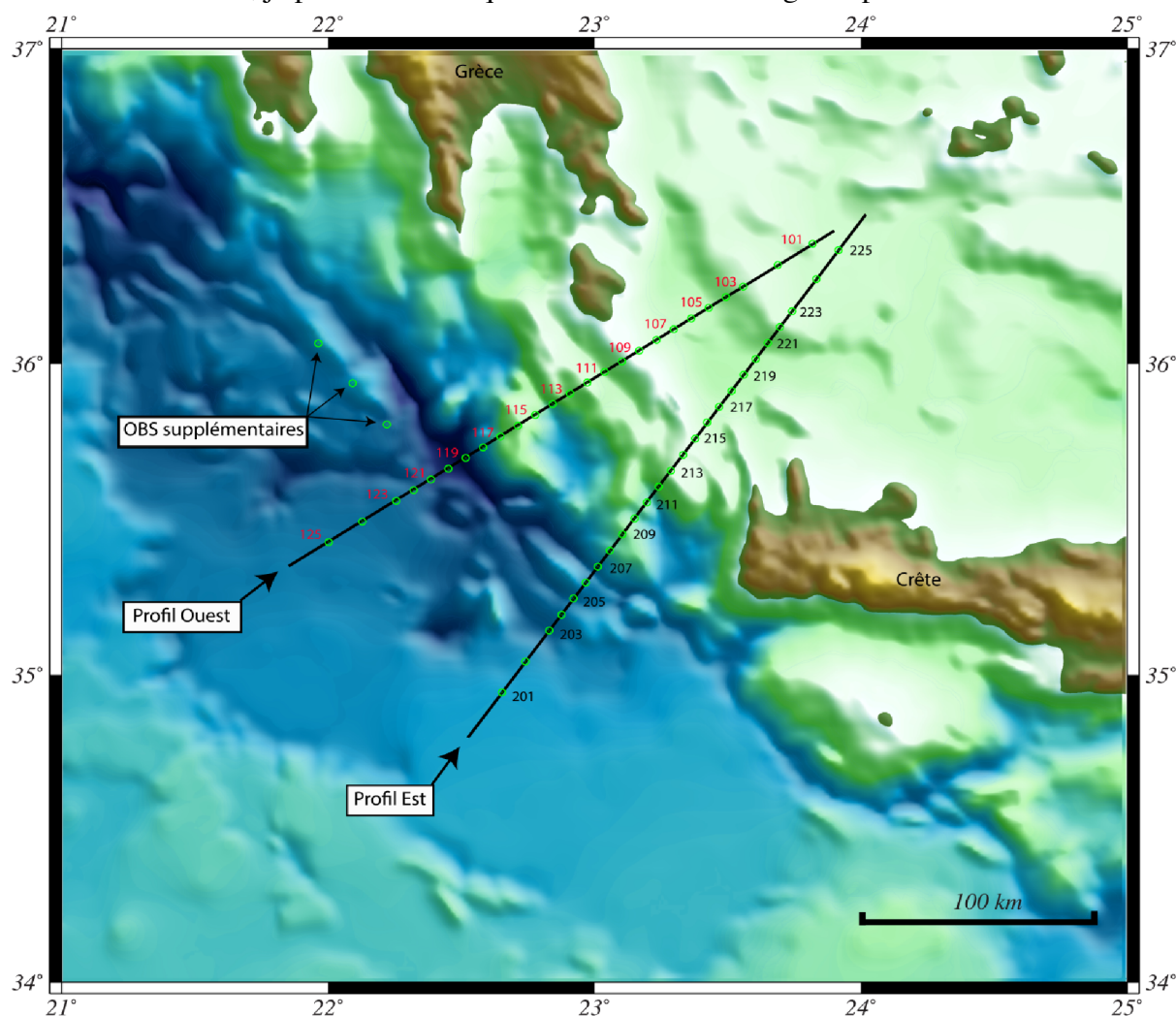


Figure 64 : Carte de localisation des OBS et OBH déposés lors de la campagne Ulysse.

2.2.2. Conditionnement des données

Les OBS/OBH enregistrent en continu pendant la période de tirs. Les données brutes sont stockées dans la mémoire d'un OBS/OBH, puis elles sont converties au format SEG-Y (format standard de stockage des données géophysiques) après un pré-traitement de ces données réalisées ici par Anke Dannowski de GEOMAR (Kiel) qui avait la responsabilité de la mise à l'eau des OBS et OBH du parc GEOMAR pendant la campagne. Voici les principales étapes (Evain., 2011) :

- (1) Correction de la dérive de l'horloge interne par rapport à l'heure GPS de référence (permet également l'enregistrement des instants de tirs).
- (2) Calcul des instants de tir à partir des enregistrements des temps de déclenchement des tirs. Il tient compte du délai entre le déclenchement du tir et la formation de la bulle qui était de 157ms (valeur également intégré lors du traitement des données de sismique multi-trace).
- (3) Relocalisation des instruments par rapport à la ligne de tirs. Calcul de la dérive de l'appareil lors de son immersion et sa localisation sur le fond en fonction des coordonnées lors de la mise à l'eau et ses coordonnées lors de sa récupération.
- (4) Extraction pour chaque tir de la trace sismique correspondante. Chaque trace sismique d'une durée de plusieurs dizaines de secondes (ici de 40 secondes) est stockée dans le fichier SEG-Y avec en entête, les renseignements sur les paramètres d'acquisition et d'enregistrement (pas d'échantillonnage, nombres d'échantillons, profondeur de la source, etc.).

Au terme de ces corrections, nous aurons autant de fichier SEG-Y que de composantes sur chaque OBS/OBH (4 fichiers pour les OBS (x, y, z et hydrophones) et un fichier pour les OBH (hydrophone)). Lorsque ces différentes étapes de traitement sont effectuées, nous avons choisi de les convertir au format Seismic Unix (.su), pour effectuer les traitements préalables à l'exploitation des données (parties suivantes).

Pour les données OBS, nous utiliserons la composante verticale (suivant l'axe z) du sismomètre et l'hydrophone car ce sont elles qui enregistrent les ondes P émises par la source et propagées dans le sous-sol.

Une section sismique est représentée dans le domaine (x, t). En abscisse, les traces sont représentées selon leur numéro de tirs ou selon la distance séparant la source du récepteur (offset en anglais) (Figure 65), en ordonnée, le temps de propagation de l'onde qui est reporté par rapport au temps origine (t_0) des tirs. Ce temps peut être corrigé de l'effet de la distance parcourue à une vitesse donnée, en appliquant sur chaque trace une correction de temps correspondant à l'offset divisé par la vitesse dite de réduction V_r . Ceci permet une représentation en temps réduit (T_r) dans lequel l'axe des ordonnées correspond maintenant à :

$$T_r = T - X/V_r$$

(T_r =Temps réduit, X =Distance entre le point de tir et l'instrument en kilomètres, V_r =Vitesse de réduction).

Une onde réfractée se propageant dans un milieu homogène à une vitesse quasi-égale à la vitesse de réduction choisie, est représentée sous la forme d'une hodochrone horizontale.

Une onde se propageant avec une vitesse supérieure à la vitesse de réduction, sera représentée sur la section sismique dans le quadrant supérieur (quadrant rouge de la Figure 65b)), et inversement dans le cas d'une onde sismique dont la vitesse de propagation serait inférieure à la vitesse de réduction (Figure 65). Cette représentation ne permet toutefois qu'une visualisation au premier ordre de la vitesse de propagation des ondes. En effet, elle ne prend pas en compte les effets liés aux variations bathymétriques, ou encore les variations topographiques des interfaces, comme dans l'exemple de la Figure 65, où l'hodochrone rouge qui correspond à l'onde réfractée au toit de la croûte a une vitesse apparente d'environ 7km/s. Cette vitesse est forte en raison du pendage significatif du toit de la croûte vers le Nord (diminution de la profondeur dans le sens des offsets croissants).

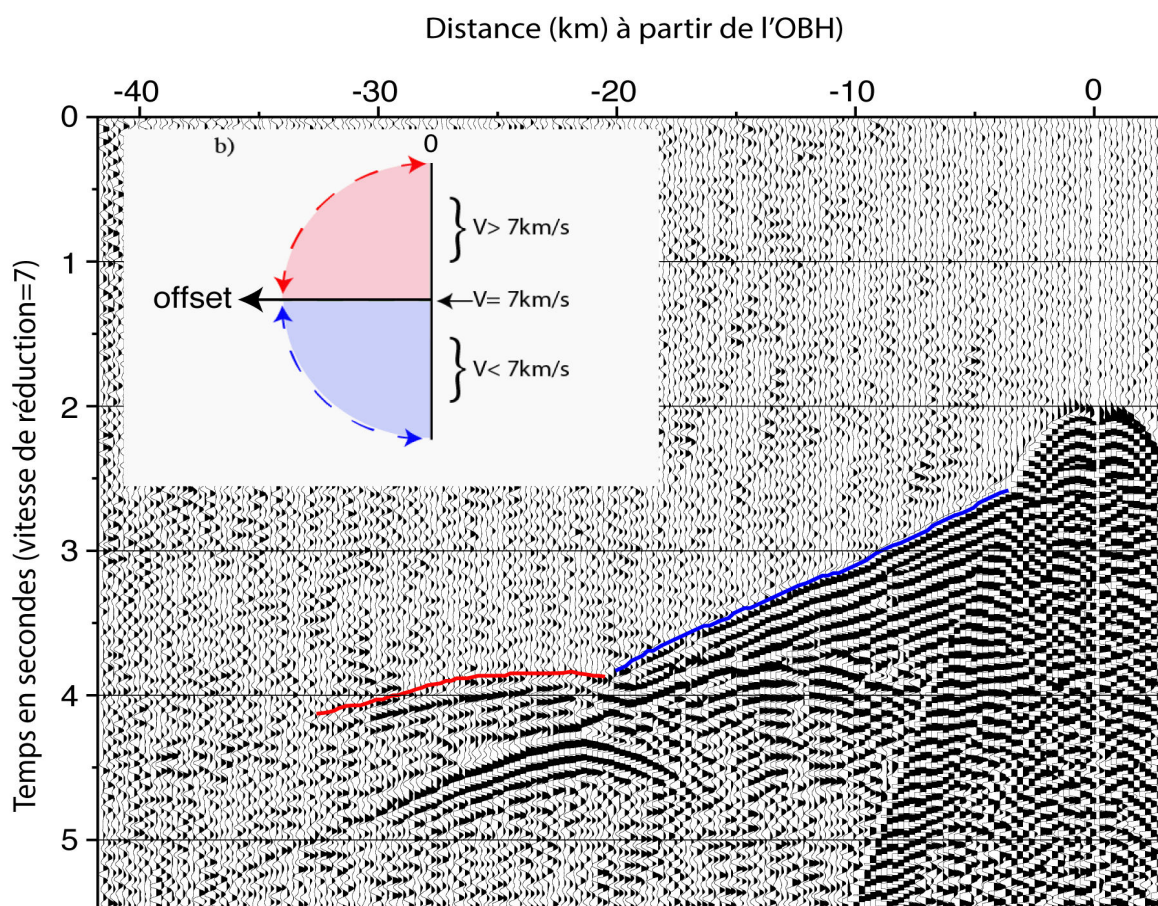


Figure 65 : Exemple d'un zoom sur une section OBS (ici OBH 202) avec une vitesse de réduction appliquée de 7 km/s. A gauche (b), la représentation synthétique de la vitesse de propagation au premier ordre d'une onde. Pour un offset croissant, et pour une vitesse de réduction appliquée, si l'onde se situe dans le quadrant inférieur (bleu) elle aura une vitesse de propagation au premier ordre plus faible que la vitesse de réduction appliquée, et inversement pour une vitesse de propagation de l'onde plus élevée que la vitesse de réduction appliquée, l'onde se situera ainsi dans le quadrant supérieur (rouge).

2.3. Traitement préalable

Pour pouvoir procéder à l'analyse des traces sismiques enregistrées par les OBS/OBH, il est nécessaire d'effectuer quelques traitements préalables permettant d'améliorer le rapport signal/bruit et ainsi optimiser les données en vue de leur exploitation. Je présente dans la suite de cette partie les traitements effectués sur les enregistrements.

2.3.1. Analyse spectrale

Dans un premier temps, l'analyse du spectre de Fourier (amplitude-fréquence) de la totalité de l'enregistrement d'une composante d'un OBS/OBH nous renseigne sur la gamme de fréquence du signal. Pour pouvoir augmenter le rapport signal/bruit, on va donc procéder à la mise en place d'un filtre qui ne conservera que le signal utile.

Le spectre de Fourier nous permet d'identifier la gamme de fréquence que contient le signal utile. La Figure 67 représente la gamme de fréquence d'une partie de l'enregistrement d'un OBS (OBS 207) correspondant à la Figure 66 (spectre de Fourier mesuré sur l'enregistrement entre -100km et 100km d'offset, et entre 0 et 15 secondes avec une vitesse de réduction de 7km/s), pour sa composante verticale. J'ai choisi de représenter le spectre de Fourier des enregistrements entre 0 et 100 Hertz, bien que la gamme de fréquence qui nous intéresse soit plus basse fréquence. Le contenu de la source ne va pas au-delà de 50 Hertz. En rouge sur la Figure 67, le spectre de Fourier de l'enregistrement présenté sur la Figure 67.

On remarquera trois oscillations comprises entre 3 et 36 Hertz qui contiennent le signal utile, la majeure partie du signal utile étant compris entre 3 et 28 Hertz. En vert, le spectre de Fourier d'une première arrivée à offsets courts (entre 4 et 12 km), et en bleu, le spectre de Fourier d'une première arrivée à offsets lointains, c'est-à-dire à une distance source-récepteur élevée (ici, entre 55 et 75 km). L'observation de ces trois spectres permet de visualiser la gamme de fréquence qui caractérise (en première approximation) les arrivées, suivant la distance à laquelle ces arrivées ont été enregistrées par l'instrument. En effet, on remarque que le pic d'amplitude maximal pour une arrivée à offsets lointains est plus basse fréquence que pour une arrivée à courts offsets, la terre agissant comme un filtre naturel passe-bas, qui atténue les hautes fréquences (offsets lointains (en bleu): 7 Hertz environ, offsets proches (en vert) : 13 Hertz environ).

On remarque également la présence d'un pic de très basse fréquence, présent sur les trois spectres de Fourier présentés sur la Figure 67. Ce pic correspond à l'effet de la composante continue du signal, il est présent lorsque les amplitudes des traces ne sont pas centrées en 0. On peut éliminer cette composante par l'application d'un traitement qui permettra de centrer la trace pour que la moyenne des amplitudes positives et négatives soit égale à zéro.

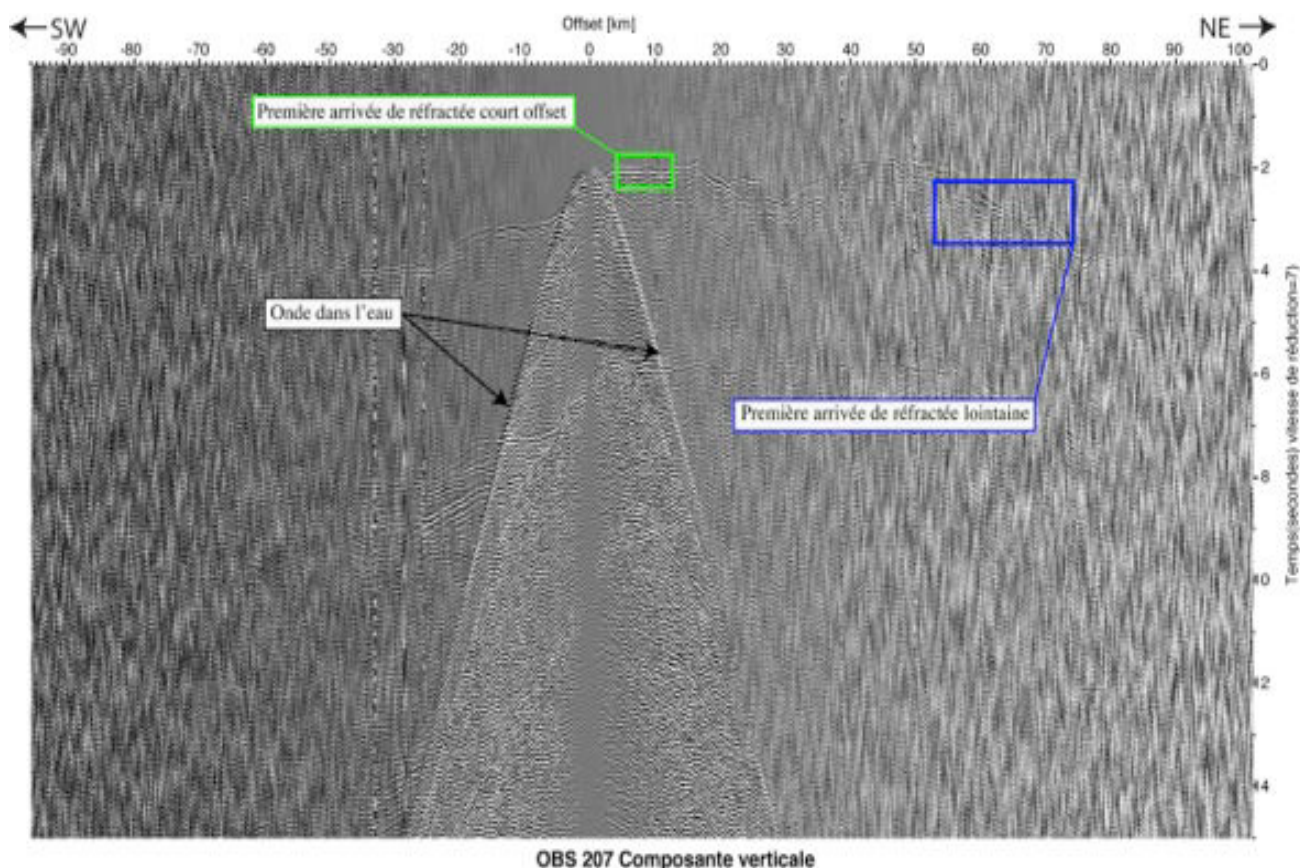


Figure 66 : Exemple d'enregistrement d'une composante d'un OBS (ici, composante verticale du géophone de l'OBS 207) avant traitement préalable et avec une vitesse de réduction de 7. Dans l'encadré vert un exemple de première arrivée de réfractée à court offset (distance source-récepteur comprise entre 4 et 12 km). Dans l'encadré bleu, une arrivée plus lointaine (offset compris entre 55 km et 75 km).

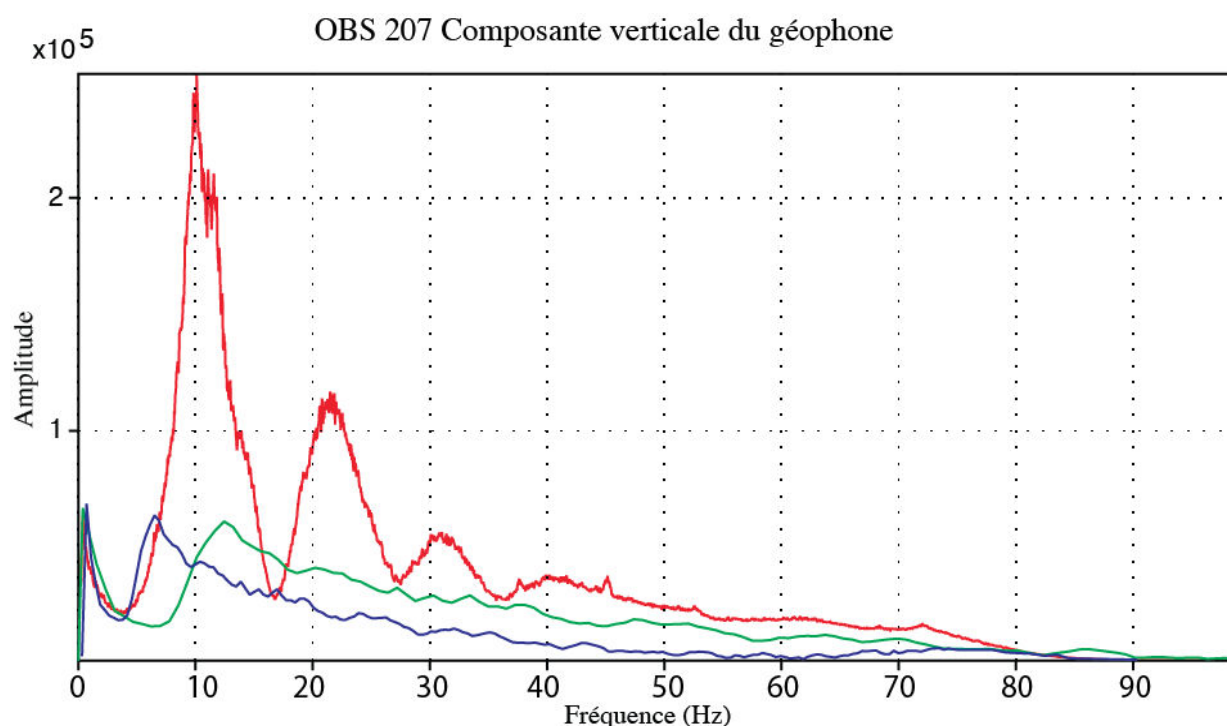


Figure 67 : Spectres de Fourier de la section OBS présenté dans la Figure 66. En rouge, le spectre de Fourier de cette partie de l'enregistrement. En vert, le spectre de Fourier d'une première arrivée réfractée à court offset. En bleu, le spectre de Fourier d'une première arrivée réfractée en offset lointain.

2.3.2. Blanchiment minimum phase

Un signal sismique, dans le domaine spectral, est composé d'une gamme fréquentielle allant des basses fréquences aux hautes fréquences et possède une amplitude variable suivant les fréquences. Les hautes fréquences sont généralement atténuées plus rapidement que les fréquences les plus basses en fonction de la pénétration des ondes en profondeur, de la distance parcourue et donc du temps de trajet. Un traitement permet de normaliser le spectre d'amplitude et de rendre impulsif (minimum phase) et à large spectre fréquentiel la signature de l'ondelette source, permettant ainsi de minimiser les effets oscillatoires provenant du signal source. C'est le blanchiment minimum phase. Il consiste à effectuer une déconvolution du signal enregistré dans le domaine fréquentiel. Nous avons appliqué ce traitement à l'ensemble des enregistrements des OBS/OBH du profil Est. L'une des conséquences de ce traitement est également de compenser l'atténuation fréquentielle du signal enregistré (Figure 68).

2.3.3. Filtre Butterworth

Après la phase de blanchiment des données, nous avons effectué un filtrage Butterworth passe-bande. Ce filtre permet d'améliorer le ratio signal/bruit en éliminant les hautes fréquences qui parasitent le signal utile. Nous utilisons un filtre Butterworth bidirectionnel à 3 pôles appliqué dans la gamme de fréquence déterminée dans la partie 2.3.1 (*Spectre de Fourier*), c'est-à-dire dans la bande passante 3-28 Hertz. Dans le cadre de l'analyse des arrivées en offset lointain, nous avons choisi d'appliquer un autre filtre Butterworth dans la bande passante 3-10 Hertz, ce qui permet de mieux visualiser ces données, dont le contenu fréquentiel se situe dans cette gamme. La Figure 68 illustre l'effet de l'application du filtre Butterworth sur un spectre de Fourier de l'enregistrement des données de la composante verticale de l'OBS 207.

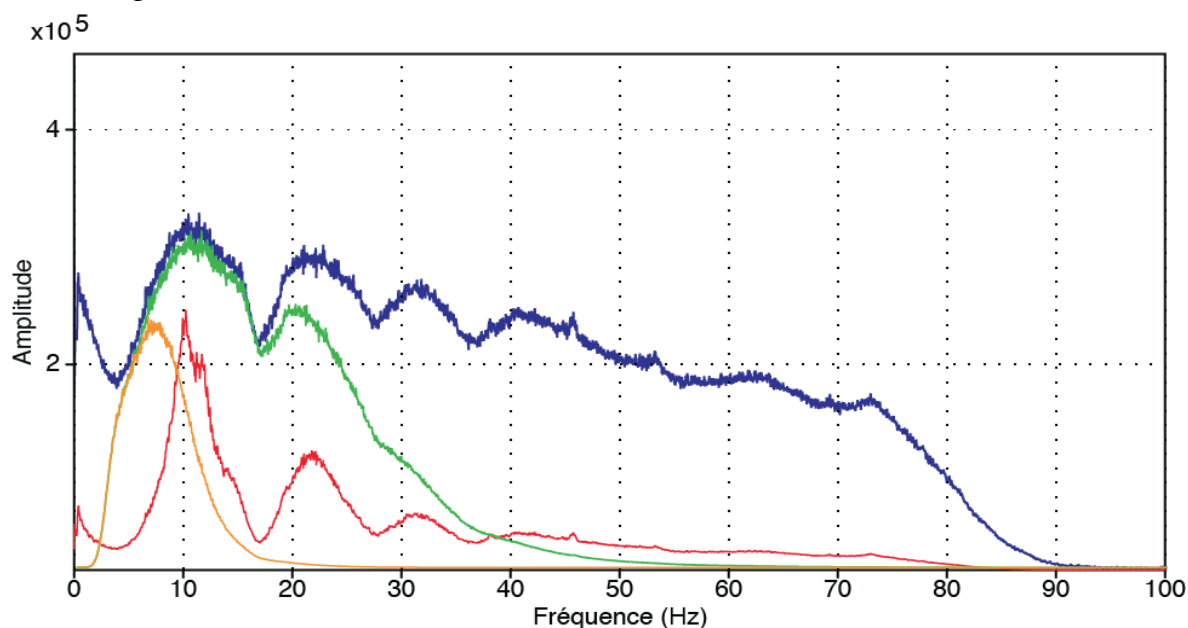


Figure 68 : Évolution du spectre de Fourier d'une composante d'un OBS (composante verticale de l'OBS 207). En rouge, le spectre de Fourier de la section avant traitement préalable. En bleu, spectre de Fourier après blanchiment minimum phase. En vert, après blanchiment et application d'un filtre Butterworth dans la gamme 3-28 Hertz. En orange, après blanchiment et application d'un filtre Butterworth dans la gamme 3-10 Hertz.

2.3.4. Égalisation d'amplitude (AGC)

Le dernier traitement préalable effectué sur les données est une égalisation d'amplitude ou AGC (Automatic Gain Control). Cette technique permet de compenser les variations d'amplitude importantes qui sont remarquables entre les différentes phases du signal. Cette méthode permet d'augmenter l'amplitude pour les données enregistrées à grand offset (distance source-récepteur élevée) et favoriser ainsi la lisibilité. Dans notre étude, nous avons choisi de normaliser les données par le jeu d'une fenêtre glissante de 2 secondes, et un recouvrement de 1 seconde. L'inconvénient de cette méthode est qu'elle va augmenter le bruit résiduel à grande distance. C'est pour cela que l'application du filtre Butterworth est nécessaire avant l'utilisation d'un AGC sur les données.

Le trajet d'une onde est influencé par le type de milieu qu'elle traverse. De la même manière, le contenu fréquentiel d'un train d'onde peut être affecté par le milieu traversé. Il est donc nécessaire de vérifier si le contenu fréquentiel des données de la campagne est variable sur les différents OBS/OBH. J'ai donc choisi de représenter le spectre de Fourier de chaque enregistrement de tous les tirs par les OBS/OBH (et sur la même fenêtre en temps entre 0 et 40 secondes pour vérifier si le contenu fréquentiel de chacun était identique. La Figure 69 représente la totalité des spectres de Fourier des OBS/OBH sur la totalité du profil (25). Nous remarquons que le contenu fréquentiel des enregistrements à quelques variations près se situe dans la même gamme de fréquence. Nous pouvons donc considérer que l'ensemble des traitements présentés précédemment est applicable sur l'ensemble des données.

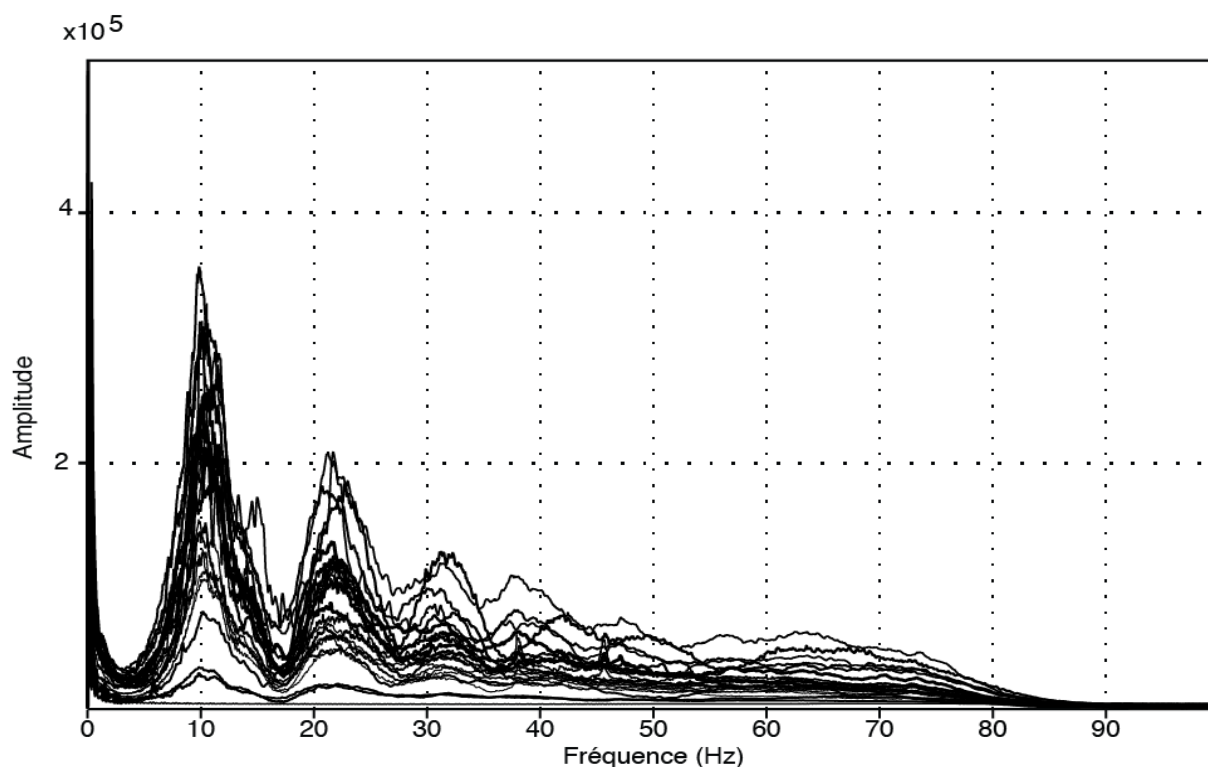


Figure 69 : Représentation des spectres de Fourier suivant la composante verticale et pour la totalité de l'enregistrement, avant traitement préalable des 25 OBS/OBH du profil de réfraction.

Les figures ci-contre illustrent l'évolution de la qualité d'un enregistrement au fur et à mesure des traitements préalables effectués sur l'hydrophone de l'OBS 207. Ce même traitement a été effectué sur chaque OBS et OBH (composante verticale du géophone et hydrophone) du profil de sismique grand angle. Ces données sont disponibles en Annexe.

La Figure 70 présente une partie de l'enregistrement de l'OBS 207 avant traitement préalable (a) et après blanchiment (b). Le signal observé au niveau des offset proches (encadré bleu) est plus impulsionnel, on remarque également une amélioration de la visualisation des arrivées en offset lointain (encadré rouge). Cependant, le niveau de bruit est augmenté (augmentation de l'amplitude des hautes fréquences). On applique donc un filtre Butterworth.

La Figure 71 présente la même section enregistrée par l'OBS 207 après blanchiment et application d'un filtre Butterworth (3-28 Hertz) (a) et après blanchiment et application d'un filtre Butterworth (3-10 Hertz) (b). L'application de ce filtre après blanchiment permet une amélioration de la visualisation des arrivées à offsets proches (a). On privilégiera l'application du filtre 3-10 Hertz pour l'analyse des arrivées à offsets lointains, la gamme de fréquence attendue pour ces arrivées étant de fréquence plus basse.

La Figure 72 présente les données après application du blanchiment, du filtre Butterworth et d'un AGC (Automatic Gain Control) qui permet d'augmenter l'amplitude des premières arrivées des différentes phasesfréquences. Ce traitement effectué après application du filtre Butterworth 3-28 Hertz (a) et après application du filtre Butterworth 3-10 Hertz (b), permet d'améliorer encore la visualisation des arrivées en augmentant localement le rapport signal/bruit. On se servira de ce traitement essentiellement pour la visualisation des arrivées en offset lointain, l'atténuation naturelle de l'amplitude des fréquences avec la distance dégradant la qualité visuelle de l'enregistrement.

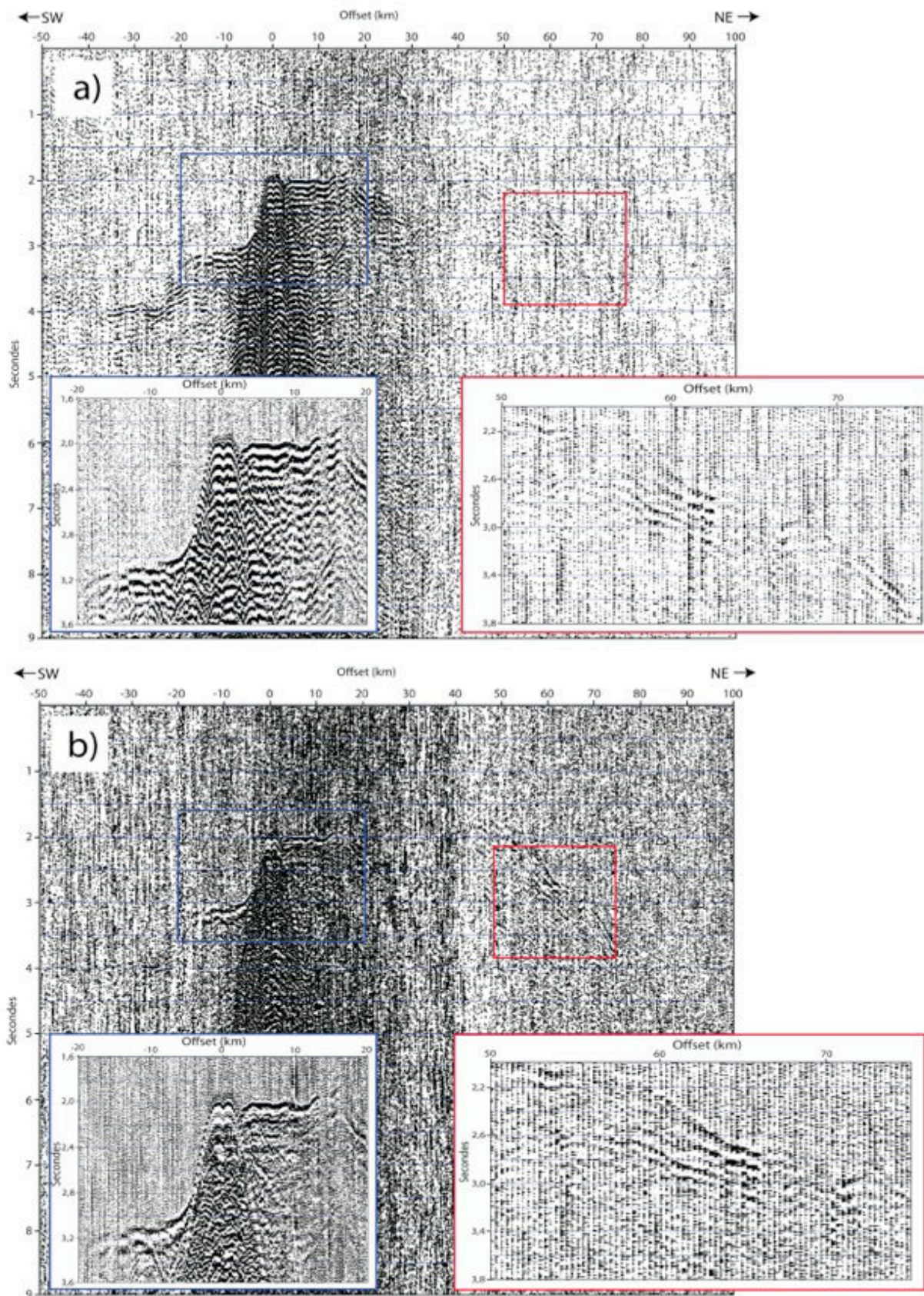


Figure 70 : Illustration des traitements préalables effectués sur les enregistrements OBS/OBH de la campagne Ulysse. (Présenté ici une partie de l'enregistrement de l'OBS 207. (a) Avant traitement préalable (b) après blanchiment.

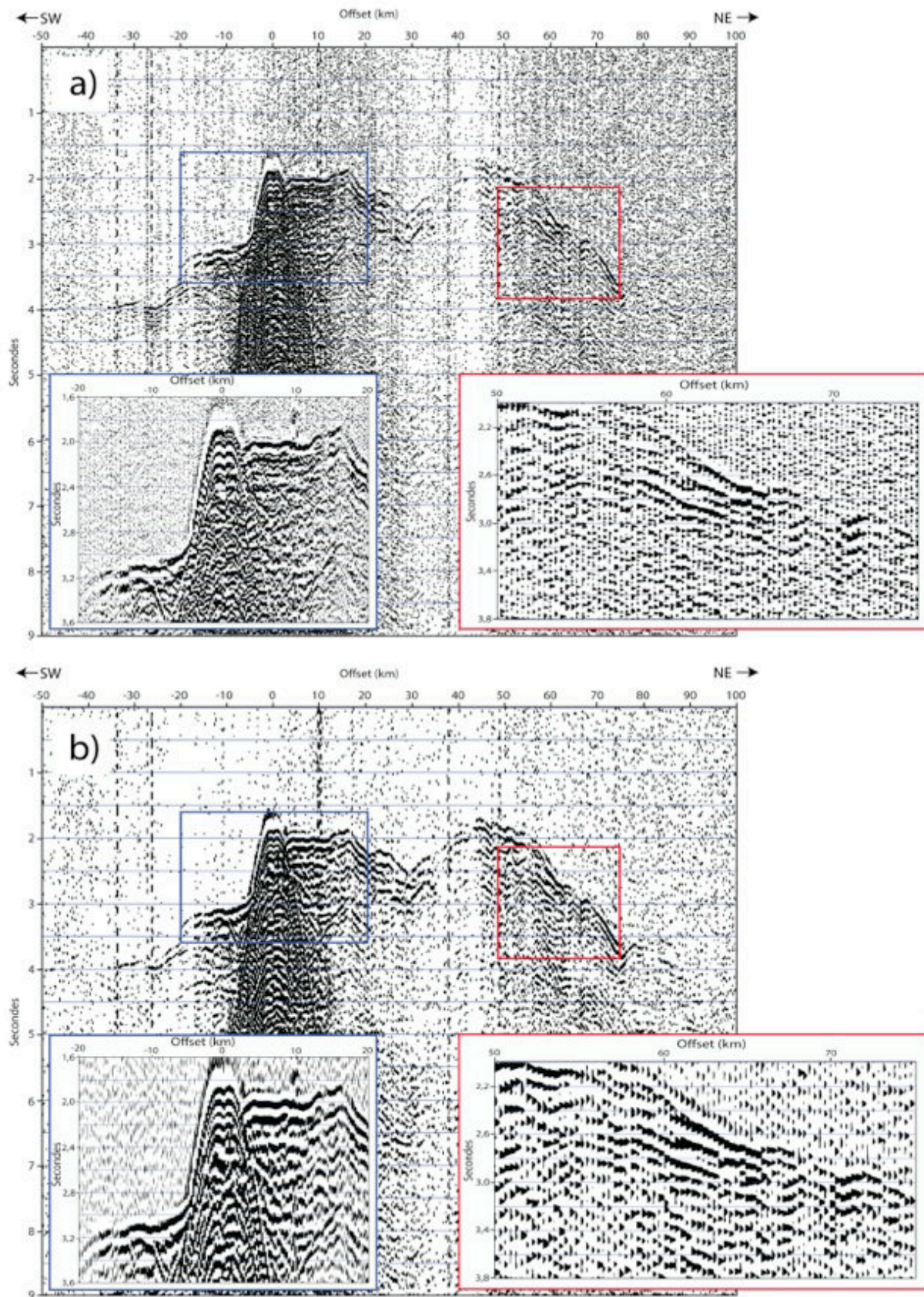


Figure 71 : Illustration de l'effet du filtre Butterworth après blanchiment. (a) Après blanchiment et filtre Butterworth (3-28 Hz). (b) Après blanchiment et filtre Butterworth (3-10 Hz).

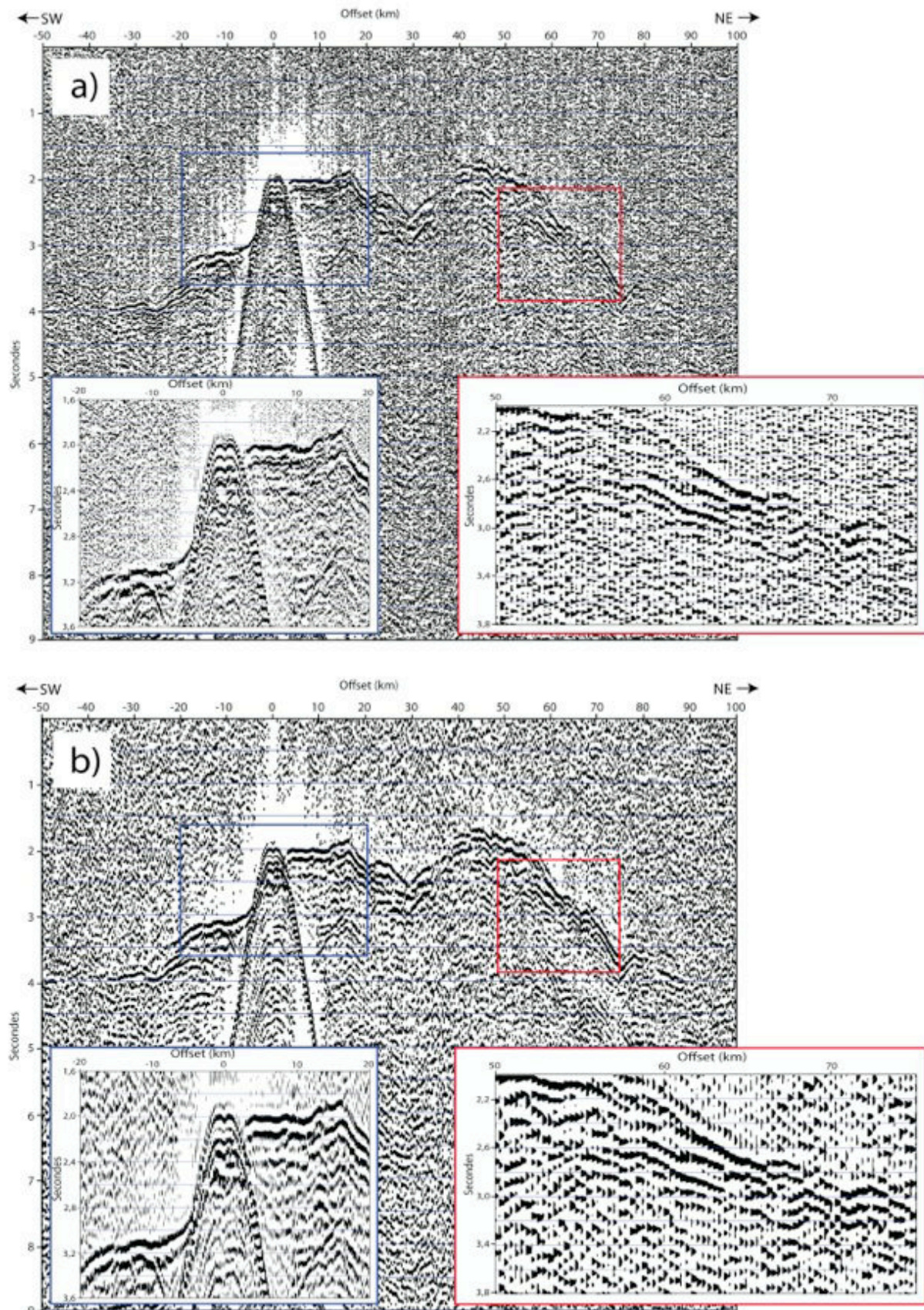


Figure 72 : Illustration de l'effet de l'AGC après blanchiment et filtre Butterworth. (a) Après blanchiment, filtre Butterworth (3-28 Hz) et AGC. (b) Après blanchiment, filtre Butterworth (3-10 Hz) et AGC.

2.4. Tomographie des temps de trajet

2.4.1. Principes et généralités

La tomographie permet l'analyse de la distribution d'un ou plusieurs paramètres physiques d'un milieu. La tomographie sismique de séismes locaux, régionaux ou téléseismiques permet plus particulièrement d'étudier les propriétés physiques du sous-sol (densité du milieu traversé, fracturation, présence de fluides) par l'analyse de la distribution de la vitesse de propagation des ondes P et S (Nolet, 2008). En sismique grand angle, nous ne disposons que des ondes P émises à la source et dans certains cas, d'ondes S générées par conversions des ondes P en ondes S au niveau de certaines interfaces (mais nous n'utiliserons pas ce type d'ondes converties dans ce travail de thèse). La vitesse de propagation d'une onde dépend du temps d'arrivée du front d'onde en fonction de la distance entre la source et le récepteur.

Parmi les méthodes existantes, l'inversion des temps de trajet permet de discuter des propriétés physiques du sous-sol et de la topographie des interfaces séparant les milieux traversés par les fronts d'ondes successifs. Comme le présente Mickaël Evain dans sa thèse (Evain., 2011), les codes disponibles dans la littérature peuvent être généralement placés dans deux principales catégories. La première catégorie privilégie une représentation fidèle de la géologie, conduisant à des variations brutales de vitesses et la présence d'hétérogénéités. La deuxième catégorie, plus adaptée au calcul numérique, permet une représentation plus lisse et continue du modèle de vitesse. Cette deuxième méthodologie est la plus communément utilisée, cependant, l'espace des modèles proposé est alors plus restreint (Evain., 2011). Je présente ici brièvement deux codes (*Fast* et *Rayinvr*), largement utilisés dans la littérature, et dans la suite de ce chapitre le code que j'ai choisi d'utiliser dans mon travail de thèse (2.4.2.2). Ceci ne constitue pas une liste exhaustive de tous les codes existants (pour plus d'informations se référer à (Rawlinson et al., 2010; Rawlinson and Sambridge, 2003).

Le code *Fast* (Zelt and Barton, 1998) entre dans la deuxième catégorie citée ci-dessus, et utilise un maillage régulier discrétisé en une grille où à chaque nœud une vitesse est attribuée puis interpolée entre chaque nœud de la grille. La démarche adoptée est une résolution en différence finie contrairement aux codes présentés dans la suite de cette partie.

Le code *Rayinvr* (Zelt and Smith, 1992) quant à lui correspond à la première catégorie et utilise non pas la résolution par différences finies, mais la résolution par tracés de rais. Dans ce type de résolution, on ne se focalise plus sur le front d'onde, mais on calcule directement la trajectoire des rais sismiques se propageant dans le milieu. Des segments linéaires relient chaque nœud et constituent les interfaces séparant des couches. De part et d'autre de chaque interface, une série de nœuds permet de définir les vitesses au sommet et à la base de chaque couche. Les espaces sont ensuite subdivisés en trapèzes séparés aux endroits où un nœud est présent. Cette représentation permet d'adapter la densité du maillage en fonction de la densité de données. Dans le code *Rayinvr*, le calcul du trajet de rais se fait en connaissant la position de la source, et en fournissant un angle initial au rai. Lorsque ce rai va rencontrer une interface, en appliquant la loi de Snell-Descartes (ci-dessous), le code modélisera les nouvelles phases réfléchies et réfractées dans le milieu.

$$\frac{\sin \theta_i}{v_i} = \frac{\sin \theta_r}{v_r}$$

(Où θ_i est l'angle d'incidence, θ_r l'angle du rai réfléchi, v_i vitesse du milieu au rai incident, et v_r vitesse du milieu au rai réfléchi).

Le code *Tomo2D* que j'ai utilisé dans le cadre de ma thèse repose comme *Rayinvr* sur la résolution par tracés de rais. Cependant, contrairement au code *Fast*, il se base sur une grille qui peut être hétérogène, et permet également de modéliser une phase réfléchie sur une interface définie par des segments linéaires dont l'espacement entre chaque nœud peut être indépendant des pas de la grille principale. Le code *Tomo2D*, bien qu'il minimise l'impact du modèle initial dans le processus d'inversion des temps de trajets, nécessite une bonne connaissance du milieu environnant (Shaw and Orcutt, 1985). Enfin, j'ai choisi d'utiliser ce code car il permet d'effectuer une inversion dite « en layer stripping ». Cette approche développée par (Sallarès et al., 2013, 2011) ou encore dans un travail récent de (Badji et al., 2014) consiste à inverser le modèle et les temps d'arrivées correspondantes couches par couches, des couches superficielles sédimentaires vers les couches plus profondes.

De par la grande variabilité de la topographie du fond de mer et des structures géologiques variables que je cherche à identifier sur les profils de sismique grand-angle acquis lors de la campagne Ulysse, ce code est plus adapté dans l'analyse de mes données.

De plus, le socle acoustique qui correspond à la base de la couche sédimentaire, et qui est clairement imagé sur le profil de sismique multi-trace coïncidant au profil de sismique réfraction va pouvoir être intégré au processus d'inversion.

C'est pour ces raisons que je vais utiliser le code *Tomo2d* développé par (Korenaga. et al., 2000) dans la suite de mon étude. Je présente ce code et comment j'ai pu intégrer les données issues de la sismique multi-trace plus précisément dans les parties suivantes.

2.4.2. Inversion des temps de trajet

2.4.2.1. *Principe*

Considérons 2 espaces vectoriels d et m , où d est l'espace des données et m l'espace des modèles. Ces deux espaces vectoriels sont liés par un opérateur de modélisation g sous la forme :

$$d = g(m)$$

En inversion, on cherche à trouver le modèle m qui explique de la meilleure manière les données observées. Pour un modèle initial donné, on va calculer les données théoriquement observées pour ce modèle que nous appellerons d_{cal} (pour données calculées). On va ensuite comparer ces données calculées aux données réellement observées d_{obs} (pour données observées). Le but de l'inversion est de minimiser l'écart entre ces deux jeux de

données. Pour minimiser cet écart, l'algorithme choisi calcule dans un second temps la perturbation nécessaire pour modifier le modèle initial en un nouveau modèle, dans lequel les données calculées seront plus similaires aux données observées. Ceci correspond à une itération. On effectuera autant d'itérations que nécessaire pour obtenir un modèle perturbé par rapport au modèle initial (c'est-à-dire un modèle d'hétérogénéités de vitesse) qui permette d'expliquer au mieux les données, et par conséquent dont l'écart entre les données calculées et les données observées est minimal. On définit la fonction coût comme étant la fonction qui permet de formaliser la minimisation entre les d_{obs} et d_{cal} tel que :

$$\sigma(m) = \|d_{obs} - d_{cal}\|$$

Le modèle final obtenu sera celui pour lequel $\partial \sigma(m_f) / \partial m = 0$ (avec m_f : modèle final).

2.4.2.2. Présentation du code Tomo2D

Dans le cadre de notre étude, nous avons choisi d'utiliser le code d'inversion des temps de trajet Tomo2D (Korenaga. et al., 2000). Ce code permet d'effectuer une inversion conjointe des ondes réfléchies et réfractées. A chaque itération et à partir d'un modèle initial, on va minimiser la fonction coût en vue d'obtenir un modèle de vitesse de la structure profonde du sous-sol qui représente, en terme de géométrie des réflecteurs et vitesse de propagation des ondes dans les milieux traversés, un modèle plausible de représentation du sous-sol.

Parmi les éléments nécessaires à l'inversion des temps de trajets par le code Tomo2D, on retrouve :

Le modèle de vitesse : Le modèle de vitesse 2D est caractérisé par un maillage rectangulaire dont la taille des mailles varie en fonction de la profondeur. Cette variabilité permet d'obtenir un maillage fin à faible profondeur, dans la zone où la densité de rais est la plus importante, et une maille plus grande en profondeur, où la densité de rais est moins grande. Le modèle 2D est donc constitué d'une grille à pas variable, et dont chaque nœud sont attribués d'une vitesse de propagation des ondes. Pour assurer la continuité du modèle, on effectue une interpolation bilinéaire entre chaque nœud de la grille.

Le réflecteur initial : Le deuxième élément que l'on intègre dans l'inversion par le code Tomo2D est le réflecteur initial. En effet, le code Tomo2D permet l'inversion conjointe d'ondes réfractées et réfléchies. On intègre donc un réflecteur initial sur lequel les ondes réfléchies vont pouvoir se réfléchir. Le réflecteur est représenté par une série de segments linéaires, où l'espacement entre chaque nœud est indépendant de la grille du modèle de vitesse 2D initial. Lors de chaque itération, la profondeur du réflecteur est corrigée pour que la fonction coût entre les temps de trajet des ondes réfléchies observées et calculées par le modèle soit minimisée.

Les pointés : Le dernier élément nécessaire à l'inversion par le code Tomo2D est le fichier contenant l'ensemble des observations, dans notre cas, les pointés des premières arrivées d'ondes réfléchies et réfractées et les pointés des ondes réfléchies en arrivées secondaires, les incertitudes associées à chaque pointés et la localisation des récepteurs.

L'inversion est un problème non-linéaire. On tend à le résoudre par une approche itérative qui consiste en une suite de petites perturbations, chacune d'entre-elles étant prises en compte dans le calcul du temps de trajet de rai de l'itération suivante. Le processus d'inversion se stoppe lorsque l'un des critères de l'inversion est satisfait. (Nombre d'itérations, RMS etc.).

La résolution de l'inversion de temps de trajet peut se décomposer en deux étapes principales, la première est appelée problème direct dans laquelle on calcule à partir du modèle numérique (ici, la distribution des vitesses de propagation des ondes) les données numériques correspondantes (dans notre cas, les trajets de rais et les temps d'arrivées). La deuxième étape de l'inversion est le problème inverse, qui confronte les données numériques aux données réelles issues des observations et dans lequel le code évalue une perturbation du modèle initial.

2.4.2.3. *Le problème direct*

Lors de chaque itération, il est nécessaire de calculer la trajectoire des rais qui se sont propagés dans le sous-sol et les temps de trajets entre la source et les récepteurs. Le programme Tomo2D utilise le programme *tt_forward*, qui calcule les temps de trajets à partir du modèle de vitesse initial. Ce calcul s'effectue en deux étapes. La première étape est une méthode qui consiste à connecter systématiquement l'ensemble des nœuds de la grille par des segments linéaires et à calculer le temps de trajet entre chacun d'entre eux (Moser, 1991; Nakanishi and Yamaguchi, 1986). Le code calcule ensuite le trajet le plus rapide entre une source et un récepteur parmi l'ensemble des trajets existants (Dijkstra, 1959). Cette méthode tend à créer des trajectoires de rais qui surestiment les temps de trajet, le code utilise donc une fonction d'interpolation qui permet d'ajuster la courbure des rais (deuxième étape).

2.4.2.4. *Le problème inverse*

Le problème inverse est la deuxième étape du processus d'inversion des temps de trajets. Le but étant de proposer un modèle de vitesse qui explique au mieux les données observées en minimisant la fonction coût. Ce problème est non-linéaire, il est réalisé par le programme *tt_inverse* du code Tomo2D. On initie l'inversion du modèle en proposant un modèle initial qui sera perturbé lors de chaque itération pour minimiser la fonction coût. L'inversion stoppe lorsque l'un des critères d'arrêt requis est satisfait, comme par exemple lorsque la valeur de résidus moyen est inférieure au seuil fixé. On peut modifier des paramètres du processus d'inversion pour améliorer la qualité du modèle final proposé comme par exemple la longueur de corrélation horizontale et verticale, en surface et en profondeur (Correlation Lengths LH et LV), le facteur de pondération du lissage, en vitesse et

en profondeur (Weightning for Smoothing Velocity (WSV), Weightning for Smoothing Deep (WSD)), ainsi que les facteurs d'amortissement en vitesse et profondeur (Damping).

2.4.2.5. *Fiabilité du modèle final*

Lorsque le processus d'inversion est terminé et qu'un modèle de vitesse est proposé au terme de l'inversion avec le code Tomo2D, il faut pouvoir juger de la fiabilité de ce modèle. Un certain nombre de paramètres permettent de juger de la qualité de l'inversion, relatives à la concordance entre les données observées et les données calculées.

La fonction RMS (Root Mean Square) en première approximation, permet de juger de la fiabilité du modèle. Cette valeur statistique correspond à la racine carrée de la moyenne arithmétique des carrés de l'ensemble des temps résiduels, c'est-à-dire l'écart entre les valeurs calculées et les valeurs observées. Cependant, la RMS est une moyenne, il faut donc considérer ce paramètre avec vigilance et analyser à posteriori l'évolution des valeurs de chaque résidu (du modèle final calculé) par rapport aux valeurs observées. En complément de cette fonction, on utilisera la fonction γ^2 (Chi 2) qui permet de déterminer si deux ensembles de valeurs (et en prenant en compte leurs incertitudes) sont indépendants ou non. Dans notre cas, cette valeur moyenne nous permet de savoir si le modèle de vitesse initial proposé conditionne les résultats obtenus pour le modèle final.

La fonction DWS (Derivative Weight Sum) permet d'observer rigoureusement les zones bien échantillonnées dans le modèle final obtenu au terme de l'inversion. A chaque maille de la grille du modèle, on va attribuer une valeur qui correspond à la densité de rais traversant la maille correspondante. Cependant, cette valeur ne prend pas en compte le croisement de rais au sein de chaque maille. La valeur de la DWS sera la même que les rais se croisent (condition optimale) ou qu'ils soient parallèles entre eux (moins bonne contrainte des vitesses). Il est donc nécessaire d'analyser ces résultats avec précaution. On pourra cependant utiliser cette fonction pour distinguer les zones échantillonnées par des rais de celles qui ne le sont pas.

Enfin, la RMS et le γ^2 sont des valeurs moyennées sur l'ensemble du modèle, on pourra alors représenter individuellement, c'est-à-dire pour chaque OBS/OBH, la comparaison entre les données calculées et les données observées afin d'identifier des incohérences locales entre les données calculées et les données observées.

2.4.2.6. *Résolution et Incertitude du modèle final*

Lors de l'interprétation du modèle de vitesse final, il faut être en mesure de juger de la résolution et de l'incertitude du modèle proposé. Pour déterminer la résolution du jeu de données utilisé lors de l'inversion, on procède généralement à un test de résolution en échiquier (checkerboard) (Figure 73). Les tests de résolution en échiquier apportent une information sur la résolution spatiale et en les variations en amplitude des vitesses du modèle de vitesse final. Pour cela, de petites perturbations de vitesse (6% dans notre cas) avec une géométrie en damier sont ajoutées au modèle de vitesse final. En utilisant la même géométrie source-récepteur que lors de l'inversion tomographique, les temps de trajets sont calculés

dans ce modèle perturbé. Ensuite, et dans le but de récupérer les caractéristiques des perturbations initiales, on effectue de nouveau une inversion tomographique en utilisant ces nouveaux temps de trajet.

La capacité de l'inversion à restituer la géométrie et l'amplitude de ces différentes anomalies détermine la résolution du modèle. Les résultats sont ensuite compilés pour synthétiser la capacité de l'inversion à récupérer les anomalies de taille différentes. On considère en général qu'une région est bien contrainte lorsque 70% de l'anomalie est restituée (Zelt, 1998). Lors de l'analyse de la résolution de notre modèle, nous avons choisi d'utiliser des anomalies ayant des tailles variables, en différentes zones du modèle, afin de tester la capacité du modèle à retrouver des structures de tailles variables (Evain., 2011).

J'ai donc effectué des tests checkerboard avec des anomalies 20km par 20km, 15km par 15km, 10km par 10km, et de 5km par 5km, et pour un pourcentage de variation de la vitesse de 6%. Nous avons effectué ces tests checkerboard sur le modèle de vitesse final obtenu après inversion de la totalité des temps de trajets pointés sur l'ensemble des instruments. La figure suivante présente l'alternance et la taille des anomalies en damier appliquées sur le modèle.

L'incertitude du modèle final peut être estimée par une méthode Monte-Carlo. La méthode Monte-Carlo consiste à calculer plusieurs inversions des temps de trajets, en modifiant le modèle de départ et les erreurs sur les données de manière aléatoire mais dans une gamme de valeurs fixées à l'avance. L'ensemble des modèles obtenus permettent de calculer la matrice de covariance a posteriori du modèle (Korenaga. et al., 2000; Zelt and Barton, 1998). Dans le cadre de l'analyse de l'incertitude du modèle obtenu après inversion des temps de trajet, je n'ai pas encore effectué d'analyse Monte-Carlo du modèle final.

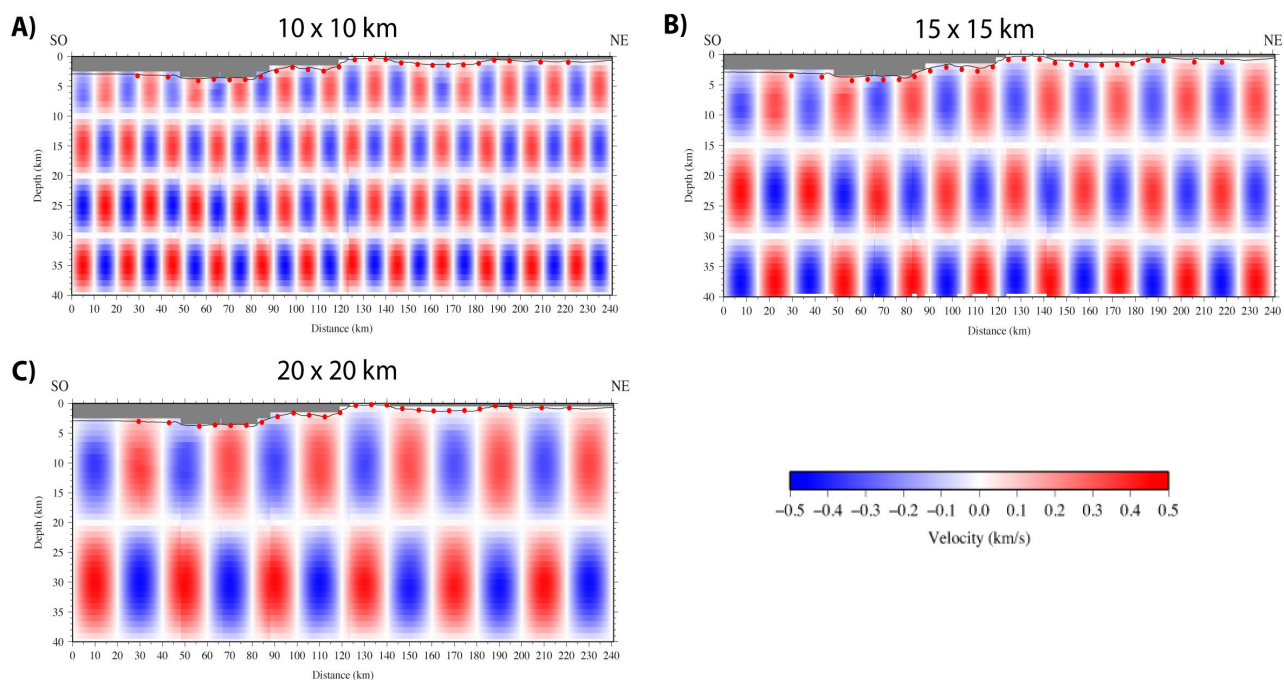


Figure 73 : Chekerboard test appliqués au modèle de vitesse final. A) Anomalies de 10x10km, B) Anomalies de 15x15km, C) Anomalies de 20x20km.

2.5. Conditionnement des données de la campagne Ulysse pour l'inversion des temps de trajets

La tomographie des temps de trajet nécessite d'une part l'ensemble des observations effectuées sur les enregistrements OBS/OBH (pointés des premières arrivées et incertitudes associées), et d'autre part un modèle initial lissé qui explique au premier ordre les données et enfin la géométrie d'acquisition des données.

La géométrie d'acquisition est définie de la manière suivante. Le premier tir est considéré comme point d'origine du début du modèle. Les distances des autres tirs du profil sont calculées à partir des coordonnées des fichiers de navigation. La position et la profondeur des OBS/OBH sont référencées par rapport à ce point d'origine.

2.5.1. Pointé des phases et attribution des incertitudes

Le pointé des premières arrivées est effectuée grâce au programme *PlotSegy*. Il permet de réaliser un pointé trace par trace de l'enregistrement OBS ou OBH. Pour faciliter l'interprétation des sections sismiques, il est possible de faire varier la vitesse de réduction.

Pour chaque pointé effectué sur les enregistrements, nous avons attribué une incertitude sur la mesure. Cette incertitude est fonction de la qualité du signal (ratio signal/bruit) et de la continuité latérale du signal de deux traces consécutives. De manière générale, l'incertitude sur la mesure va augmenter avec la distance entre la source et le récepteur (atténuation du signal avec la distance). D'autres événements peuvent également affecter le signal enregistré comme par exemple le mauvais couplage de l'instrument avec le fond de mer, ou encore l'influence de signaux parasites (séismes, passage de bateaux à proximité par exemple).

Dans le détail, nous avons choisi d'attribuer 4 gammes d'incertitudes, en fonction du rapport signal/bruit et de la continuité latérale de l'hodochrone.

La première gamme d'incertitude est de 0.01s pour les pointés correspondant aux offsets proches (gamme d'offset comprise entre 0 et 15 km environ) et où les hodochrones sont continues latéralement. Le rapport signal/bruit est tellement grand que l'on peut pointer à l'échantillon près. Le pas d'échantillonnage en temps étant de 0.005 s, nous avons fixé la valeur de cette incertitude à 2 fois le pas d'échantillonnage.

La deuxième gamme d'incertitude est à une valeur de 0.05s pour les offsets moyens (pour une gamme d'offset comprise entre 10 et 30 km environ) où la continuité latérale des hodochrones est de moins bonne qualité.

La troisième gamme d'incertitude correspond à une valeur de 0.08s pour les pointés à offset plus lointains (pour une gamme d'offset comprise entre 25 et 60 km environ) ou encore pour les pointés dont le rapport signal sur bruit est de moins bonne qualité.

Enfin, la dernière gamme d'incertitude est de 0.12s pour les pointés à offset lointains ou encore pour les pointés où la continuité latérale des hodochrones est discontinue (globalement pour les offsets supérieurs à 60 km), au point de pointer à une longueur d'onde du signal près. Les gammes d'offsets que je cite ici, sont bien entendues des gammes d'offsets moyenne dans lesquels les incertitudes sont les plus représentatives, chaque pointé c'est vu

attribué d'une incertitude dépendante de sa qualité et suivant les caractéristiques que j'ai présenté dans ce paragraphe.

Sur certains OBS/OBH, les enregistrements des arrivées du multiple dans la couche d'eau sont plus énergétiques et plus faciles à pointer. Dans ce cas, nous avons procédé au pointé de ces temps d'arrivées au niveau du multiple, puis par soustraction de la différence en temps les séparant des arrivées primaires, nous avons translaté ces temps comme si ils étaient enregistrés en arrivées primaires. Cependant, pour prendre en considération des erreurs éventuelles dans le décalage en temps des données pointées, j'ai attribué une incertitude maximale (soit 0.12s) sur ces pointés.

La Figure 74 illustre l'attribution des incertitudes en fonction de la qualité de l'enregistrement (rapport signal/bruit et continuité latérale des hodochrones). La Figure 75 synthétise la distribution des pointés en fonction de leurs incertitudes, on notera que les pointés ayant des incertitudes de 0.01s et 0.05s constituent la partie majoritaire des pointés effectués (67% des pointés).

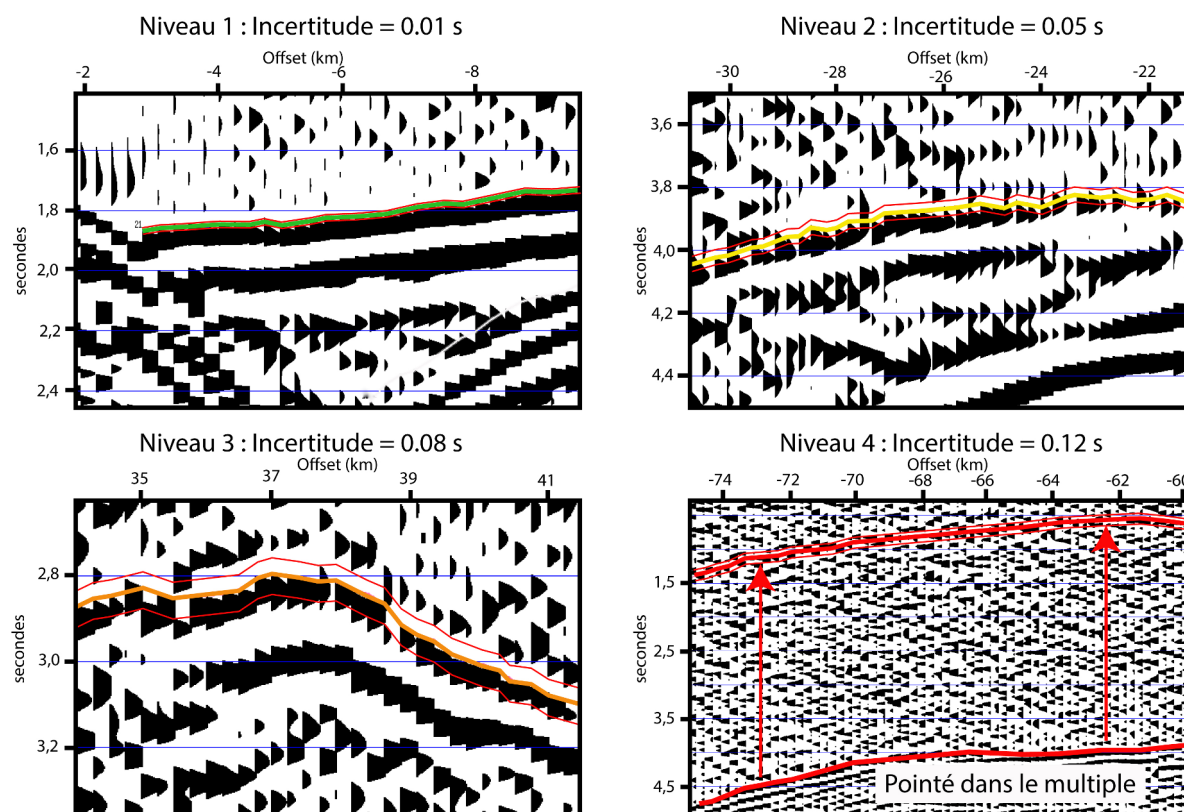


Figure 74 : Exemple d'attribution des incertitudes lors du pointé des arrivées enregistrés par les OBS/OBH. La gamme d'incertitude attribuée est fonction du rapport signal/bruit et de la continuité latérale des hodochrones. La gamme d'incertitude la plus importante est attribuée aux pointés dont le rapport signal/bruit est la continuité latérale est de la moins bonne qualité et aux pointés effectués au niveau du multiple, comme dans le montre l'exemple en bas à droite de la figure. Les lignes rouges de part et d'autre du pointé représentent l'incertitude sur le pointé.

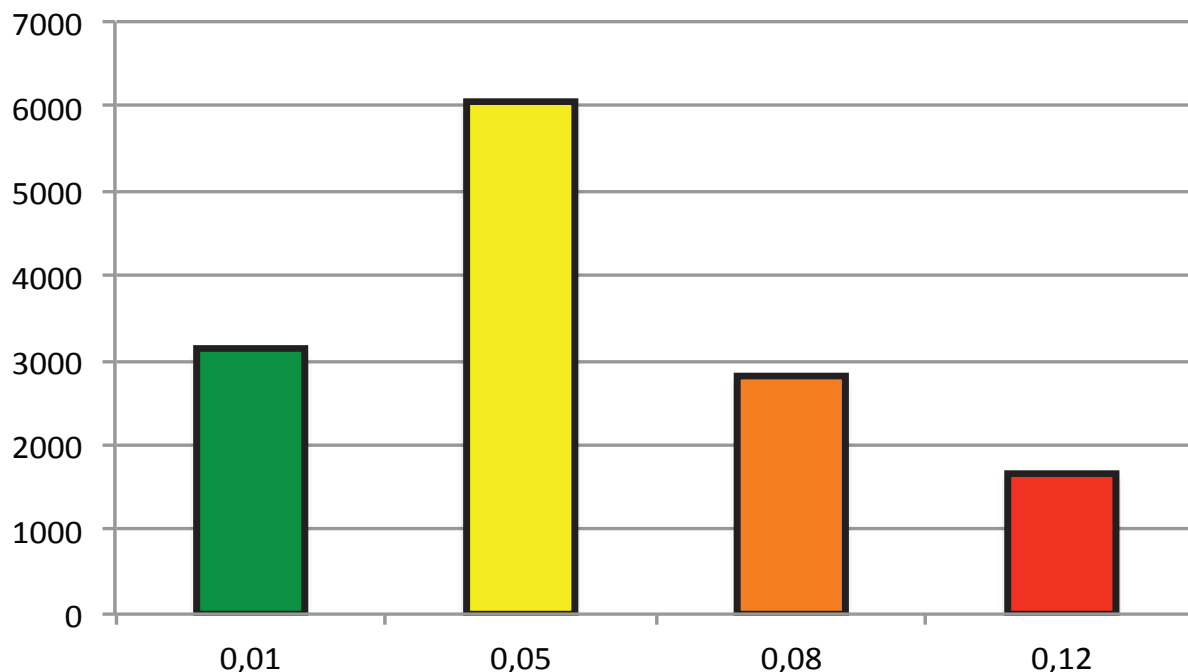


Figure 75 : Distribution du nombre de pointés effectués sur les OBS/OBH du profil Est en fonction de leur incertitude. En abscisse les valeurs des incertitudes, en ordonnées le nombre de pointés.

2.5.2. Première analyse du jeu de données

Au terme de l'acquisition des pointés sur les 25 OBS/OBH qui composent le profil Est, les données sont formatées sous la forme d'un fichier contenant la position des OBS/OBH par rapport à l'origine du profil (l'origine du profil étant la première trace enregistrée du premier OBS du profil), la profondeur de chaque OBS/OBH, le nombre de pointés effectués sur chaque récepteur, les positions des points de tirs, les temps d'arrivées enregistrés (sans réduction de temps) et enfin, les valeurs des incertitudes.

Un total de 13 648 pointés de premières arrivées a été effectué sur les 25 OBS/OBH qui composent le profil Est. Sur ces 13 648 pointés, 10 425 correspondent à des premières arrivées (réfractées) et 3 223 correspondent à des arrivées secondaires (réfléchies). Le nombre de réfléchies pointées et interprétées comme correspondant à des réfléchies sur le toit de la croûte (socle crustal) est de 779, de 517 pour les réfractées sédimentaires, de 9 908 pour les réfractées crustales, et de 1 385 pour des pointés interprétés comme des réfléchies sur le Moho (PmP) dans la partie Sud du profil et d'un réflecteur dont nous discuterons la nature dans le prochain chapitre. J'ai également pointé 1 059 arrivées de réfléchies intra-crustales dont nous discuterons également dans la suite de ce chapitre.

La Figure 76 représente sous la forme d'un diagramme circulaire, les pourcentages de chaque catégorie citée ci-dessus par rapport à la totalité des pointés effectués.

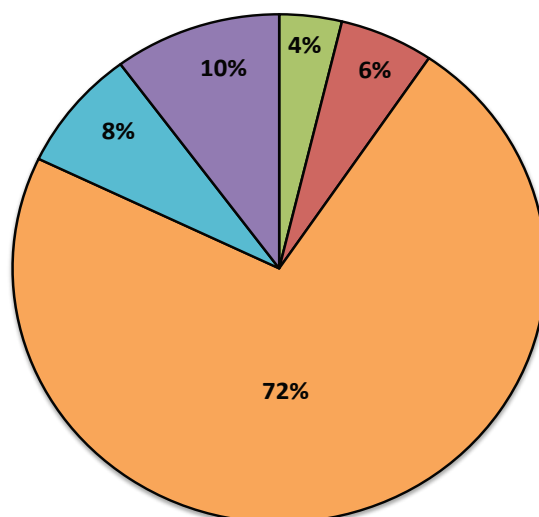


Figure 76 : Diagramme circulaire représentant le pourcentage de chaque catégorie de pointé par rapport à l'ensemble des pointés effectués sur les 25 OBS/OBH du profil Est. (orange=réfractées crustales (72%), bleu=réfléchies intra-crustales(8%), violet=réfléchies sur le Moho et autres réfléchies intra-crustales profondes (10%), vert=réfractées sédimentaires (4%), rouge=réfléchies sur le toit de la croûte (6%).

La Figure 77 représente la distribution des pointés d'ondes réfléchies et réfractées de la couche sédimentaire en fonction des OBS/OBH situés sur le profil et en fonction de leurs incertitudes. Les colonnes hachurées correspondent aux pointés de réfractées sédimentaires, les colonnes non-hachurées correspondent aux pointés de réfléchies sur le toit de la croûte (socle crustal). Le code couleur correspond aux incertitudes attribuées. On observe une répartition hétérogène du nombre de pointés (réfléchies ou réfractées) le long du profil. Certains OBS/OBH n'ayant enregistré uniquement que les premières arrivées d'ondes réfractées (comme par exemple pour l'OBS 213), d'autres n'ayant enregistré uniquement que les arrivées réfléchies sur le socle crustal (OBH 204 et OBS 205 par exemple).

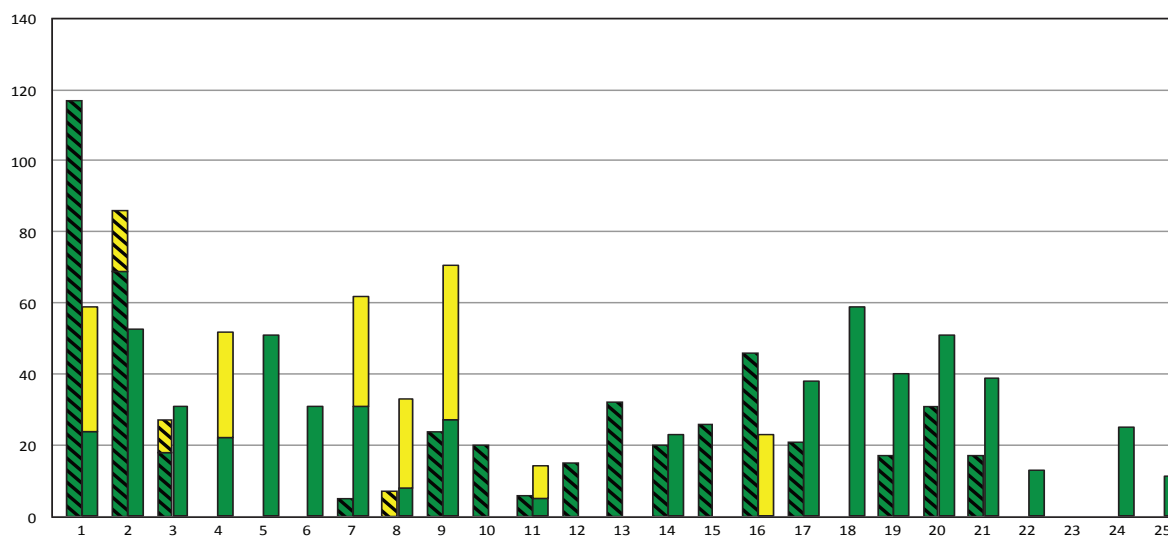


Figure 77 : Histogrammes de distribution du nombre de pointé par instrument pour la couche sédimentaire. Abscisse : Numéro de l'OBS/OBH, ordonnée le nombre de pointés. Les histogrammes hachurés représentent les pointés de réfractées, les histogrammes non-hachurés les pointés de réfléchies. En vert les pointés attribués d'une incertitude de 0.01, en jaune les pointés attribués d'une incertitude de 0.05.

La Figure 78 représente la distribution des pointés d'ondes réfractées crustales ainsi que les pointés des ondes réfléchies intra-crustales et profondes (*PmP*). Comme pour la figure précédente, les colonnes hachurées représentent les pointés de réfractées. Les colonnes non-hachurées les pointés de réfléchies intra-crustales. Les colonnes avec des tirets représentent les pointés sur les instruments correspondant aux réfléchies profondes (*PmP*) pour la partie Sud du profil (OBS 201 à 209) et pour un réflecteur intra-crustal profond pour la partie Nord (OBS 213 à 218), que nous analysons et interprétons dans le chapitre suivant. On note une distribution plus homogène du nombre de pointés de réfractées que pour la couche sédimentaire, la contribution la plus importante étant dans la partie centrale du profil (OBH 208 à 217). La répartition des pointés de réfléchies intra-crustales et sur le Moho (*PmP*) se localisent sur deux ensembles d'instruments, entre l'OBS 203 et l'OBS 209 pour la partie Sud du profil, et de l'OBS 213 à l'OBS 219 pour la partie Nord.

Dans un premier temps, il est important de noter grâce à cet histogramme, que les pointés correspondant aux réfléchies, qu'elles soient intra-crustales ou plus profondes, sont enregistrées sur les mêmes instruments (comme par exemple l'OBS 215 qui a enregistré deux arrivées de réfléchies distinctes intra-crustales). Il s'agit donc à première vue de deux réflecteurs distincts). Nous reviendrons sur l'interprétation de ces réflecteurs dans la suite de l'exposé. Le code couleur utilisé correspond aux incertitudes attribuées aux pointés. En vert les pointés attribués d'une incertitude de 0.01s, en jaune d'une incertitude de 0.05s, en orange d'une incertitude de 0.08s et en rouge d'une incertitude de 0.12s.

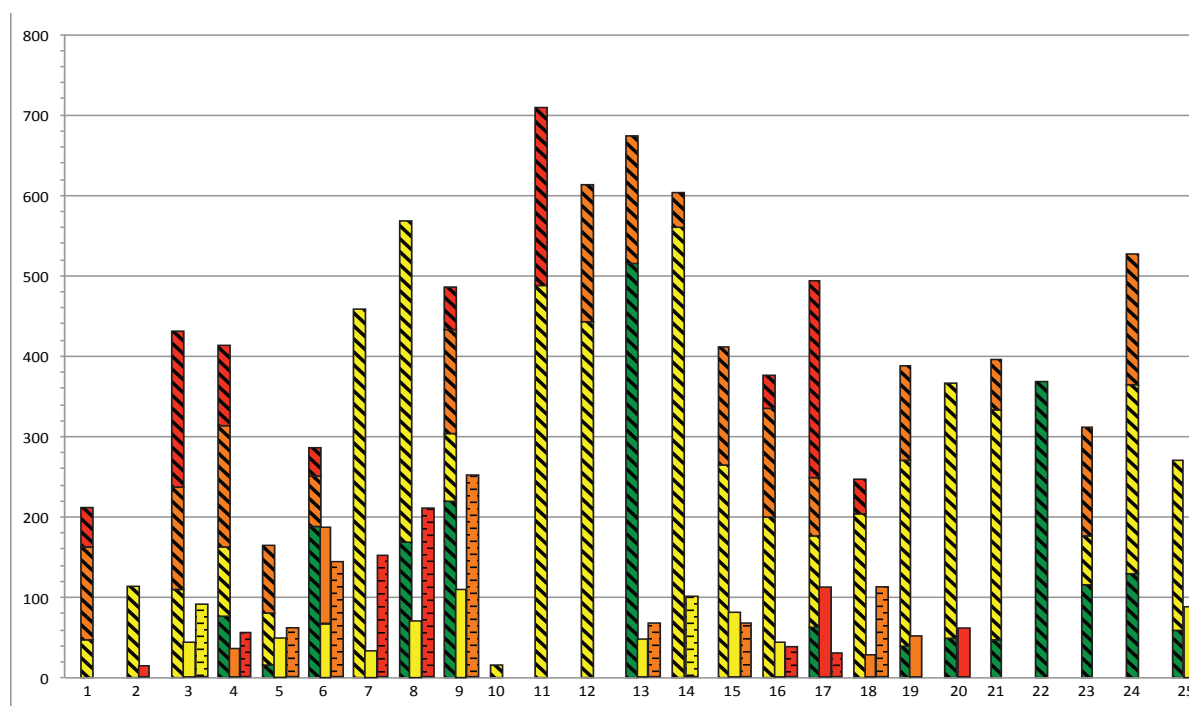


Figure 78 : Histogrammes de distribution du nombre de pointé par instrument pour la partie crustale et profonde. Abscisse : Numéro de l'OBS/OBH, ordonnée le nombre de pointé. Les colonnes hachurées correspondent aux pointés de réfractées, les colonnes non-hachurées aux réfléchies intra-crustales, les colonnes avec tirets, les pointés de réfléchies sur le Moho. En vert les pointés attribués d'une incertitude de 0.01s, en jaune avec une incertitude de 0.05s, en orange une incertitude de 0.08s, et en rouge une incertitude de 0.12s.

2.5.3. Méthodologie de l'inversion des données de la campagne

Le code Tomo2D ne permet pas d'inverser de manière simultanée les premières arrivées d'ondes réfléchies de réflecteurs distincts. J'ai donc choisi d'effectuer dans un premier temps l'inversion des premières arrivées réfractées de la couche sédimentaire et des arrivées réfléchies sur le toit de la croûte, puis progressivement des couches de plus en plus profondes (Badji, 2014; Sallarès et al., 2011). Pour initier l'inversion, nous avons élaboré un modèle initial que je présente ici.

2.5.3.1. *Construction du modèle initial*

Le modèle initial est composé d'une grille où l'on attribue à chaque nœud une vitesse de propagation. Chaque nœud de la grille est espacé de 300 mètres horizontalement sur la totalité du profil. Verticalement, j'ai choisi d'utiliser un espacement de plus en plus important au fur et à mesure que la profondeur augmente. En effet, la densité de rai par maille du modèle décroît en fonction de la profondeur, il est donc inutile de considérer un maillage trop fin en profondeur. De plus, la finesse du maillage a une influence sur le temps de calcul de l'inversion. L'espacement entre deux nœuds de la grille est de 100 mètre entre 0 et 7 km de profondeur, de 500 mètres entre 7 et 15 km de profondeur, et de 1 km à plus de 15 km. Ce gradient permettra potentiellement d'obtenir selon les données une haute résolution des premiers kilomètres du substratum et une résolution kilométrique en profondeur. La résolution du modèle sera précisée par les tests de résolution.

Nous attribuons ensuite à chaque nœud de la grille du modèle une vitesse de propagation qui soit cohérente avec la réalité du milieu. Pour cela j'ai suivi l'approche classique qui consiste à estimer un modèle 1D moyen du sous-sol et à le caler sous la bathymétrie. Pour cela j'ai représenté en fonction de la distance les pointés des premières arrivées d'ondes réfractées qui correspondent à priori à la couche sédimentaire (gamme d'offset allant de 0 à 20 km). La Figure 79 représente tous ces pointés, superposés sur la même origine en temps et en offset. A partir de cette figure, et en utilisant la méthode des « interceptes », qui nous permet de déterminer les vitesses de couches et les profondeurs des interfaces, nous avons ainsi pu déterminer le modèle 1D de vitesse utilisé pour le modèle de vitesse initial.

A première vue, les pointés des premières arrivées des OBS/OBH 201 à 212 (en bleu)(partie Sud du profil de réfraction) situés sur la moitié Sud du profil présentent de vitesses relativement plus élevées que pour les OBS 213 à 225 (en rouge)(partie Nord du profil de réfraction), avec des vitesses de propagation comprises entre 3 et 4,5 km/s pour les OBS/OBH 201 à 212 contre des vitesses comprises entre 2 et 3 km/s pour les OBS/OBH 213 à 225. Il semblerait donc que les premières arrivées de réfléchies et réfractées, se soient propagées dans une couche sédimentaire, où les vitesses moyennes de propagation du Nord au Sud sont différentes (plus lent dans la partie Nord que dans la partie Sud). C'est pour cette raison, et après plusieurs tests de différents modèles de vitesses initiaux pour l'inversion des temps de trajets de la couche sédimentaire, que j'ai choisi de créer un modèle de vitesse initial « hybride », c'est-à-dire dont les vitesses attribuées aux nœuds de la grille de vitesse initiale

sous le fond de mer et en profondeur sont différents entre la partie Sud du profil et la partie Nord. Dans la partie Sud du profil, la vitesse sur le fond est de 3km/s, de 5,3km/s à 5km de profondeur. Dans la partie Nord du profil, une vitesse sous le fond de 2,5km/s, de 4,8km/s à 5km de profondeur. La partie profonde du modèle de vitesse n'ayant pas d'influence dans l'inversion des temps de trajet de ces pointés, j'ai choisi un gradient qui permet une augmentation régulière de la vitesse dans la croûte jusqu'à une vitesse de 8 km/s à 40 km de profondeur pour les besoins du code, mais nous nous intéressons ici uniquement à la couche sédimentaire, donc superficielle, et concernant uniquement les premiers kilomètres du modèle. La Figure 80 représente le modèle de vitesse présenté ci-dessus pour la partie Sud et la partie Nord du profil du modèle de vitesse initial que nous avons utilisé pour l'inversion des temps de trajet de la couche sédimentaire.

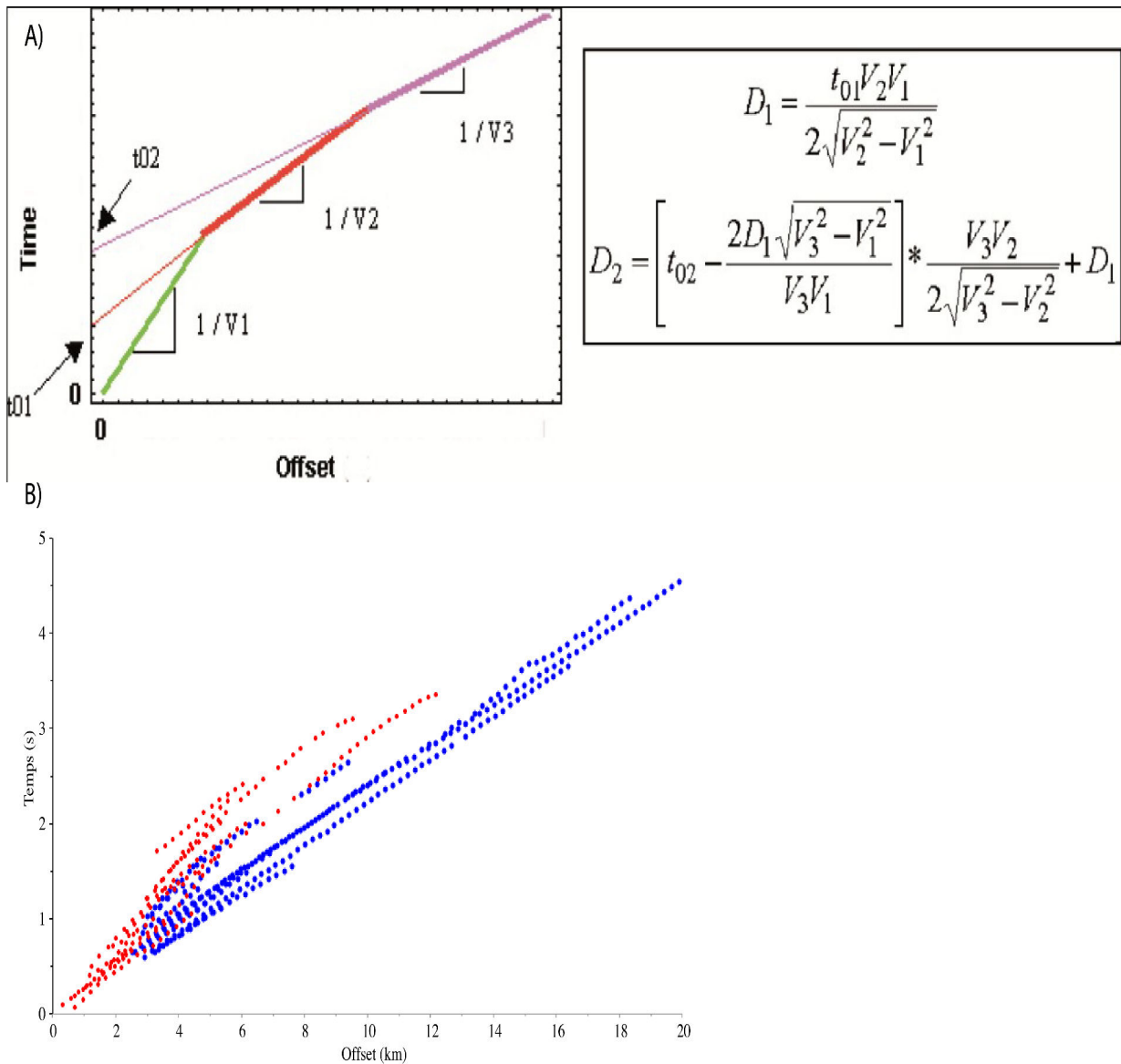


Figure 79 : A) Principe de calcul des vitesses des couches et des profondeurs des interfaces par la méthode des interceptes. D1 et D2 sont les profondeurs des interfaces des couches ayant respectivement les vitesses V1 et V2 dans le cas de couches horizontales (Badji et al., 2014). B) Représentation de la totalité des pointés des premières arrivées de la couche sédimentaire à la même origine pour les comparer simultanément (en orange les OBS/OBH 213 à 225 (Nord du profil), en bleu les OBS/OBH 201 à 212 (Sud du profil)). Les lignes rouges correspondent respectivement à des vitesses de propagation de 2, 3, 4 et 5km/s.

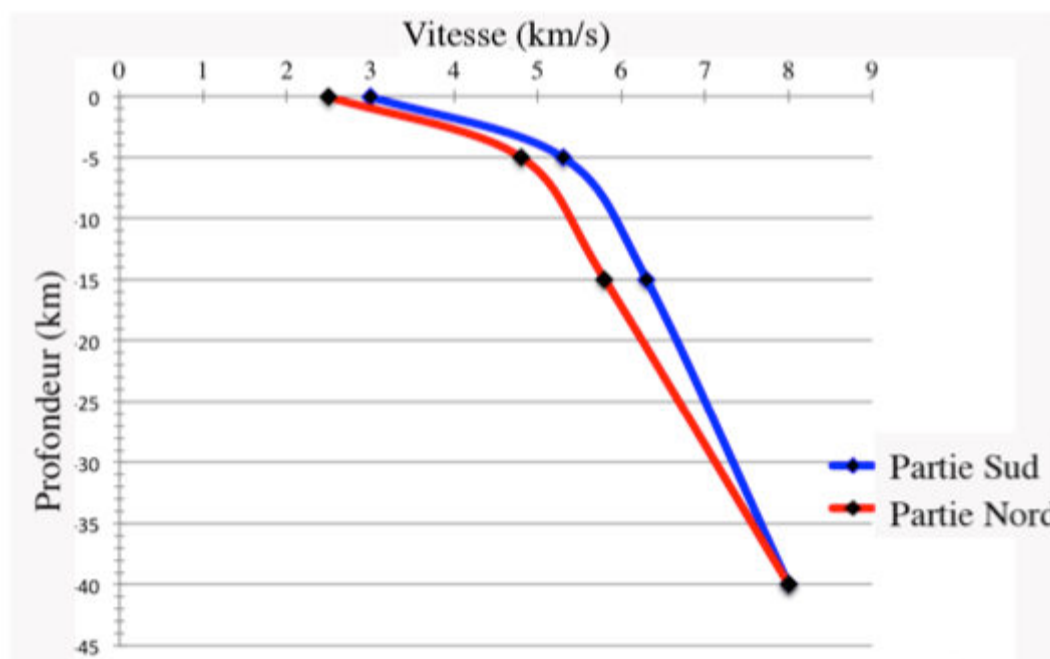


Figure 80 : Gradient de vitesse utilisé dans la partie sud (en bleu) et nord (en rouge) pour définir le modèle de vitesse initial de l'inversion de la couche sédimentaire.

La Figure 81 représente le modèle hybride initial que j'ai utilisé pour l'inversion de la couche sédimentaire. La partie Sud et la partie Nord du modèle de vitesse sont séparées par une zone de transition, zone dans laquelle les vitesses sont interpolées linéairement entre le Sud du profil et le Nord du profil, pour ne pas générer de saut de vitesse brutal.

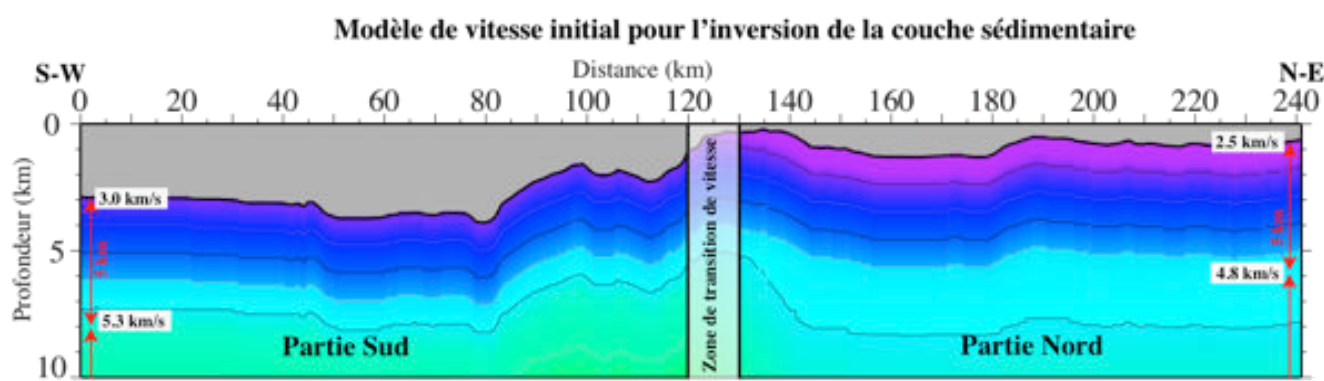


Figure 81: Représentation du modèle de vitesse initial utilisé pour l'inversion de la couche sédimentaire.

2.5.3.2. Inversion de la couche sédimentaire

Comme décrit dans les parties précédentes, nous avons choisi d'inverser les données de sismique grand-angle couche par couche, des couches les plus superficielles vers les couches les plus profondes du sous-sol. Nous avons donc commencé par inverser la couche sédimentaire. Pour cela j'ai utilisé le modèle de vitesse initial présenté dans la partie ci-dessus et effectué l'inversion des premières arrivées des ondes réfléchies et réfractées de la couche

sédimentaire. Le profil que nous étudions présente une grande variabilité dans l'épaisseur de sédiment du Sud vers le Nord en plus d'une forte variation topographique. De grands bassins sédimentaires sont adjacents à un socle affleurant, où l'épaisseur de sédiments est quasi-nulle (cf. partie sismique multi-trace).

L'espacement entre chaque OBS/OBH et la densité de pointés par OBS ne permet pas de faire converger convenablement le modèle final. Nous avons donc choisi d'intégrer les informations fournies par le profil de sismique multi-trace coïncidant à l'inversion des données de sismique grand-angle. Ce profil est caractérisé par la présence d'un socle acoustique très clair que l'on peut suivre sur la quasi-totalité du profil, on a donc choisi ici d'intégrer à l'inversion des lectures de temps d'arrivées de l'onde réfléchie au toit de la croûte à offset nul.

Après vérification de la concordance entre le réflecteur acoustique identifié sur la sismique multi-trace, et les arrivées correspondantes des OBS/OBH, j'ai mesuré le temps double de la réflexion à intervalle réguliers entre chaque OBS/OBH situé sur le profil, auquel j'ai retranché le temps simple à travers la tranche d'eau. Cette mesure ainsi obtenue correspond au temps de l'onde réfléchie sur le toit de la croûte tel qu'on l'enregistrerait à offset nul sur un OBS/OBH.

On intègre ensuite ces données comme l'enregistrement d'un OBS « fictif » aux données de sismique grand-angle. On peut ainsi densifier la répartition des mesures et le nombre de pointés d'arrivées réfléchies le long du profil pour mieux contraindre la géométrie du réflecteur (ici le toit de la croûte à la base des sédiments). On passe ainsi de 25 sites d'enregistrement OBS/OBH le long du profil à 61 sites d'enregistrements espacés de 3,5 km (ajout de 36 points de mesures d'OBS « fictifs » aux 25 OBS/OBH du profil de réfraction). La Figure 82 présente la localisation des OBS/OBH (en rouge sur la figure) le long du profil de réfraction, ainsi que la localisation des mesures issues de la sismique multi-trace (c'est-à-dire les réfléchies à offset nul qui permettent de contraindre la géométrie du réflecteur) (en vert sur la figure).

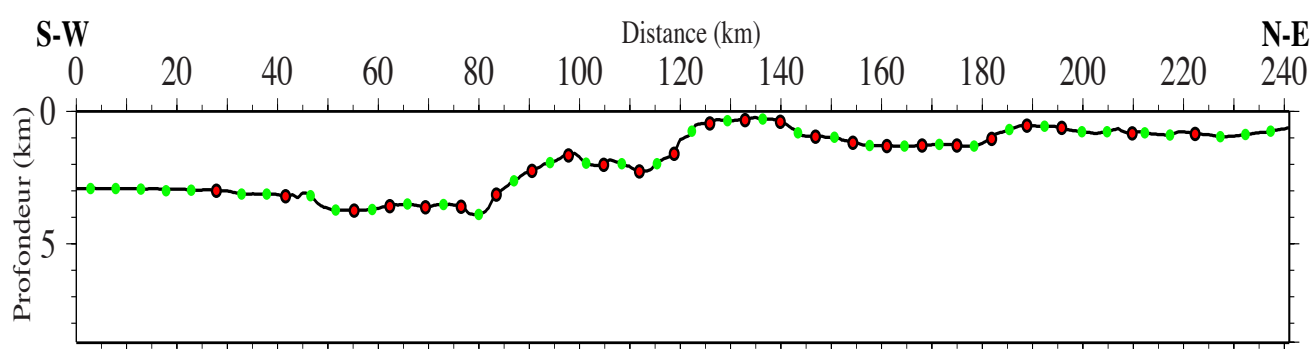


Figure 82 : Localisation des OBS/OBH le long du profil de sismique réfraction ainsi que des mesures effectuées le long du profil de sismique multi-trace et intégrées dans le processus d'inversion de la couche sédimentaire

La Figure 83 présente la méthodologie que j'ai utilisée pour établir la correspondance entre réfléchie au toit de la croûte sur les OBS/OBH et réfléchie à offset nul sur le profil de sismique réflexion multitrace, et pour en extraire la mesure à mi-distance entre deux OBS.

On superpose dans un premier temps, avec une même échelle verticale (en temps) l'enregistrement d'un OBS/OBH à la section de sismique multi-trace, puis on identifie sur les enregistrements OBS/OBH la phase réfléchie sur le toit de la croûte. On répète l'opération pour l'OBS/OBH le plus proche et on mesure ensuite sur la section sismique multi-trace, à mi-distance entre les deux OBS/OBH, le temps double du réflecteur acoustique qui relie les identifications faites sur chacun des deux OBS/OBH.

On intègre ensuite ces données au fichier contenant les pointés comme un OBS additionnel qui n'aurait enregistré les tirs qu'au moment du passage du bateau à son aplomb. Ceci permet de réduire l'espace entre récepteurs par deux pour cette phase, et de densifier le nombre de pointés des réfléchies au toit de la croûte, pour mieux contraindre la géométrie du réflecteur correspondant.

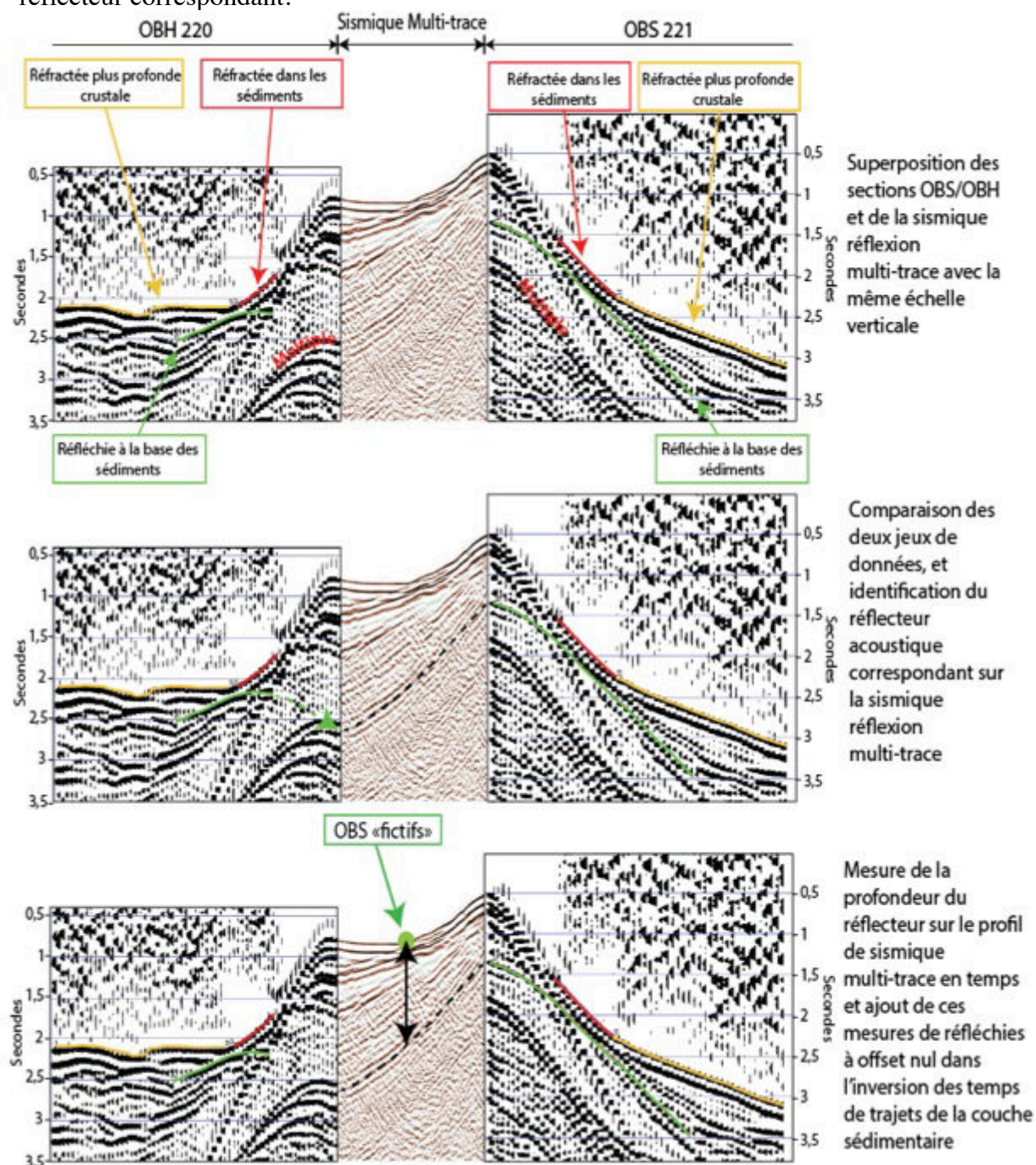


Figure 83 : Illustration de la méthodologie permettant d'intégrer le réflecteur correspondant au socle acoustique issu de la sismique multi-trace dans les données de sismique grand-angle.

2.5.3.3. *Inversion crustale*

La méthodologie que nous avons utilisée, et qui consiste à inverser les temps de trajets couche par couche permet d'optimiser les contraintes sur les différentes parties du modèle final proposé. Au terme de l'inversion des temps de trajets des premières arrivées de réfléchies et réfractées de la couche sédimentaire, nous obtenons un modèle de vitesse qui contraint la vitesse au-dessus du réflecteur correspondant au toit de la croûte et marquant la base de la couche sédimentaire ainsi que sa géométrie. J'utilise ensuite ce modèle de vitesse obtenu après inversion comme nouveau modèle de vitesse initial pour l'inversion des temps de trajet des couches plus profondes. Pour cela, j'ajoute à la partie sédimentaire du modèle initial un modèle 1D de vitesses moyennes de croûte, en prenant soin de le placer cette fois sur le socle, et non pas sur le fond de mer.

Le modèle de vitesse que j'ai appliqué sous le réflecteur et correspondant à la partie plus profonde et crustale a été déterminé à partir d'une compilation des différentes vitesses de propagation des ondes P dans la croûte (continentale ou océanique). La Figure 84 compile des profils de propagation des vitesses des ondes P en fonction de la profondeur (liste non-exhaustive), et ce, dans diverses régions d'études. J'ai représenté les profils 1D obtenus dans le Golf de Cadiz (Sallarès et al., 2011), dans la région de Marmara (Gurbuz et al., 2000), dans la plaine abyssale Ionienne (Gallais et al., 2011), ou encore à l'échelle globale et dans différentes région du globe (Christensen and Mooney, 1995). Ces profils 1D de vitesses en fonction de la profondeur sont obtenus dans des croûtes continentales amincies ou non-amincies, des arcs continentaux, ou encore de croûtes océaniques.

Ces données issues de la littérature montrent des vitesses au sommet de la croûte dans une gamme de valeur comprise entre 3,7km/s et 5,7km/s à des vitesses allant de 6,7km/s à 7,8km/s à 40km de profondeur. J'ai également pris soin de fixer la valeur de la vitesse de propagation sous le réflecteur de la couche sédimentaire à une vitesse ne permettant pas d'inversions de vitesses le long du profil (des vitesses à la base de la couche sédimentaire qui seraient supérieures à des vitesses sous le réflecteur qui correspond à la base de la couche sédimentaire).

J'ai donc appliqué un gradient de vitesse sous le réflecteur du toit de la croûte faisant passer la vitesse de 5,7 km/s sous le réflecteur à 7 km/s à 25 km puis à 8 km/s à 35km de profondeur. Ce gradient est appliqué de manière homogène et uniforme le long du profil de sismique grand-angle. A ce gradient, je superpose le résultat de l'inversion de la couche sédimentaire.

On obtient ainsi un modèle de vitesse initial qui prend en compte au mieux la topographie du socle, qui est une discontinuité majeure de vitesse. Le jeu de données utilisé pour l'inversion de la partie crustale utilise les arrivées d'ondes réfléchies intra-crustales pointées sur les OBS/OBH et les ondes réfractées de la croûte.

Dans cette deuxième étape de l'inversion, contrairement à l'inversion de la couche sédimentaire, j'ai uniquement utilisé les données de sismique grand-angle, les données issues de la sismique multi-trace ne sont pas suffisamment bien contraintes pour être exploitées en tomographies des temps de trajet pour les couches profondes.

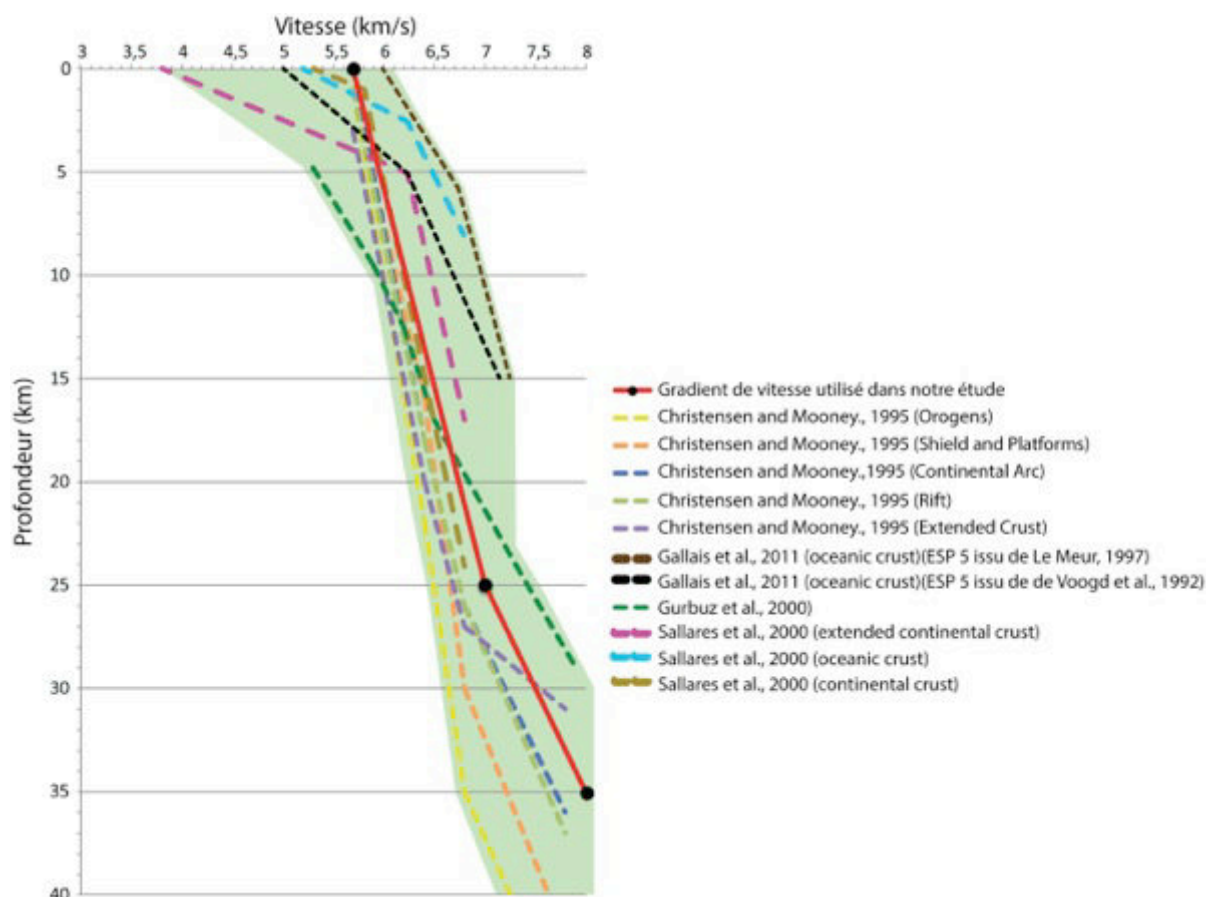


Figure 84 : Compilation de profils 1D de vitesses de propagation d'ondes P en fonction de la profondeur issus de la littérature. Les profils 1D en pointillés représentent ceux issus de différentes études. Le profil 1D en trait continu rouge représente les valeurs utilisées pour l'inversion des temps de trajet de la partie crustale pour notre étude. La surface verte représente la variabilité générale des profils 1D issus de la littérature présentés ici.

La Figure 85 résume la méthodologie que j'ai utilisée pour créer le modèle de vitesse initial que j'ai utilisé pour l'inversion des temps de trajet pour la partie crustale. La première figure correspond au modèle de vitesse de la couche sédimentaire obtenu après inversion des premières arrivées d'ondes réfléchies et réfractées sédimentaires ainsi que les pointés d'ondes réfléchies à offset nul issus de la sismique réflexion multi-trace. La deuxième figure correspond au modèle de vitesse situé sous le réflecteur correspondant à la base de la couche sédimentaire dont les vitesses sont présentées ci-dessus. La dernière figure représente la juxtaposition de ces deux modèles, modèle qui sera utilisé pour l'inversion des temps de trajet pour la partie crustale du profil.

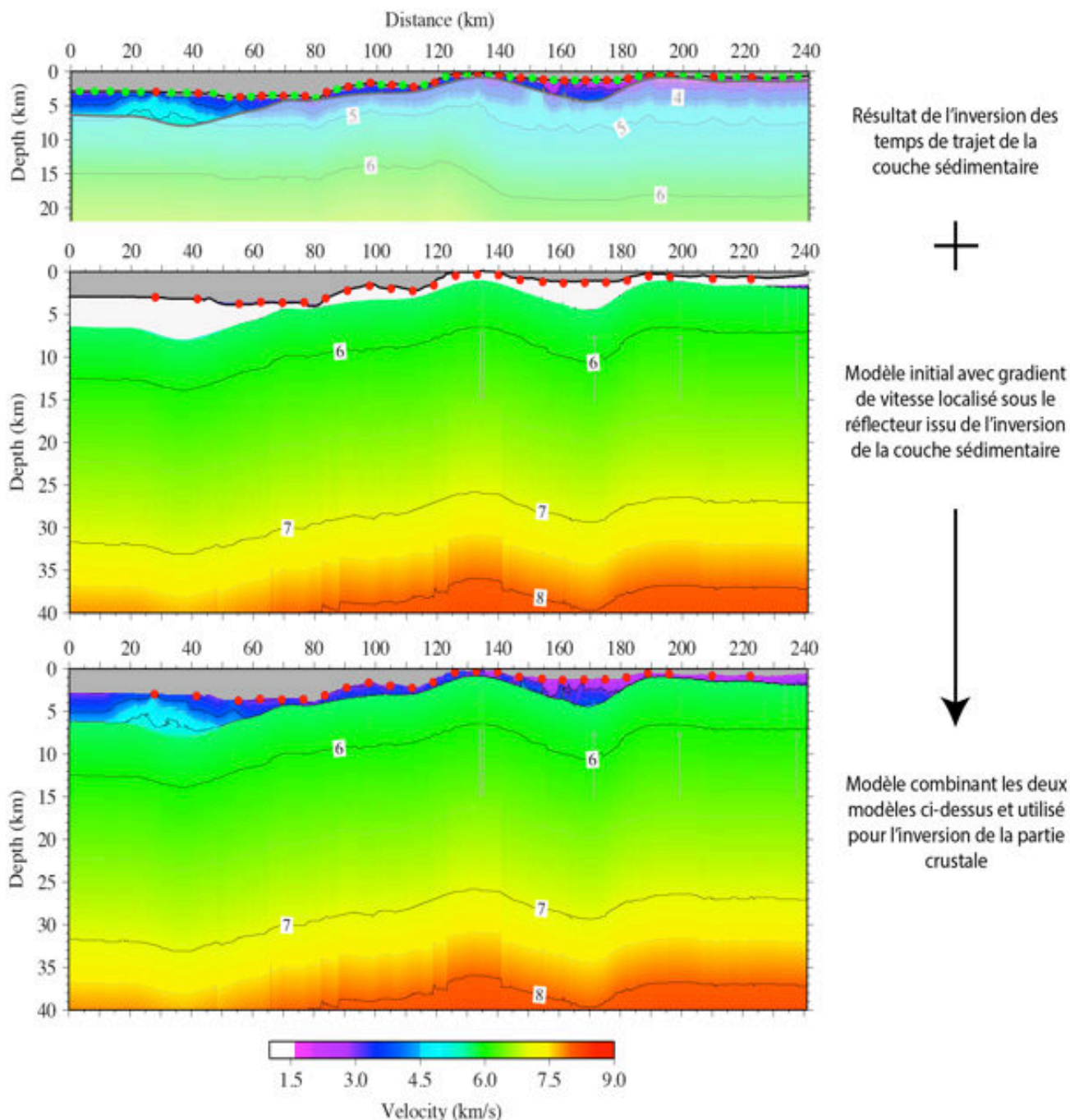


Figure 85 : Illustration de la méthodologie utilisée pour la création du modèle de vitesse initial utilisé pour l'inversion crustale. La première figure correspond au résultat de l'inversion des temps de trajet de la couche sédimentaire, la deuxième figure le modèle de vitesse appliqué sous le réflecteur de la couche sédimentaire, et la dernière figure, le modèle initial obtenu après sommation de ces deux modèles et utilisé pour l'inversion de la partie crustale.

La dernière phase d'inversion correspond à l'inversion des temps de trajets des ondes réfléchies profondes que nous avons pu identifier sur l'enregistrement des 25 instruments qui composent le profil Est, ces ondes réfléchies à priori correspondant aux réfléchies sur le Moho (*PmP*). En appliquant la même démarche que pour les inversions des temps de trajets précédentes, je récupère le modèle issu de l'inversion crustale présenté ci-dessus, j'applique ensuite un gradient de vitesse sous le réflecteur correspondant à l'interface intra-crustale modélisée.

Le profil Est que nous étudions ici est situé au niveau du segment Sud-Ouest de la zone de subduction hellénique, la partie Sud du profil est celle se situant dans la partie méditerranéenne, tandis que la partie Nord du profil se situe au niveau de la mer de Crète et la mer Egée. Lors de l'inversion de la partie crustale présentée précédemment, le réflecteur intra-crustal imagé, de par sa géométrie, permet de faire l'hypothèse qu'il s'agit du sommet de la croûte océanique passant en subduction sous la croûte avant-arc de la plaque supérieure Egéenne. La partie Nord du profil correspondant à priori uniquement à de la croûte continentale avant-arc Egéenne. Les descriptions et interprétations de ces réflecteurs et des vitesses obtenues après inversion sont décrites dans le chapitre suivant, cependant, cette première hypothèse présentée ici nous permet de définir les gradients de vitesses que j'ai choisi d'appliquer pour l'inversion des temps de trajet pour la partie la plus profonde du modèle.

Le modèle de vitesse que j'ai appliqué pour la partie profonde correspond donc à des vitesses de propagation des ondes P attendues dans de la croûte océanique pour la partie Sud (Figure 84 (Sallarès et al., 2011) profil 1D oceanic crust), et pour de la croûte continentale avant-arc pour la partie Nord. Les ondes réfléchies que nous cherchons à modéliser ici correspondant à priori à la limite entre la croûte et le manteau, j'ai également introduit un saut de vitesse pour marquer cette limite. En effet, les vitesses de propagation des ondes P dans le manteau sont de l'ordre de 8km/s (Christensen and Mooney, 1995; Gurbuz et al., 2000; Meléndez et al., 2009; Sallarès et al., 2011).

Les gradients de vitesses utilisés pour cette inversion, dans la partie Sud et la partie Nord du profil sont représentés sur la Figure 86. J'ai appliqué une vitesse de 6.3km/s sous le réflecteur intra-crustal obtenu après inversion précédente, de 6,7 km/s à 15 km sous le réflecteur dans la partie Nord du profil et de 8km/s à 19 km. Pour la partie Sud, une vitesse de 6,7 km/s sous le réflecteur, de 6,9 km/s à 12 km, de 7,4km/s à 13 km, de 8km/s à 17 km. La Figure 87 représente le modèle de vitesse initial utilisé pour réaliser cette dernière inversion. L'interprétation et la discussion des résultats obtenus pour l'inversion des temps de trajet enregistrés sur les 25 OBS/OBH le long du profil Est sont effectués dans le chapitre suivant.

Ce modèle, comme pour le modèle initial utilisé lors de l'inversion de la couche sédimentaire, est interpolé linéairement entre les deux gradients définis précédemment dans la partie centrale du modèle, pour ne pas induire de saut de vitesse brutal latéralement. J'ai également pris soin de fixer la vitesse sous le réflecteur issu de l'inversion précédente pour ne pas inclure d'inversion de vitesse.

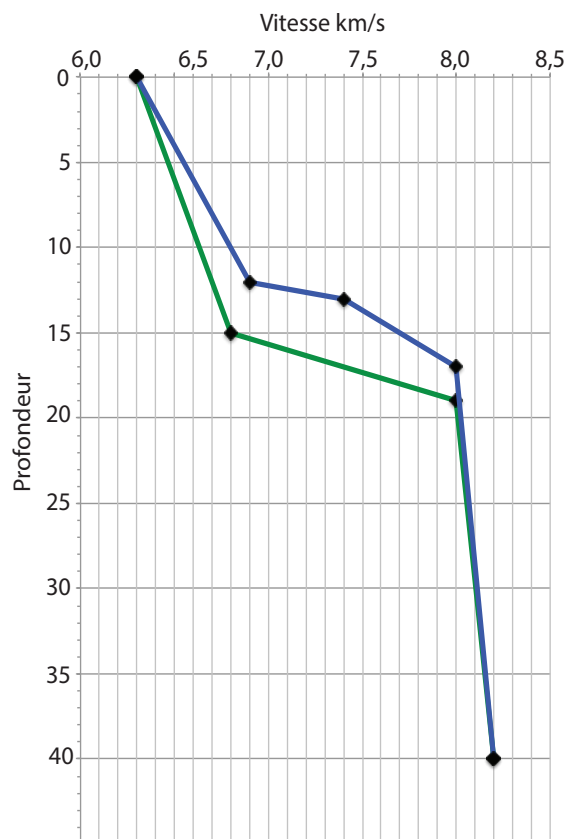


Figure 86 : Profils 1D de vitesses en fonction de la profondeur utilisés pour le modèle initial d'inversion de la partie la plus profonde. En bleu, le gradient de vitesse utilisé pour la partie Sud du profil « océanique ». En vert, le gradient de vitesse utilisé pour la partie Nord du profil « continentale ».

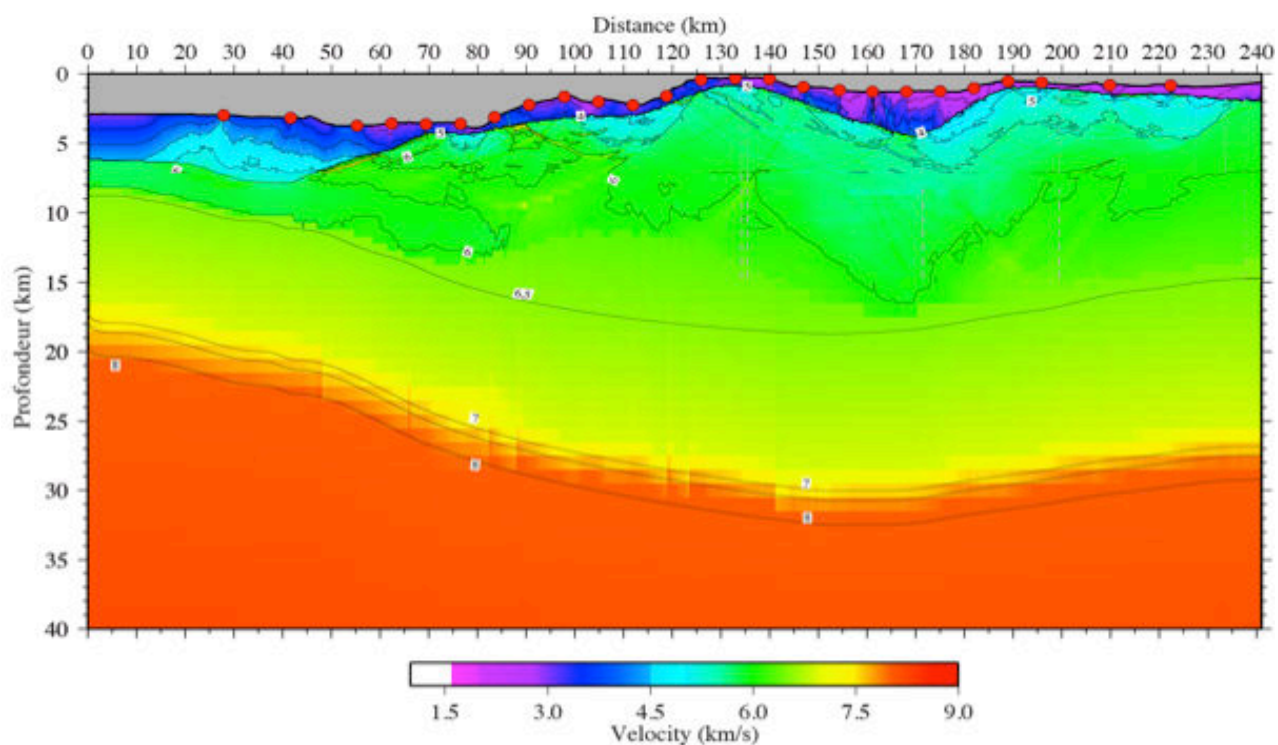


Figure 87 : Modèle de vitesse initial utilisé pour l'inversion de la couche la plus profonde des pointés enregistrés sur les 25 instruments du profil Est.

3. **I**nterfaces majeures du segment Sud-Ouest de la zone de subduction hellénique

L'acquisition des profils de sismique multi-trace et de sismique réfraction de la campagne Ulysse dont je présente le traitement dans le chapitre précédent permettent de caractériser les structures du segment Sud-Ouest de la zone de subduction hellénique. L'analyse conjointe du profil de sismique réfraction de 250 km et du profil de sismique multi-trace coïncidant dans la partie Est de notre zone d'étude nous permet de caractériser dans un premier temps les structures et interfaces majeures en terme de géométrie et de vitesse de propagation des ondes sismiques (Figure 88).

Ce chapitre est consacré à la présentation et l'interprétation des résultats obtenus à partir de l'inversion des temps de trajet des données de sismique réfraction grand-angle du profil de 250 km de long et du profil de sismique réflexion multi-trace coïncidant.

Je présente et discute dans une première partie la géométrie du socle et les vitesses dans la couche sédimentaire de la plaque chevauchante Egéenne sur laquelle les profils ont été acquis.

Dans une seconde partie, je présente et discute des résultats de l'inversion tomographique et des données issues de la sismique multi-trace dans le Sud du profil.

Dans une troisième partie, je présente les résultats du modèle de vitesse dans le Nord de la zone. Enfin, je propose une interprétation des principales structures et interfaces identifiées sur ces données.

Dans le chapitre suivant, je discuterai plus précisément de l'identification des structures internes des unités observées sur ces profils, mais également sur les autres profils de sismique multi-trace acquis lors de la campagne que ce soit dans la partie sud du segment Sud-Ouest de la zone de subduction, c'est à dire dans la partie méditerranéenne et plus précisément en mer Ionienne, ou encore dans la partie Nord, en mer Egée.

La totalité des sections OBS/OBH contenant les temps observés et les temps calculés pour la totalité du modèle sont disponibles en Annexe.

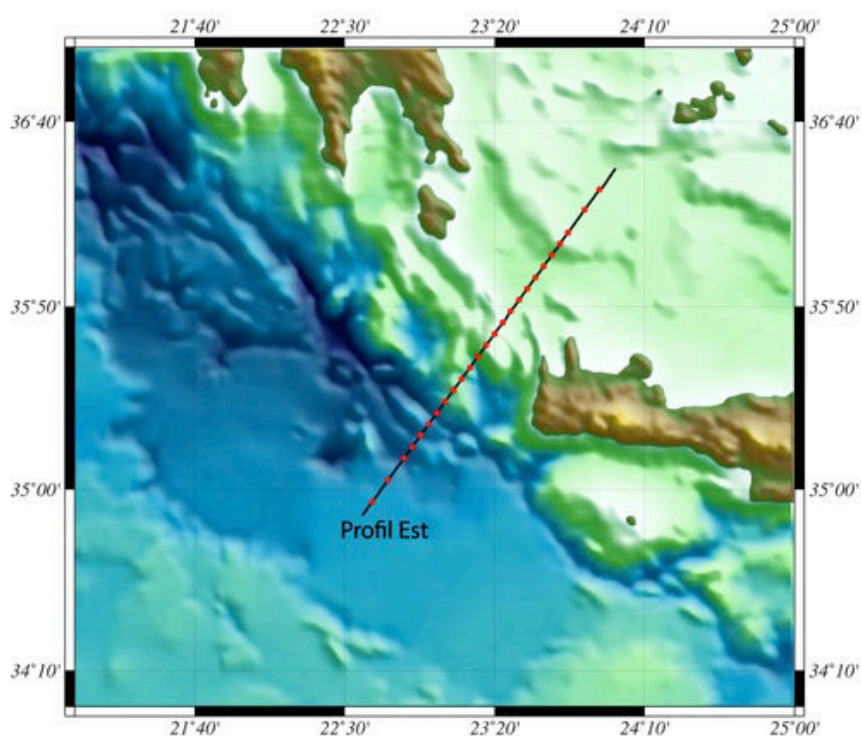


Figure 88 : Carte de localisation du profil de sismique réflexion multi-trace et du sismique de réfraction grand-angle coïncidant présenté dans ce chapitre.

1. Géométrie du socle et de la couverture sédimentaire de la plaque Egéenne

La totalité des profils de sismique réflexion multi-trace et de sismique réfraction grand-angle acquis lors de la campagne Ulysse se situe sur la microplaque chevauchante Egéenne. Comme nous avons pu le voir dans le chapitre consacré à la caractérisation de cette microplaque, celle-ci résulte d'une histoire géologique et d'une cinématique complexe. Dans le segment Sud-Ouest de la zone de subduction hellénique, le socle acoustique qui caractérise la base de la couche sédimentaire est fortement accidenté (Figure 89). En effet, bien que située sur la plaque chevauchante, la couche sédimentaire recouvrant ce socle acoustique présente une grande variabilité, en terme d'épaisseur, et de vitesses de propagation des ondes sismiques. La Figure 89 représente la totalité du profil de sismique multi-trace Est (Ulysse 3 en sismique multi-trace) que nous allons analyser et discuter dans ce chapitre.

Dans la partie Sud du profil, le socle acoustique est caractérisé sur le profil de sismique réflexion multi-trace par un réflecteur de forte amplitude dont nous pouvons visualiser la continuité sur la Figure 89. La couche sédimentaire déposée sur ce socle dans cette zone est d'une épaisseur comprise entre 2,0 et 0,5 secondes. Cependant lorsqu'on se dirige vers le Nord-Est, on constate une diminution de l'épaisseur de la couche sédimentaire, et la continuité latérale du socle est partielle. La forte topographie du fond de mer et du socle sont possiblement les causes de cette perte du signal correspondant au socle acoustique. La géométrie du socle entre 80 km et 140 km à partir du Sud du profil semble suivre le saut bathymétrique qui sépare la mer Ionienne au Sud de la mer Egéenne au Nord (Figure 89), où la couverture sédimentaire est relativement faible, de l'ordre de 0,2 seconde environ. Enfin dans la partie Nord du profil, on remarque une augmentation de l'épaisseur de la couche sédimentaire, notamment entre 145 et 190 km, où un bassin sédimentaire de grandes dimensions est observé.

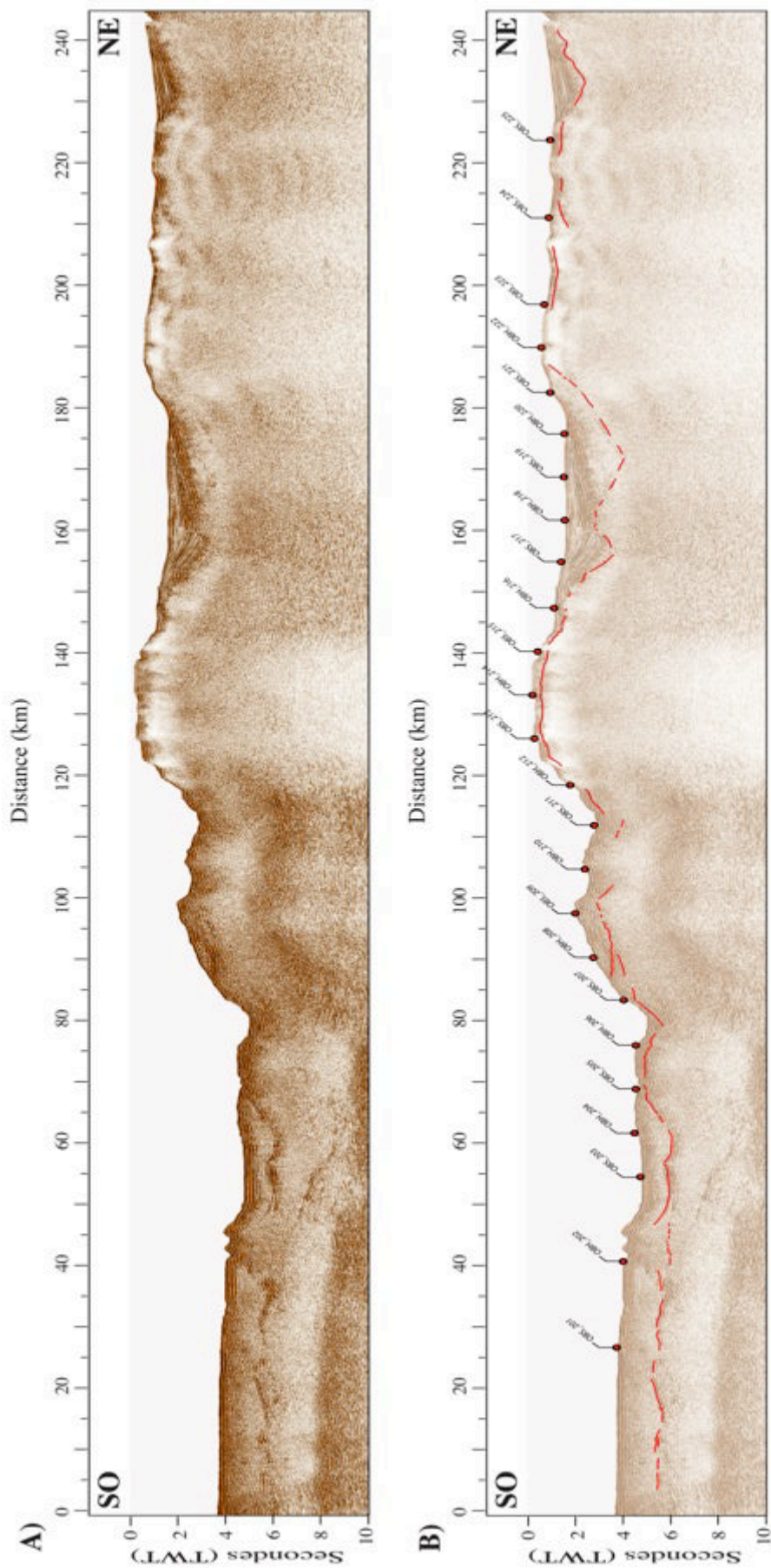


Figure 89 : Profil de sismique réflexion multi-trace Ulysse 3. A) Profil brut sans interprétation. B) Profil sur lequel figure la localisation des OBS/OBH du profil de sismique réflexion grand-angle coïncidant ainsi que la localisation du socle acoustique séparant la couche sédimentaire de la partie cristalline dans cette région.

Comme j'ai pu le présenter dans la partie consacrée au traitement des

données de la sismique réfraction grand-angle et au processus d'inversion, j'ai choisi d'adopter une méthodologie d'inversion couche par couche, des couches les plus superficielles vers les couches les plus profondes. La variabilité de l'épaisseur de la couche sédimentaire que nous pouvons observer sur le profil de sismique multi-trace étant très importante, j'ai intégré les données de sismiques réflexion multi-trace aux données enregistrées par les OBS/OBH le long du profil (cf. **Méthodologie de l'inversion des données de la campagne**). La Figure 90 représente le modèle tomographique final obtenu après inversion de la totalité des temps de trajets pointés sur les enregistrements OBS et OBH. Le trait continu noir représente la géométrie du réflecteur correspondant au socle acoustique, c'est-à-dire à la base de la couche sédimentaire.

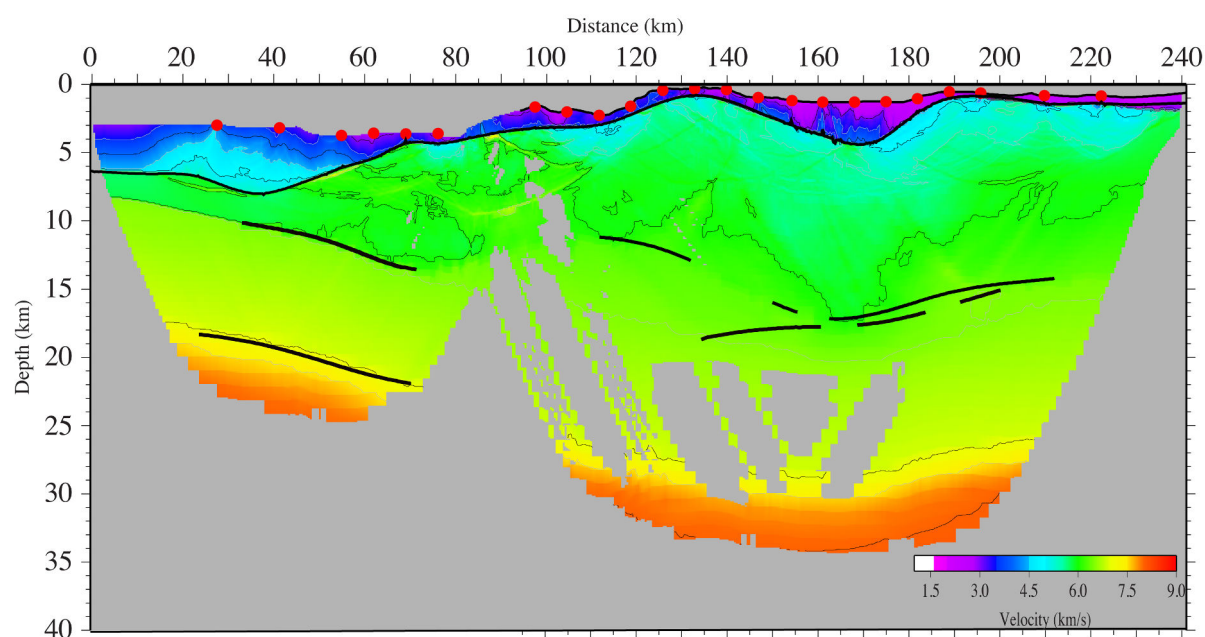


Figure 90 : Modèle de vitesse final obtenu après inversion des temps de trajet. Le réflecteur superficiel correspond au socle acoustique interprété comme la base de la couche sédimentaire du profil de sismique réfraction grand-angle.

Au premier ordre nous pouvons noter une variabilité de la vitesse de propagation des ondes dans la couche sédimentaire, entre la partie Sud du profil et la partie Nord.

1.1. Réflecteur 1 domaine Ionien

En effet, comme nous pouvons le voir sur la Figure 91 qui représente la partie Sud du modèle de vitesse final, ainsi que des profils de vitesse 1D dans cette portion du modèle, les vitesses de propagation sont comprises entre 3 km/s et 3,6 km/s sur le fond de mer. Les vitesses à la base des sédiments augmentent rapidement, pour atteindre des valeurs maximales ponctuelles de 5,9 km/s.

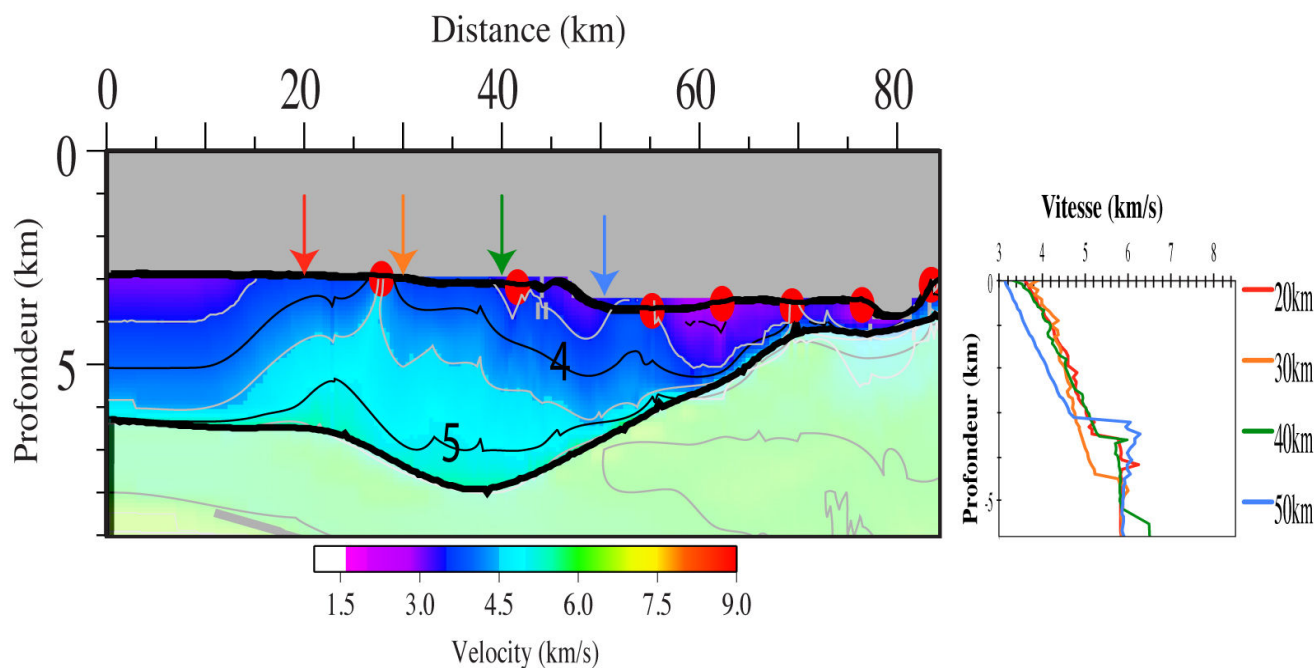


Figure 91 : Partie Sud du modèle de vitesse final obtenu après inversion des temps de trajet (A droite). A gauche, les profils de vitesse 1D issus du modèle de vitesse sous le fond de mer (à 20, 30, 40 et 50 km de distance depuis le début du profil).

Les vitesses de propagation du modèle final dans cette zone du profil sont essentiellement contraintes par les 5 premiers instruments du profil de réfraction (OBS 201 à OBS 205) (Figure 92). Cependant, les vitesses de propagation, obtenues après inversion des temps de trajets de premières arrivées de réfractées ont été essentiellement enregistrées par l'OBS 201 et l'OBH 202 (sections complètes des enregistrements OBS/OBH disponibles en Annexe). La géométrie du réflecteur est contrainte par les réfléchies enregistrées sur les instruments du profil de réfraction, mais également par les mesures effectuées grâce au profil de sismique multi-trace. La partie droite de la Figure 92 présente les tracés de rais enregistrés par les OBS/OBH du profil dans cette couche (en rouge), ainsi que les rais tracés à partir de l'intégration des données issues de la sismique multi-trace (en vert).

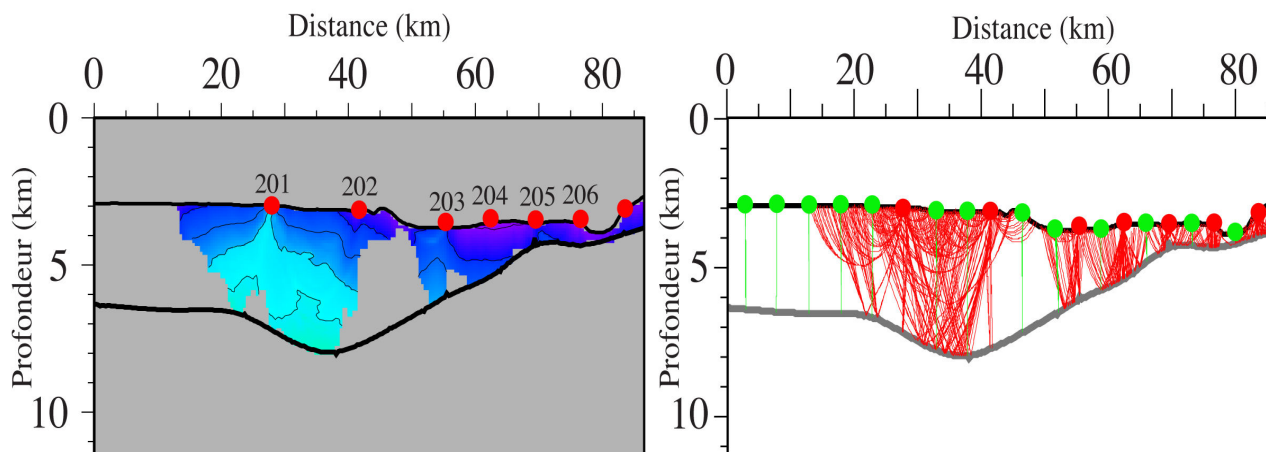


Figure 92 : Partie Sud du modèle de vitesse final échantillonné par les OBS/OBH 201 à 206. A gauche les parties de la couche sédimentaire échantillonnées par les instruments. A droite, les tracés de rais des premières arrivées de réfléchies et réfractées enregistrées par les OBS/OBH (en rouge), en vert, les tracés de rais des arrivées à offset nul intégré par la sismique multi-trace.

Comme nous avons pu le voir sur la Figure 91, les vitesses de propagation des ondes dans la couche sédimentaire sont élevées dans cette partie du modèle. Bien que cette partie du modèle de vitesse soit globalement assez peu échantillonnée (uniquement 5 OBS, dont 2 contraignent réellement les vitesses dans la partie la plus profonde du bassin (OBS 201 et OBH 202). Nous pouvons remarquer que les zones où les vitesses sont rapides dans le modèle de vitesse, sont celles qui sont échantillonnées par des rais lors du calcul des temps de trajet.

Si on s'intéresse à l'enregistrement des premières arrivées des ondes réfractées enregistrées par l'OBS 201 et l'OBH 202 (Figure 93), on remarque que les vitesses de propagation des ondes, sont au premier ordre, supérieures ou égales à 4 km/s. En effet, la vitesse de réduction appliquée à la section que je présente dans la Figure 93 est de 4 km/s, et les premières arrivées d'ondes réfractées sont au premier ordre horizontalisées, ce qui implique des vitesses égales ou supérieures à cette vitesse de réduction.

Nous remarquons également sur l'enregistrement de l'OBH 202 un saut en temps dans l'enregistrement de la première arrivée d'onde réfractée dans la couche sédimentaire, ce saut de vitesse pourrait être potentiellement lié à la présence d'une variation brutale de la topographie de fond de mer à proximité de l'OBH 202, ou encore à la présence d'une couche sédimentaire de vitesse relativement plus faible que les couches situées à sa base et son sommet.

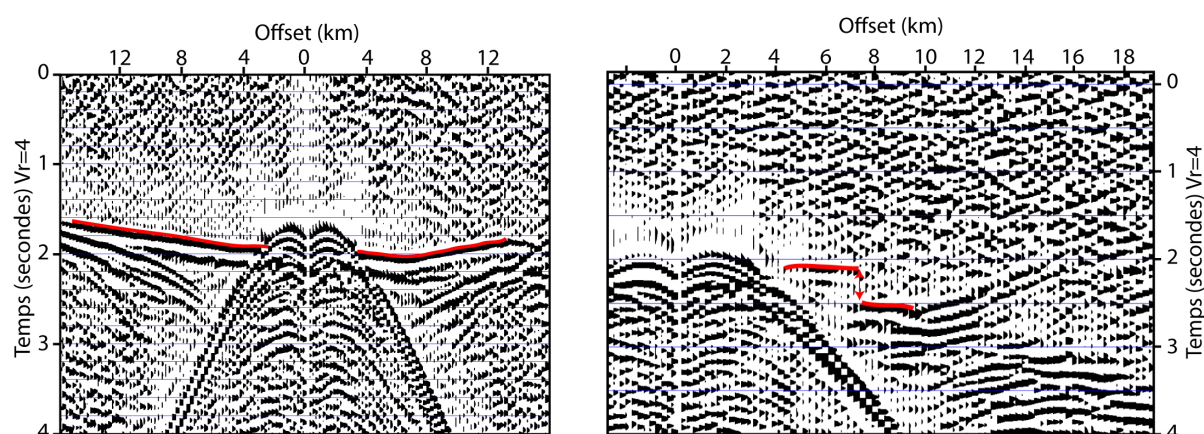


Figure 93 : Enregistrement des premières arrivées d'ondes réfractées sur l'OBS 201 (à gauche) et l'OBH 202 (à droite) avec une vitesse de réduction de 4 km/s.

1.2. Réflecteur 1 domaine Egéen

Comme nous avons pu le voir dans la présentation de la totalité du profil, que ce soit sur le profil de sismique multi-trace ou sur le modèle de vitesse final, l'épaisseur de la couche sédimentaire diminue lorsqu'on se dirige vers le Nord. Entre 80 et 140 km, l'épaisseur de la couverture sédimentaire est relativement faible, inférieure à 0,2 seconde. Entre 140 km et 180 km, nous notons la présence d'un bassin de grande envergure, qui nous permet de discuter les vitesses de propagation des ondes dans l'unité sédimentaire de cette partie du profil (Figure 94).

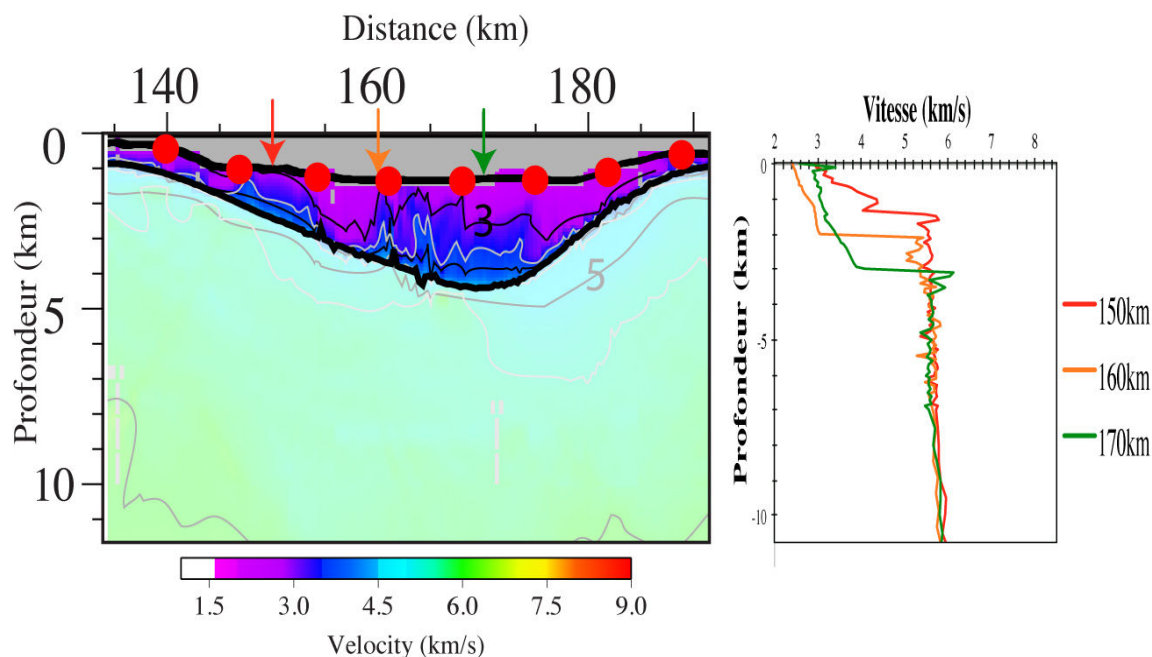


Figure 94 : Modèle de vitesse final dans le bassin Nord du profil de sismique réfraction (à gauche). Profils 1D de vitesse prélevés à partir du fond de mer dans ce bassin et issus du modèle de vitesse final.

Sur cette figure, nous pouvons remarquer que la vitesse de propagation des ondes est relativement plus faible que les vitesses observées dans la partie Sud du modèle de vitesse. En effet, les profils 1D issus de ce modèle (Figure 94 à droite) nous permettent de voir que les vitesses de propagation sur le fond de mer sont comprises entre 2,2 km/s et 3 km/s. A la base de l'unité sédimentaire, des vitesses de propagation comprises entre 3 km/s et 4 km/s.

Ce bassin est échantillonné par 6 instruments (de l'OBH 216 à l'OBS 221). La Figure 95 nous permet de voir que ce bassin est bien couvert par les rais enregistrés par les OBS/OBH dans ce bassin. Tout comme pour le Sud du profil, la géométrie du bassin est contrainte par les ondes réfléchies par les OBS/OBH du profil, mais également par les réfléchies à offset nul issues de la sismique réflexion multi-trace.

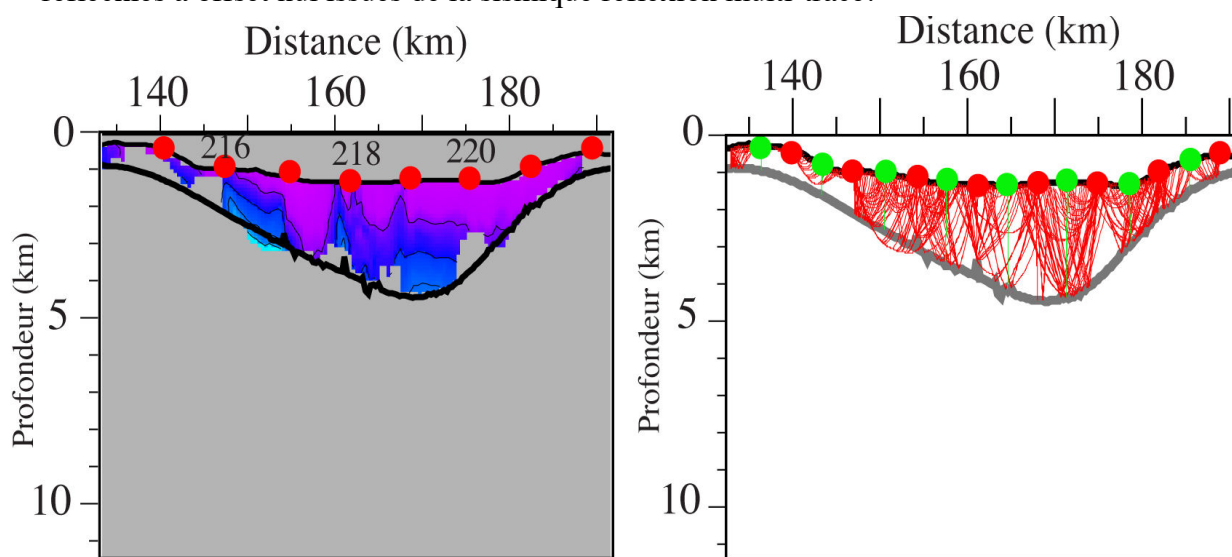


Figure 95 : Bassin du Nord du profil de sismique réfraction échantillonné par 6 instruments (OBH 216 à OBS 221). A gauche, les zones de la couche sédimentaire échantillonnée par les instruments du profil de sismique réfraction. A droite, les tracés de rais (en rouge les tracés de rais du profil de sismique réfraction, en vert, ceux issus de la sismique réflexion multi-trace).

La Figure 96, la Figure 97 et la Figure 98 représentent le profil de sismique réflexion multi-trace auquel j'ai superposé le profil de tomographie, après l'avoir converti en temps double. Nous pouvons remarquer sur la Figure 96 et Figure 97, un bon accord entre le réflecteur interprété comme étant la base de la couche sédimentaire sur le modèle tomographique, et le réflecteur identifié sur le profil de sismique réflexion multi-trace. Cependant, la Figure 98 nous permet de visualiser les limites de résolution de notre modèle tomographique concernant la géométrie de ce réflecteur.

De légères disparités sont observables entre la géométrie du réflecteur de la sismique multi-trace, et celui du modèle tomographique, au niveau du bassin sédimentaire imagé dans le Nord du profil (Figure 98). En effet, nous pouvons remarquer que la géométrie du bassin sur le profil de sismique multi-trace présente une remontée topographique dans sa partie centrale que l'on ne voit pas sur le profil tomographique.

La première cause possible concerne la capacité du modèle de tomographie à pouvoir restituer un réflecteur dont la topographie varie de manière importante et sur une courte distance comme dans notre cas, lors de l'inversion le lissage latéral appliqué ne permet pas de modéliser les variations hautes fréquences.

La deuxième hypothèse concerne les temps de trajets calculés des arrivées des ondes réfléchies et réfractées. En effet, il est possible qu'au cours du processus d'inversion, les premières arrivées de réfléchies sur la base de la couche sédimentaire présentent une sous-évaluation des temps de calcul par rapport aux temps observés, qui se traduirait par une diminution de la profondeur du réflecteur modélisé.

Cependant, en ce qui concerne les temps calculés dans la couche sédimentaire, que ce soit pour les premières arrivées de réfractées comme de réfléchies, les temps calculés sont en accord avec les temps observés, et ce pour la totalité du modèle de vitesse. Cette hypothèse est donc rejetée pour expliquer les différences de localisation du réflecteur entre la sismique réflexion et la sismique réfraction dans ce bassin.

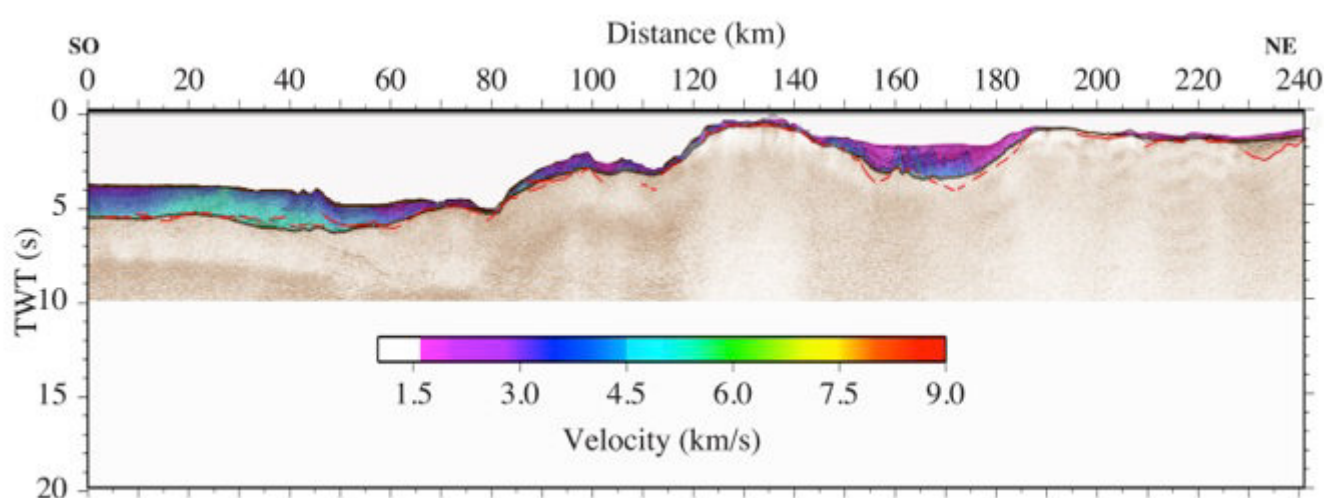


Figure 96 : Superposition du profil de sismique réflexion multi-trace et du profil de sismique réfraction grand-angle converti en temps double. En rouge, l'interprétation de la base de la couche sédimentaire issu de la sismique multi-trace. En noir, le réflecteur issu du modèle de vitesse final obtenu après inversion tomographique.

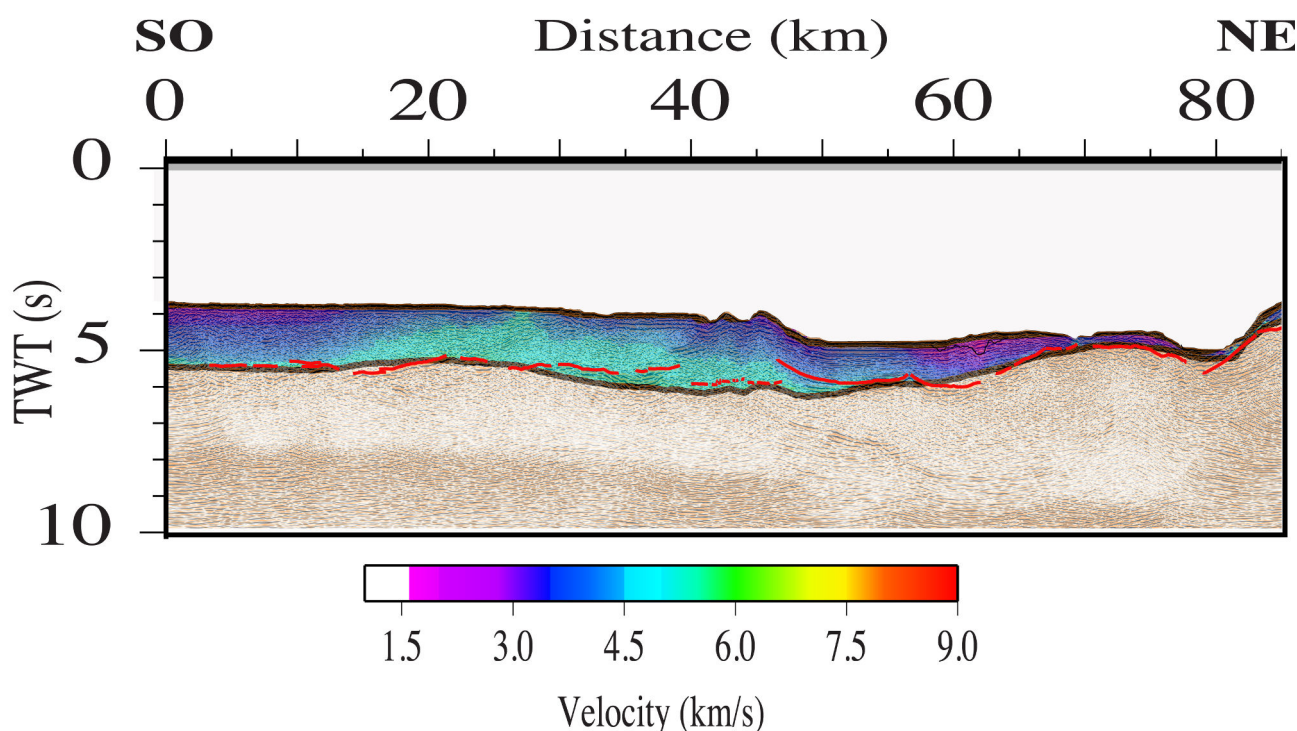


Figure 97 : Zoom de la partie Sud du profil de sismique réflexion multi-trace et du profil sismique réfraction. En rouge l'interprétation issue de la sismique multi-trace, en noir l'interprétation issue du modèle de vitesse final après inversion tomographique

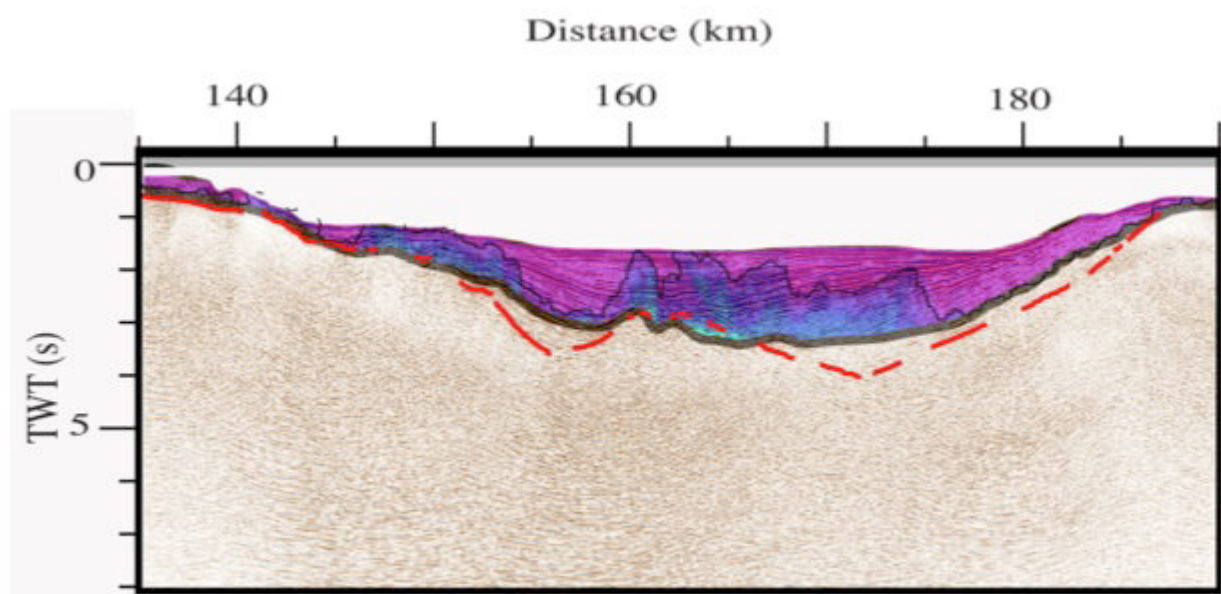


Figure 98 : Zoom de la superposition du profil de sismique réflexion et du profil sismique réfraction au niveau du bassin Nord. En rouge l'interprétation issue de la sismique multi-trace, en noir l'interprétation issue du modèle de vitesse final après inversion tomographique.

2. Caractéristiques du Backstop et localisation du toit de la croûte océanique

J'ai choisi de décomposer cette partie en fonction de deux domaines. En effet, bien que la totalité des données se localisent sur la plaque chevauchante Egéenne, nous pouvons discriminer deux zones, délimitées par le saut bathymétrique qui sépare le domaine profond, en mer Ionienne, et la partie Nord, en mer Egée et plus précisément en mer de Crète.

2.1. Domaine Ionien

La puissance de la source utilisée pour l'acquisition de la sismique réflexion multi-trace et l'acquisition conjointe du profil de sismique nous permettent de visualiser les réflecteurs profonds et de discuter des vitesses de propagation des ondes au sein de ces unités. Dans la partie Sud du profil de sismique réfraction, nous avons pu identifier des arrivées d'ondes réfléchies, associées à des réflecteurs profonds.

2.1.1. Réflecteur 2

Comme nous pouvons le voir sur la Figure 99, qui représente les tracés de rais modélisés à partir des arrivées secondaires enregistrées par les OBS 201 à 209 (les enregistrements complet de tout les OBS/OBH du profil de sismique réfraction sont disponibles en annexe), un premier réflecteur est localisé à une profondeur comprise entre 10 km à 35 km en partant du Sud du profil, à 14 km de profondeur à 75 km en partant du Sud du profil. La répartition régulière des points de réflexion permet une bonne résolution de la localisation de réflecteur après inversion des temps de trajets entre 35 et 75 km en partant du Sud du profil.

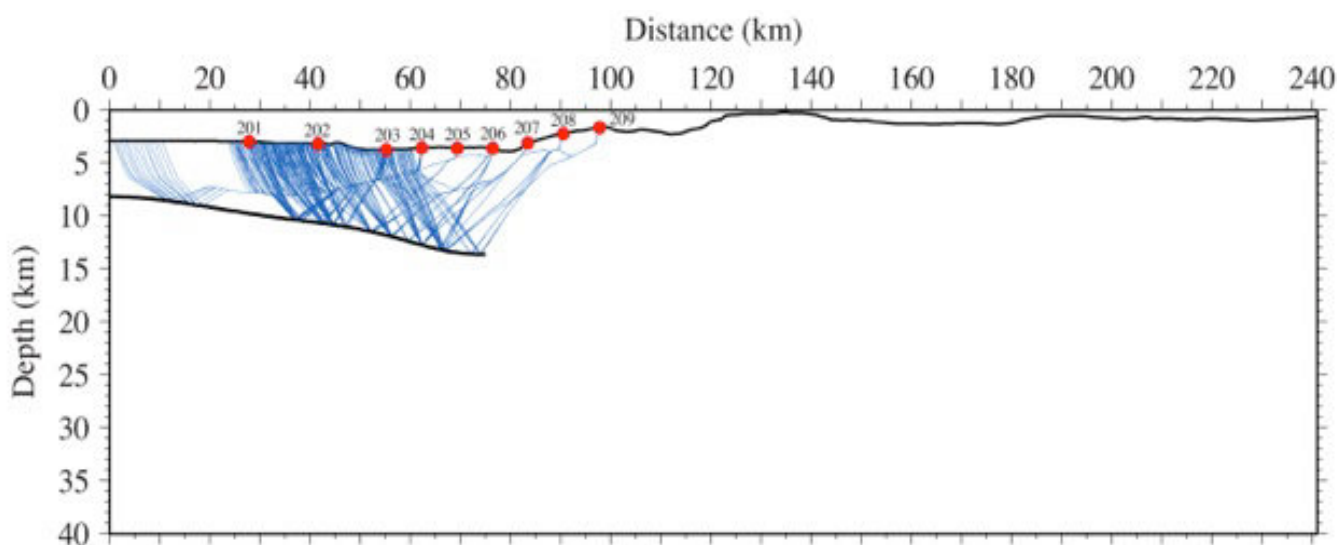


Figure 99 : Tracés de rais des ondes réfléchies enregistrées par les OBS 201 à 209.

La Figure 100 représente cette partie du modèle de vitesse final, les zones non-échantillonnées par des rais ne sont pas représentées. Les vitesses dans cette unité sont comprises entre 5,8 km/s et 6,6 km/s, comme nous pouvons le voir sur les profils 1D de vitesses (à droite sur la figure).

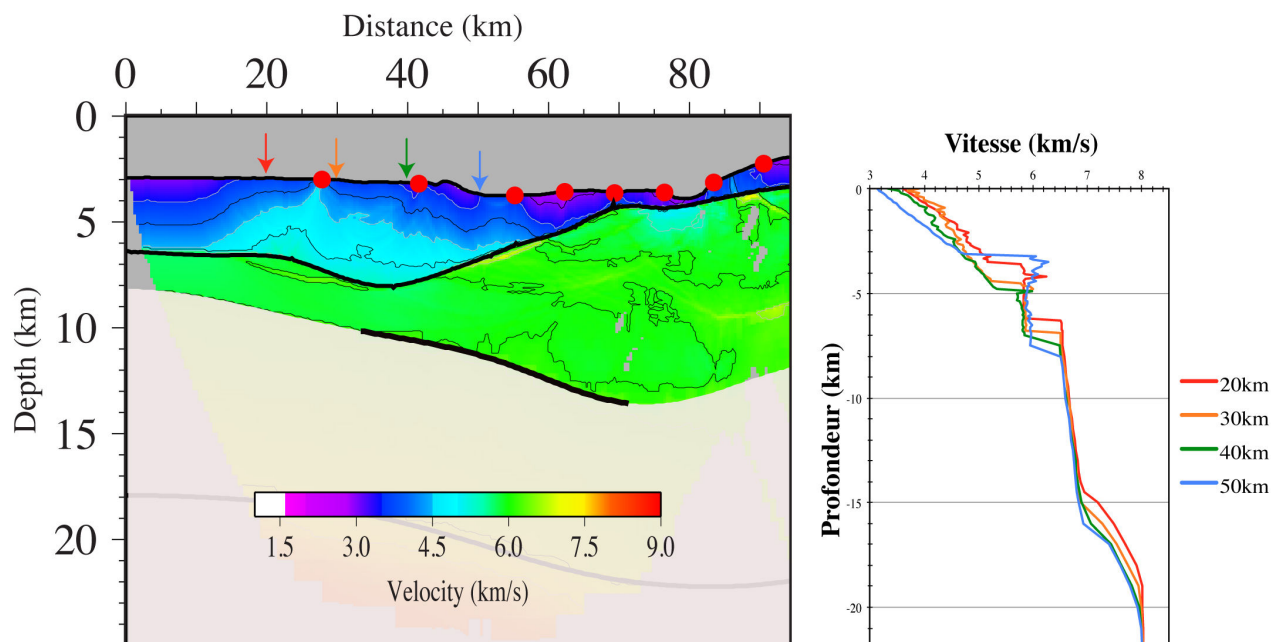


Figure 100 : Modèle de vitesse final de la partie Sud du profil de sismique réfraction. A gauche, la distribution des vitesses et les zones qui ne sont pas contraintes par des rais sont masquées. A droite, des profils de vitesse 1D prélevés le long du modèle de vitesse (localisé par les flèches sur la figure de gauche).

La Figure 101 permet de visualiser la perturbation du modèle de vitesse obtenu après inversion par rapport aux vitesses fixées dans le modèle initial. Je reprends uniquement le profil de vitesse 1D extrait à 50 km de la partie Sud du profil, les autres profils 1D permettant le même type d'observation. Sur cette figure, nous pouvons voir que les vitesses ont été perturbées par rapport au modèle initial dans la couche comprise entre le réflecteur 1 et le réflecteur 2. Cette perturbation de vitesse est presque inexistante dans la zone comprise entre 5 km et 7 km sous le fond de mer. Au-dessus de 5 km, les vitesses ont été perturbées de manière plus significative, en augmentant la vitesse fixée dans le modèle jusqu'à 0,6 km/s.

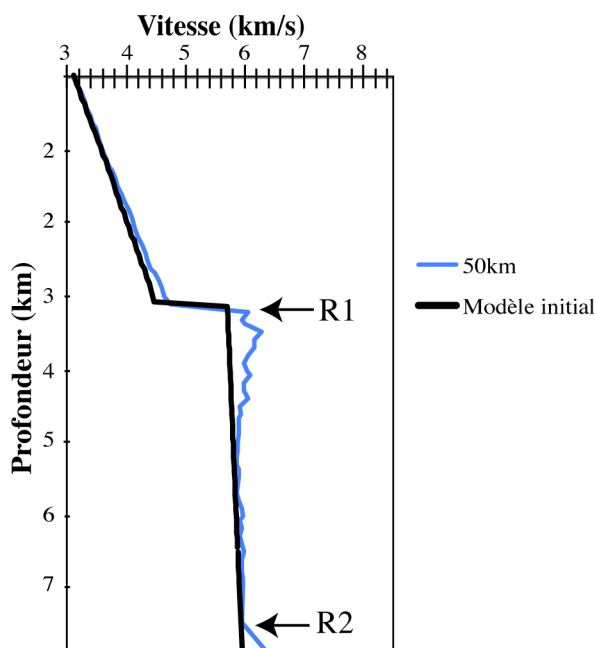


Figure 101 : Comparaison des profils de vitesses 1D extrait à 50 km du Sud du profil. En noir, les vitesses issues du modèle de vitesse initial, en bleu, les vitesses issues du modèle de vitesse final. R1 et R2 correspondent respectivement aux Réflecteur 1 et 2 que nous avons pu modéliser

Ce réflecteur que nous avons pu visualiser sur le modèle de vitesse, est également observé sur les données du profil de sismique réflexion coïncidant. En effet, comme nous pouvons le voir sur la Figure 102 qui représente la partie Sud du profil de sismique réflexion multi-trace, un réflecteur est identifié, entre 5 et 60 km. Localisé à 2,8 secondes temps-double sous le fond de mer dans la partie le plus au Sud du profil, ce réflecteur se localise parallèlement au fond de mer sur les premiers 40 kilomètres du profil, puis va plonger, et passer de 2,8 secondes temps-double à 4 secondes-temps-double en 25 km.

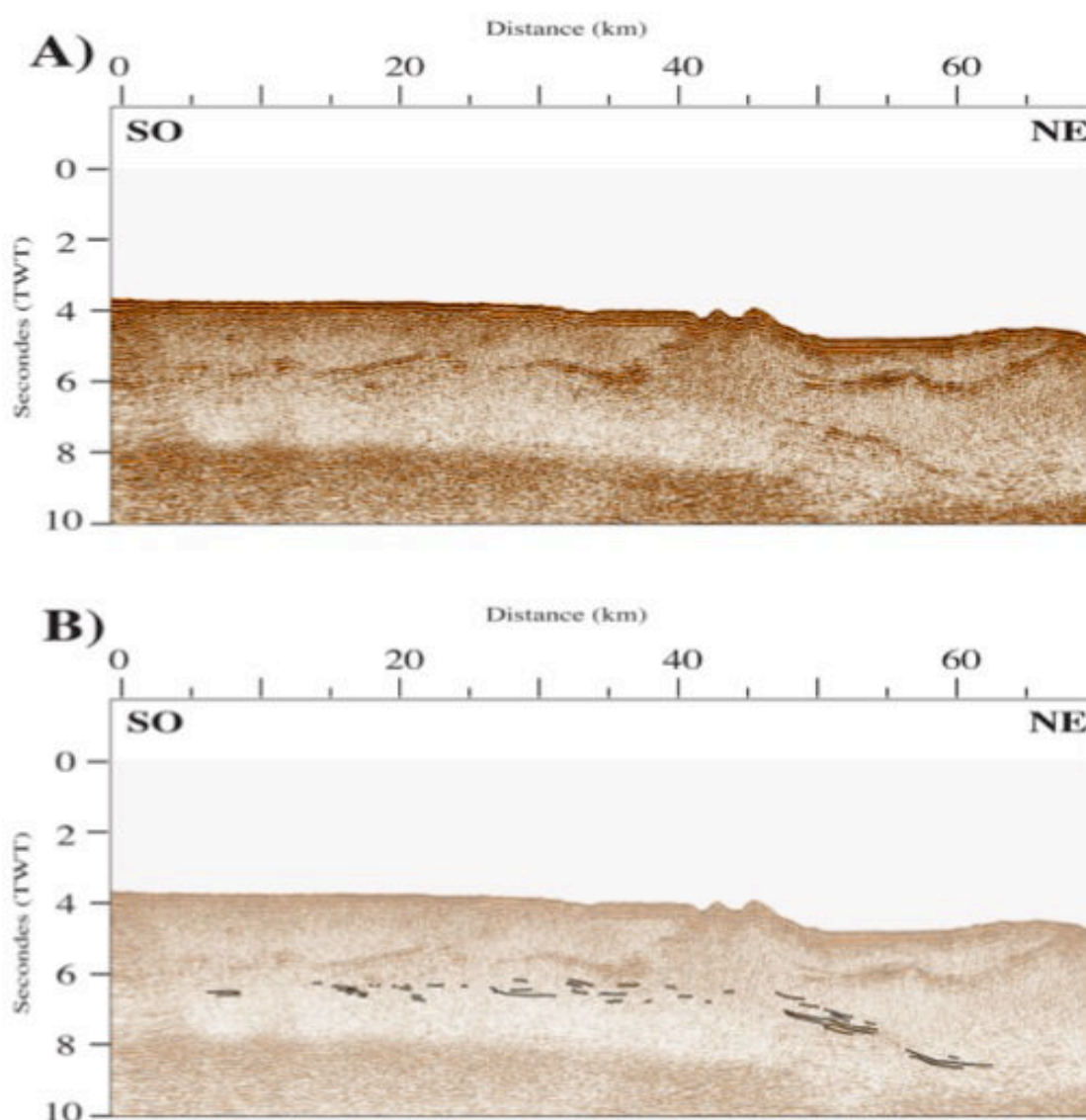


Figure 102 : Représentation de la partie Sud du profil de sismique réflexion multi-trace. A) Profil sismique après traitement. B) Profil sismique avec localisation du réflecteur.

Si on superpose la partie Sud du modèle de vitesse converti en seconde temps-double au profil de sismique réflexion multi-trace, on constate un bon accord entre ces réflecteurs (Figure 103). Il semblerait donc que le réflecteur que nous avons pu modéliser avec les enregistrements des arrivées secondaires dans le modèle de vitesse correspond à celui que

nous avons pu identifier sur le profil de sismique réflexion multi-trace coïncidant (Figure 103).

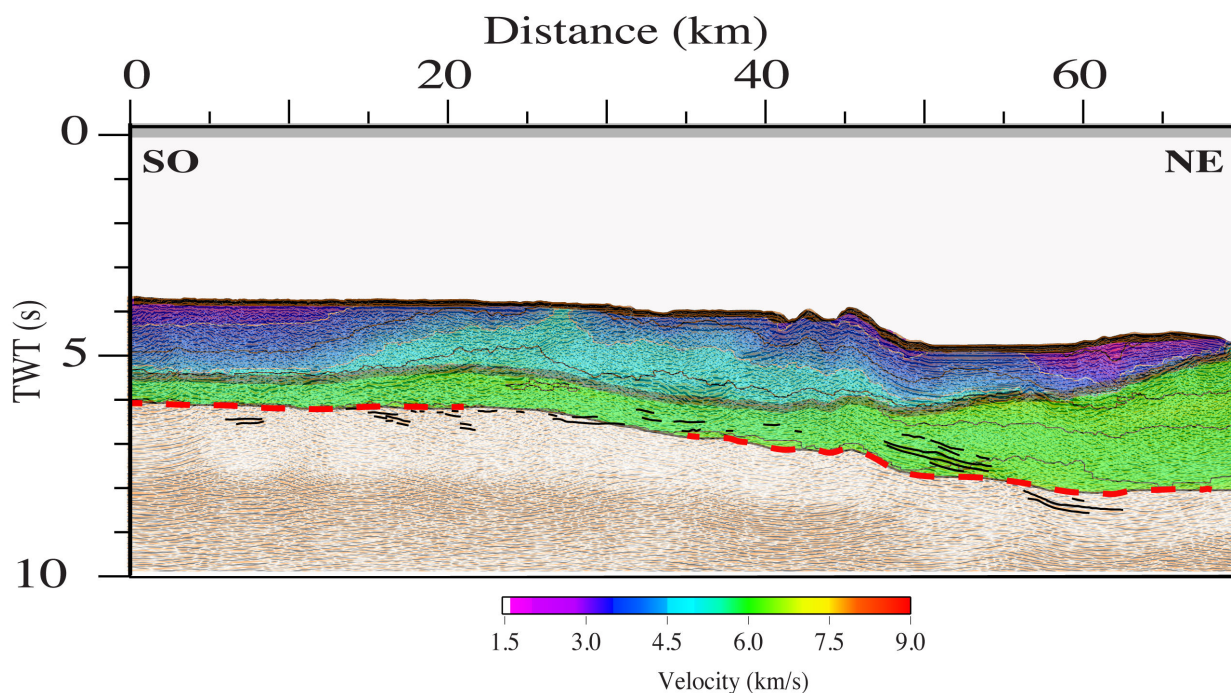


Figure 103: Superposition du profil de sismique réflexion multi-trace ainsi que du modèle de vitesse final après inversion tomographique converti en temps-double. En rouge le réflecteur issu de l'inversion tomographique, en noir les réflecteurs issus de l'interprétation du profil de sismique réflexion multi-trace.

2.1.2. Réflecteur 3

Les données de sismique réfraction acquises dans cette région mettent également en évidence la présence d'arrivées d'ondes réfléchies plus profondes. Lors de l'inversion des temps de trajet de ces ondes, nous avons pu ainsi localiser ce réflecteur en profondeur.

La densité de rais nous permet une bonne localisation de ce réflecteur en profondeur (Figure 104), cependant, la vitesse au-dessus de ce réflecteur est mal définie. En effet, peu d'ondes réfractées ont été enregistrées par les OBS pour contraindre les vitesses dans la zone située entre les deux réflecteurs cités précédemment (la zone située entre le réflecteur noir et le rouge sur la Figure 105). Les vitesses obtenues au sein de cette couche seront donc fortement dépendantes des vitesses que nous avons fixées dans le modèle initial.

La Figure 104 représente ce réflecteur obtenu après inversion des temps de trajets. Comme nous pouvons le constater, les temps d'arrivées correspondant à ce réflecteur ont été enregistrés par 8 OBS le long du profil de sismique réfraction. L'inversion des temps de trajet correspondant à ce réflecteur localise ce dernier à une profondeur comprise entre 18 km de profondeur dans le Sud et 22 km de profondeur 70 km plus au Nord dans le modèle de vitesse imposé. Ce réflecteur possède une géométrie semblable à celle du réflecteur moins profond que nous avons pu présenter précédemment.

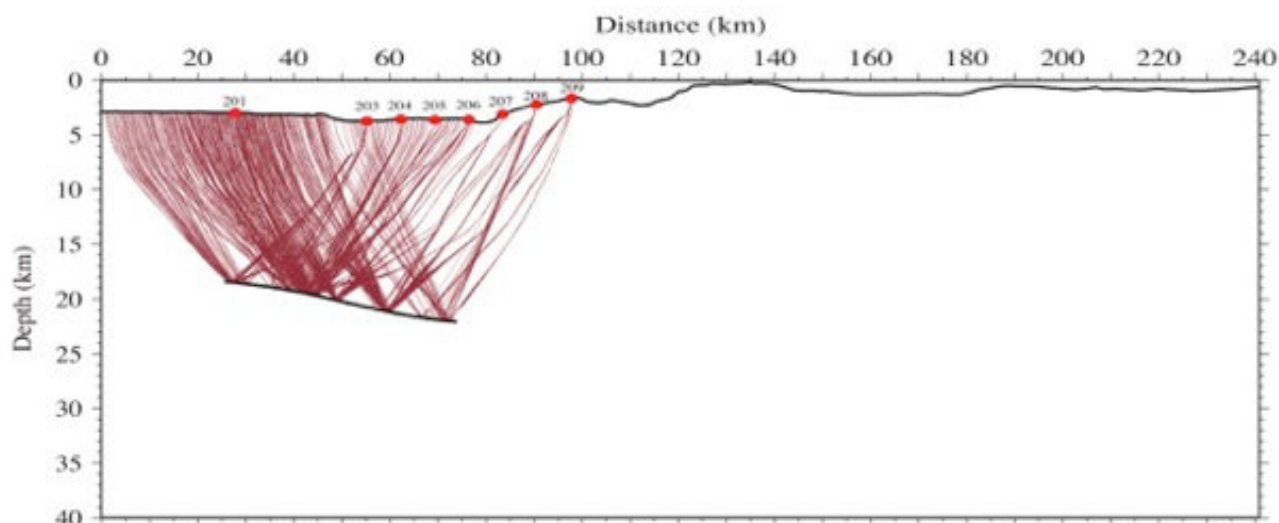


Figure 104 : Tracés de rais des ondes réfléchies identifiées sur les OBS de la partie Sud du profil de sismique réfraction.

La Figure 105 représente la partie Sud du modèle de vitesse, et les vitesses de propagation obtenues après inversion tomographique, qui sont dépendantes du modèle de vitesse initial. En effet, comme nous pouvons le remarquer sur les profils de vitesses 1D, extrait le long du modèle de vitesse final, ces derniers sont peu ou pas perturbés. Le profil de vitesse 1D représenté en noir sur la figure représente le profil de vitesse 1D extrait du modèle initial utilisé pour l'inversion de cette couche. Ce dernier correspond au profil extrait à 50 km à partir du Sud du profil. Nous constatons que ce profil est identique au profil de vitesse 1D bleu, qui lui représente le profil de vitesse 1D issu du modèle de vitesse final extrait à 50 kilomètres.

La pénétration et la résolution que nous offre la sismique réflexion multi-trace ne nous permettent pas de visualiser le réflecteur à de telles profondeurs. En effet, le réflecteur intermédiaire (Réflecteur 1 cité précédemment) que nous avons pu identifier précédemment (en noir sur la Figure 105) se situait à environ 8 secondes temps-double dans ces portions les plus profondes. Au-delà de cette profondeur, nous ne sommes pas en mesure de visualiser de réflecteur sur ce profil.

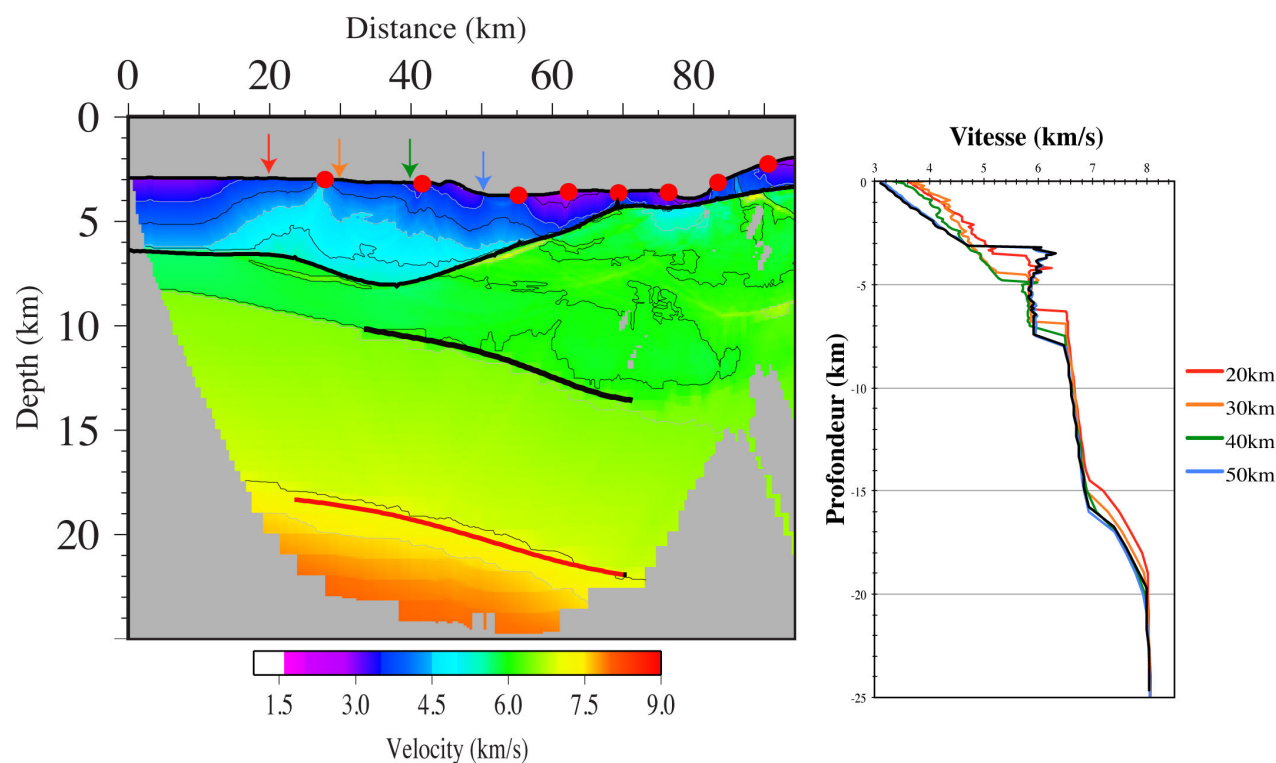


Figure 105 : Modèle de vitesse final de la partie Sud du profil de sismique réfraction. À gauche, la distribution des vitesses et les zones qui ne sont pas contraintes par des rais sont masquées. À droite, des profils de vitesse 1D prélevés le long du modèle de vitesse (localisé par les flèches sur la figure de gauche). Le profil de vitesse 1D noir est issu du modèle de vitesse initial au kilomètre 50. On remarque que les vitesses n'ont pas été perturbées lors de l'inversion. Les vitesses présentées sont donc fortement dépendantes du modèle de vitesse initial.

2.2. Domaine Egéen

Le modèle de vitesse final nous permet de discuter des vitesses de propagation des ondes dans la partie Nord du profil (Figure 106). Cette partie du profil est la zone la plus échantillonnée du profil de sismique réfraction. Dans cette région, les vitesses de propagation des ondes sont comprises entre 5,2 km/s sous le socle, et 8 km/s dans la partie la plus profonde du modèle, à 35 km de profondeur. Les vitesses de propagation des ondes obtenues dans la partie profonde du modèle (pour des profondeurs supérieures à 22 km de profondeur) sont à considérer avec précaution. En effet, comme le montre la figure ci-dessous, cette zone est peu échantillonnée.

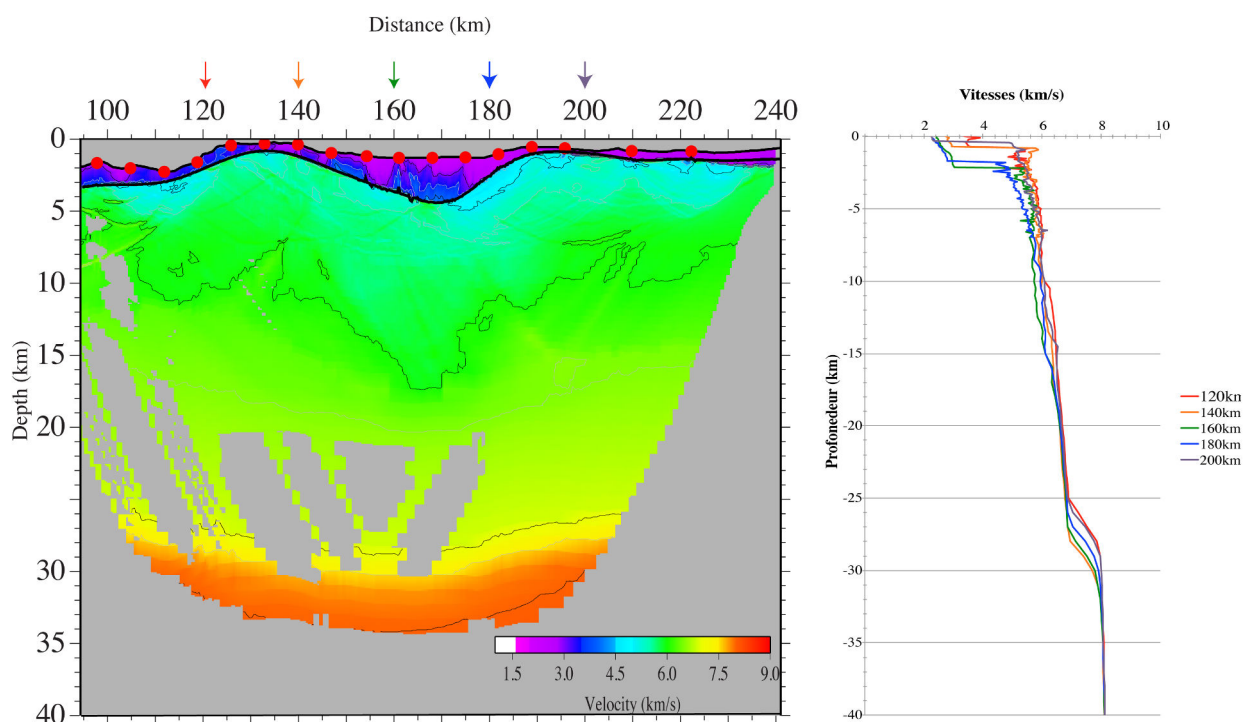


Figure 106 : Modèle de vitesse final de la partie Nord du profil de sismique réfraction. A gauche, la distribution des vitesses et les zones qui ne sont pas contraintes par des rais sont masquées. A droite, des profils de vitesse 1D prélevés le long du modèle de vitesse (localisé par les flèches sur la figure de gauche).

La partie la plus profonde que nous avons pu obtenir par inversion des temps de trajet est peu contrainte en terme de vitesse. En effet, peu d'arrivées enregistrées sur les instruments permettent de contraindre efficacement cette zone du modèle. Les vitesses de propagation proposée ici sont donc fortement influencées par les vitesses proposées lors de l'inversion dans le modèle de vitesse initial.

La Figure 107 représente cette partie du modèle de vitesse final sur laquelle sont reportées les iso-vitesses dans cette région. En noir est représenté la localisation des iso-vitesses correspondant à 7 km/s et 8 km/s obtenues après inversion des temps de trajet. En rouge est représenté les iso-vitesses correspondant aux mêmes valeurs, mais cette fois, issu du modèle de vitesse initial. Nous pouvons observer que les rais qui se sont propagés dans cette zone du modèle ont diminués la profondeur de l'iso-vitesse égale à 7 km/s et approfondi l'iso-vitesse égale à 8 km/s. Bien que les vitesses obtenues dans cette zone du modèle soit faiblement contraintes, les rais qui se sont propagés et qui ont été modélisés jusqu'à 35 km de profondeur, ont quand même influencées cette partie profonde en terme de vitesses de propagation.

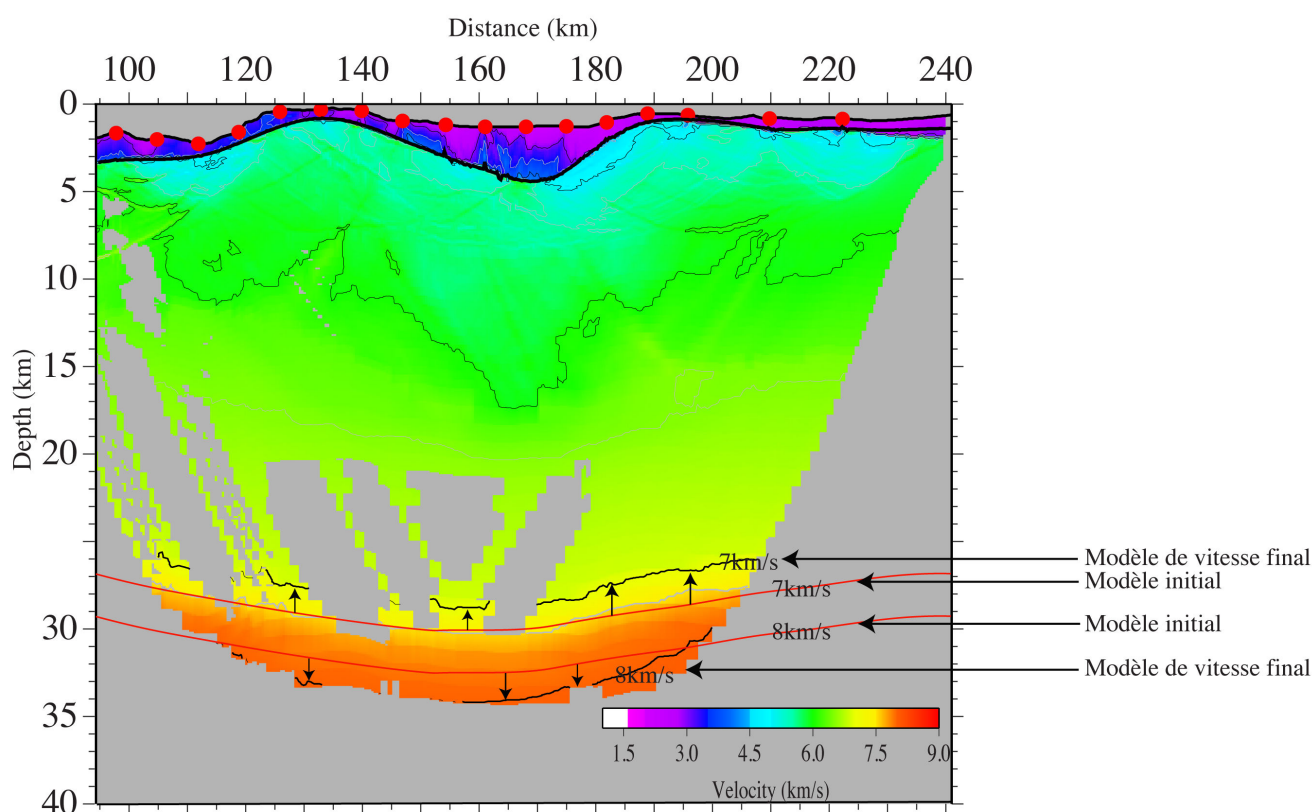


Figure 107 : Modèle de vitesse final de la partie Nord du profil de sismique réfraction. Sur cette figure est représenté en noir les iso-vitesses de 7 km/s et 8 km/s issues du modèle de vitesse final. En rouge, les iso-vitesses issues du modèle de vitesse initial utilisé dans l'inversion des temps de trajet.

Dans cette zone du profil, plusieurs OBS/OBH ont enregistré la présence d'arrivées secondaires successives, correspondant à des arrivées d'ondes réfléchies sur un/plusieurs réflecteur(s) (Figure 108). J'ai donc procédé à l'inversion des temps de trajet pour localiser ce ou ces réflecteurs. La figure suivante (Figure 108) présente le résultat de l'inversion des temps d'arrivées correspondant. On peut voir sur cette figure que l'inversion des temps de trajets de ces arrivées localise deux réflecteurs, à des profondeurs comprises entre 11 et 19 km de profondeur dans la partie Nord du profil. On remarque également que dans la partie Nord du profil, ces réflecteurs sont à des profondeurs très similaires, le réflecteur rouge sur la figure se situant à moins de 1 km en-dessous du réflecteur bleu sur la figure.

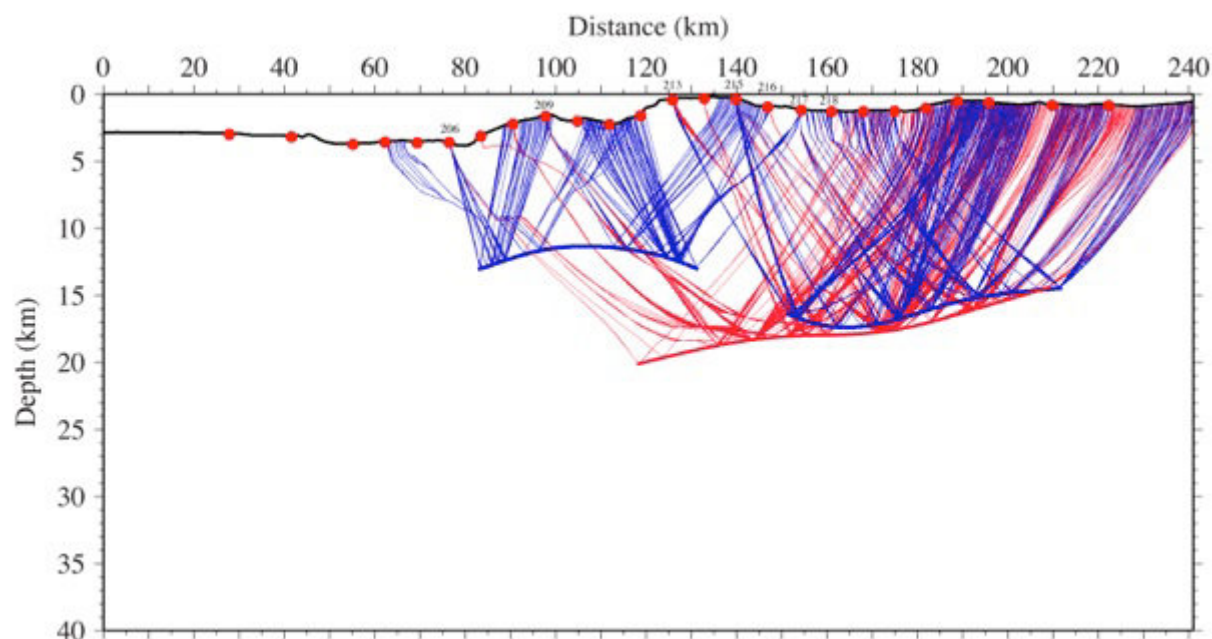


Figure 108 : Tracés de rais des arrivées secondaires de réfléchies intra-crustales enregistrées par certains OBS/OBH du profil de sismique réfraction grand-angle. Les numéros cités sur la figure correspondent aux OBS/OBH qui ont enregistré ces deux différentes arrivées secondaires, et donc à priori correspondant à deux réflecteurs profonds distinct.

Ces deux réflecteurs sont obtenus à partir de l'inversion des temps de trajets d'arrivées d'ondes secondaires enregistrées par les instruments du profil de sismique réfraction. La localisation à des profondeurs similaires de ces deux réflecteurs pourrait nous conduire à penser que les arrivées enregistrées correspondent à un seul et même réflecteur. Cependant, les arrivées d'ondes réfléchies sur ces deux réflecteurs ont pu être enregistrées sur un seul et même instrument, comme c'est le cas pour les OBS/OBH 206, 209, 213, 215, 216, 217 et 218. Sur ces 7 instruments, 3 OBS/OBH (213, 215 et 217) ont enregistré ces arrivées pour des gammes d'offset communs. L'hypothèse qu'il s'agisse d'un seul et même réflecteur n'est donc, à priori, pas possible. Cependant, comment expliquer la localisation à une même profondeur de deux réflecteurs, qui ont pourtant des temps d'arrivées différents sur un même OBS ?

La figure suivante (Figure 109) et la Figure 110 reprennent l'exemple de 2 OBS (OBS 215 ET OBS 217) qui ont enregistré ces différentes arrivées d'ondes réfléchies. La Figure 109 représente les tracés de rais modélisés qui ont été enregistrés par ces deux instruments. On peut bien noter que chacun de ces instruments a enregistré des réflexions pour chacun de ces deux réflecteurs.

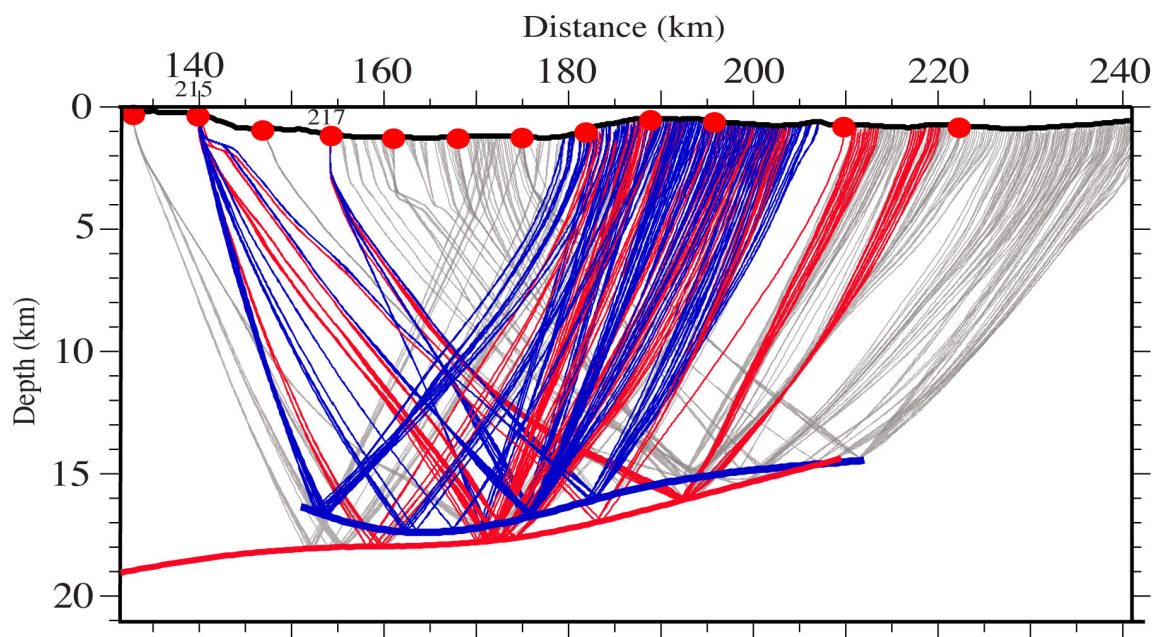


Figure 109 : Tracés de rais d'ondes réfléchies enregistrées par les OBS 215 et 217 en rouge et bleu.

L'explication de la profondeur similaire de ces deux réflecteurs réside peut-être dans le calcul des temps de trajet pour les arrivées correspondant à ces réflecteurs. En effet, si l'on s'intéresse à la comparaison entre les temps calculés et les temps observés, on remarque un écart important entre ces deux jeux de données. La figure suivante (Figure 110) présente l'OBS 215 (à gauche) et l'OBS 217 (à droite) sur lesquels est représentée le tracé des temps de trajet calculés dans la figure précédente (Figure 109). En rouge sont représentés les temps observés sur chacun des OBS, et en bleu, les temps calculés.

On peut remarquer un écart important entre les données calculées et les données observées pour ces arrivées d'ondes réfléchies. Dans chacun des enregistrements, les temps calculés sont sous-évalués et proposent des temps inférieurs au temps observés sur les enregistrements OBS. Cette erreur de calcul est observée sur les autres OBS qui ont enregistré ces arrivées (disponible en annexe).

Cette différence de temps de calcul entre les temps observés et les temps calculés explique la localisation à des profondeurs similaires ces deux réflecteurs. La localisation de ces réflecteurs est donc à considérer avec beaucoup de précaution. Cependant, ces différences de temps de calculs, n'expliquent pas la nature et la présence de ces deux réflecteurs dans la croûte chevauchant Egéenne.

La possibilité d'un mauvais pointé de ces données n'est pas non plus à exclure.

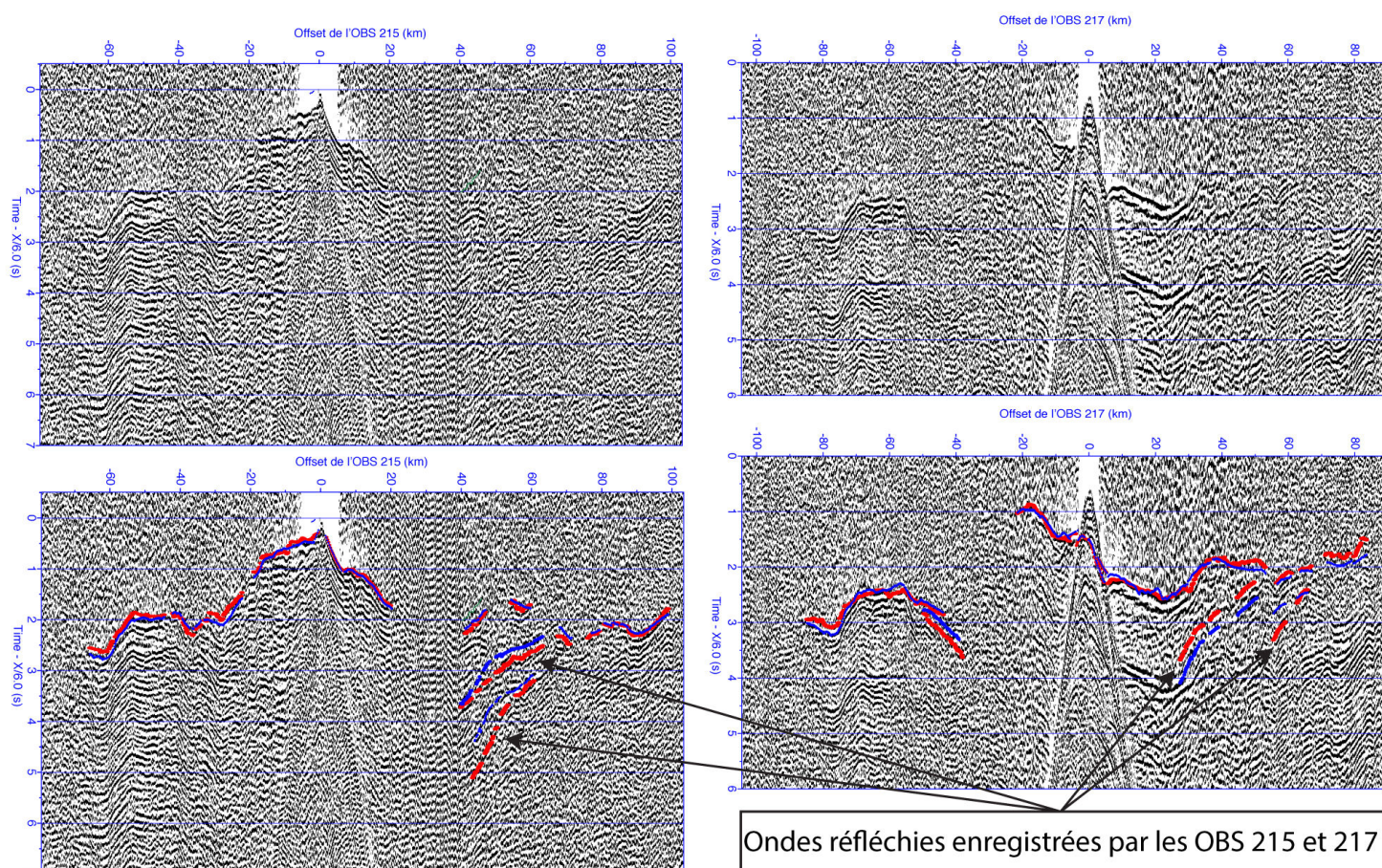


Figure 110 : Enregistrement des OBS 215 (à gauche) et OBS 217 (à droite) sur lesquels une vitesse de réduction de 6km/s à été appliquée. En rouge sur les deux figures, les temps observés sur les sections sismiques, en bleu, les temps calculés.

3. Résolution du modèle de vitesse

La Figure 111 représente la DWS (Derivative Weight Sum) du modèle de vitesse final obtenu après inversion avec le code Tomo2D. Cette représentation permet de quantifier la densité de rais par mailles du modèle de vitesse final. Elle nous permet, au premier ordre de visualiser les zones du modèle de vitesse qui sont les plus échantillonnées, mais ne permet pas de quantifier le croisement des rais, qui assurent une bonne contrainte sur les vitesses.

Par exemple, nous pouvons remarquer sur cette figure que la zone associée à la couverture sédimentaire le long du profil de sismique réfraction est la zone la plus échantillonnée du modèle de vitesse. Cette valeur de DWS élevée provient du fait que tout les rais que nous utilisons dans l'inversion des temps de trajet, se propagent de la surface vers la profondeur, et ainsi augmentent l'échantillonnage de la couche sédimentaire, même si ils ne correspondent pas à des arrivées de réfractées et de réfléchies sédimentaires.

Dans la partie centrale du modèle, entre 100 km et 200 km en partant du Sud du modèle, on remarque une densité de rais par maille importante jusqu'à 20 km de profondeur.

Dans le Sud du profil, la zone comprise entre le fond de mer et 20 km de profondeur, semble être, également bien échantillonnée. Cependant, la DWS représente la totalité des rais qui traversent chaque maille du modèle, sans distinction entre les arrivées associées à des réfléchies sur des réflecteurs, et des arrivées de réfractées permettant de contraindre les vitesses dans le modèle. Dans la partie Sud du modèle, même si la densité de rais est importante, elle correspond majoritairement à des tracés de rais d'ondes réfléchies, et non réfractées. En effet, peu d'arrivées de réfractées profondes ont pu être enregistrés par les OBS/OBH dans cette partie du modèle, ce qui ne nous permet pas de contraindre efficacement les vitesses dans la partie profonde au Sud du modèle de vitesse.

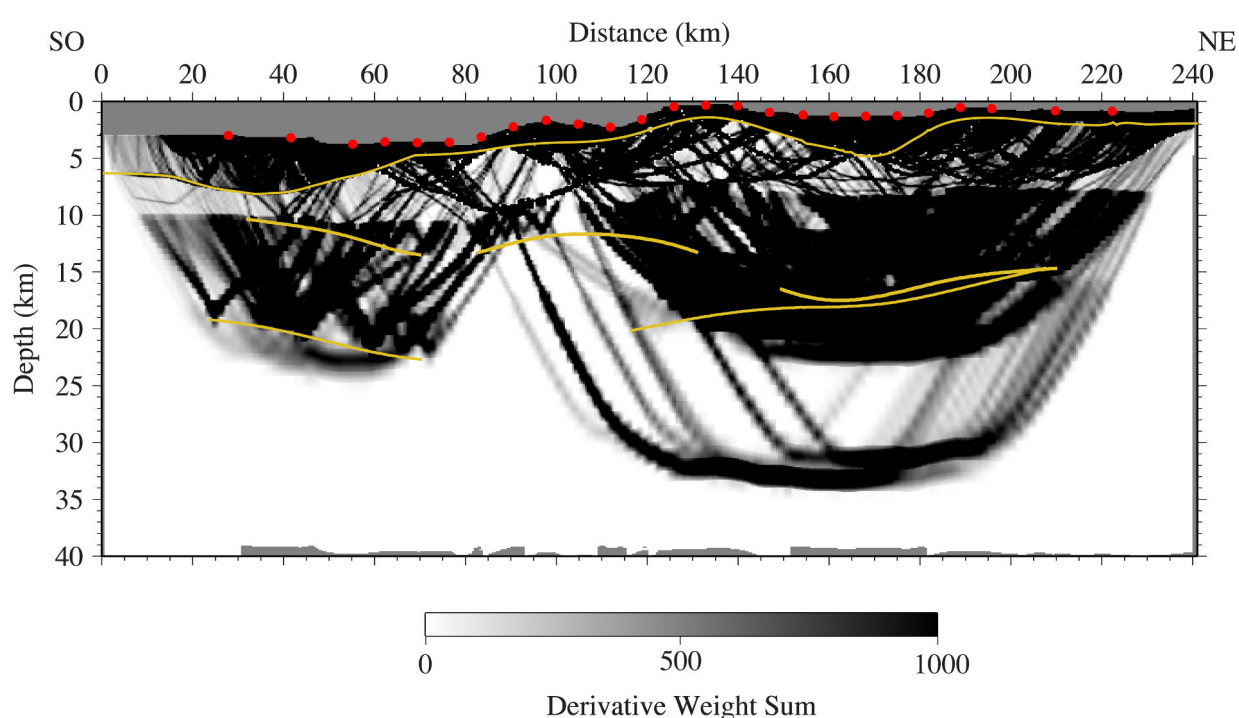


Figure 111 : Représentation de la DWS (Derivative Weight Sum) pour le modèle de vitesse final obtenu après inversion des temps de trajet des données de la campagne Ulysse.

Les tests checkerboard que j'ai pu effectuer sur le modèle de vitesse final permettent également de discuter de la résolution des vitesses proposées dans notre modèle de vitesse final. La Figure 112 présente les résultats obtenus lors des tests checkerboard, avec des anomalies de 10 km, 15 km et 20 km.

Dans la partie Sud du modèle de vitesse, on observe une bonne restitution latérale des anomalies dans la partie superficielle du modèle, pour une profondeur de 15 km pour les anomalies de 20 km, et pour une profondeur de 10 km pour les anomalies de 15 km et 10 km. En dessous de 15 km, les anomalies sont difficilement restituées latéralement. Verticalement, dans la zone située entre 0 et 80 km en partant du Sud du profil, les anomalies sont difficilement restituées, cette perte de résolution étant liée à la faible densité de mesure

d'arrivées d'onde réfractées profondes dans cette zone, comme nous pouvons l'observer sur les enregistrements OBS/OBH du profil de sismique réfraction (disponibles en annexe).

Dans la partie Nord du modèle de vitesse, comme nous pouvions le remarquer dans la partie Sud, la restitution latérale des anomalies est de bonne qualité, pour la partie superficielle du modèle, soit pour les 7 premiers kilomètres.

Dans la partie centrale et Nord du modèle, on observe une faible restitution des anomalies et ce même pour des anomalies de 20 km. Cette faible restitution de cette partie centrale du modèle, qui est pourtant la zone dans laquelle la densité et le croisement de rais est la plus importante, montre un fort impact du changement de taille de la grille utilisée dans notre modèle de vitesse, qui dégrade la restitution des anomalies dans cette zone.

En dessous de 20 km, la densité et le croisement des rais est très faible, ce qui implique que la partie du modèle comprise entre 20 et 35 kilomètre de profondeur est peu résolue et ne restitue pas les anomalies, même celles de 20 km.

Pour conclure, ces résultats nous permettent de voir que notre modèle de vitesse final nous offre une bonne résolution des variations latérale des vitesses sur les 7 premiers kilomètres en profondeur, cependant, en profondeur, les vitesses de propagation proposées par le modèle de vitesse sont à considérer avec précaution, notamment dans la partie profonde du modèle au Sud du profil, et dans la partie la plus profonde au Nord du modèle de vitesse. Cela confirme que ces données ne permettent pas d'apporter de très fortes contraintes sur les amplitudes des anomalies des vitesses du milieu, mais sur les changements des anomalies. Cela confirme d'autre part que le modèle final sera dépendant du modèle à priori pour la partie profonde, et donc également pour sa partie supérieure.

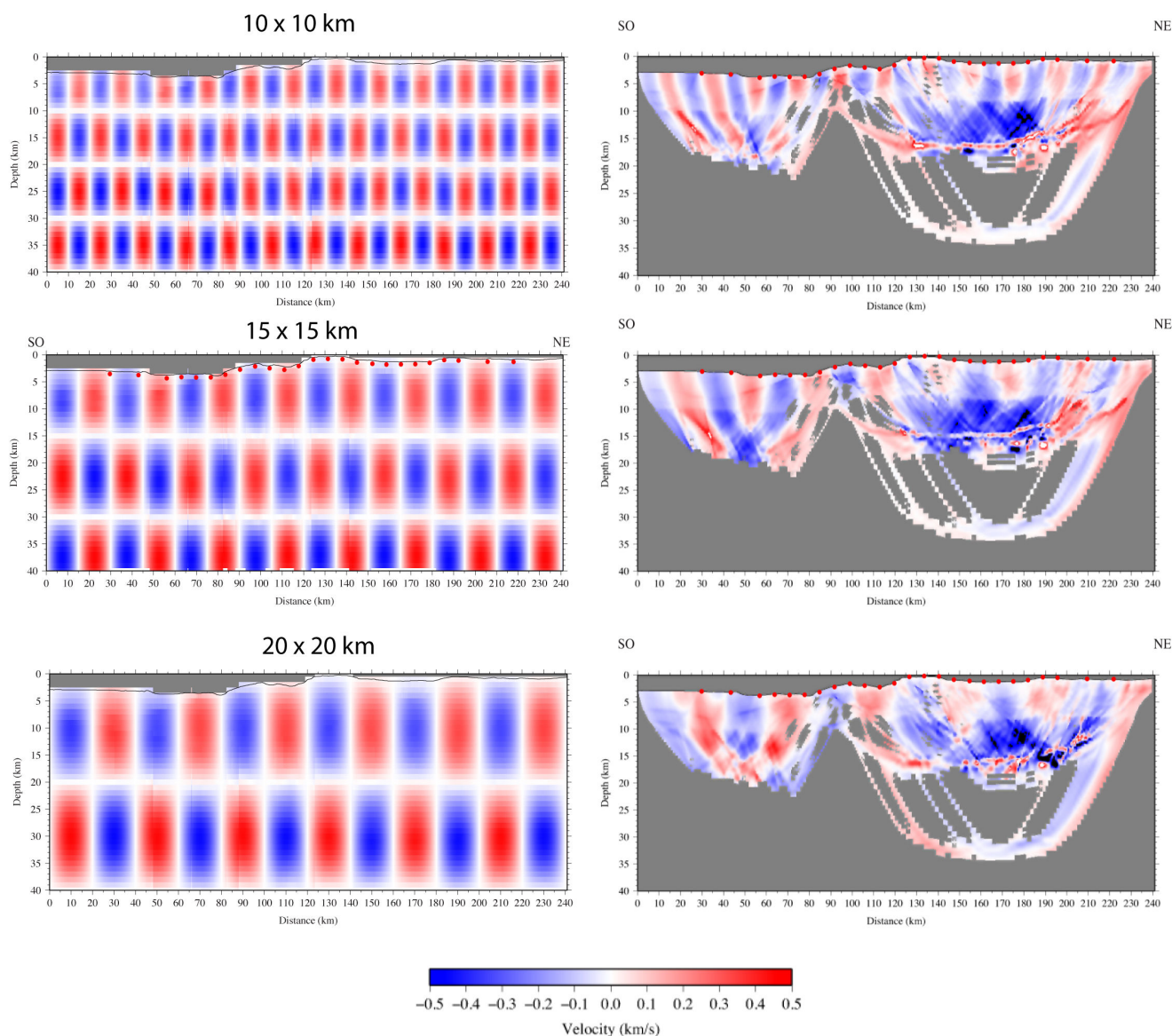


Figure 112 : Résultat des test checkerboard que j'ai réalisé à partir du modèle de vitesse final, et pour des anomalies de 10km, 15km et 20km. Les modèles synthétiques sur la gauche de la figure sont en alternance d'anomalies positives et négatives, et pour un pourcentage de variation de la vitesse de 6%. A droite, les résultats des tests checkerboard pour les tailles d'anomalies correspondantes.

4. Discussion des résultats et interprétations

Comme nous avons pu le voir tout au long de ce chapitre, l'imagerie sismique réflexion multi-trace ainsi que la sismique réfraction grand-angle, utilisées de manière conjointe permettent de visualiser des structures majeures et interfaces profondes.

Dans la partie Sud, nous avons pu observer la présence de deux réflecteurs profonds.

Le premier est visualisé sur le profil de sismique réflexion et sur le modèle de vitesse final. Situé à une profondeur de 10 km (7 km sous le fond de mer), et à un pendage de 5° environ vers le Nord, il est observé jusqu'à une profondeur de 14 km (10 km sous le fond de mer) au kilomètre 75 en partant du Sud du profil. Le deuxième réflecteur, avec une orientation et un pendage similaire au réflecteur précédent se situe à une profondeur de 18 km

(15 km sous le fond de mer) dans le Sud du profil, et est observé jusqu'à 70 km plus au Nord, à une profondeur de 22 km (18 km sous le fond de mer).

En terme de vitesse de propagation, l'unité située entre le réflecteur correspondant à la base de la couche sédimentaire et le réflecteur le plus profond que nous ayons pu visualiser est caractérisée dans notre modèle de vitesse, par des vitesses comprises entre 5,8 km/s au sommet de cette unité, à 7,8 km/s au niveau du réflecteur profond. Cependant, comme nous avons pu le préciser précédemment, les vitesses de propagation dans la zone située entre les deux réflecteurs profonds sont mal contraintes et sont à considérer avec précaution.

Nous pouvons cependant à partir de ces données proposer une interprétation des réflecteurs. En effet, en nous appuyant sur des études précédentes (que je présente dans le premier chapitre), nous pouvons comparer nos résultats avec les données de la littérature en ce qui concerne l'identification des réflecteurs, et les vitesses de propagation.

La figure suivante (Figure 113) présente la localisation du profil de sismique réfraction que j'ai présenté dans ce chapitre, mais également la localisation d'une partie des données acquises lors de la campagne Pasiphae (ESP) et de la campagne Imerse (OBH). Ces données nous permettent de discuter de la nature des réflecteurs que nous avons pu visualiser, mais également de discuter des vitesses de propagation dans la partie Sud de notre modèle de vitesse, dans le domaine Ionien.

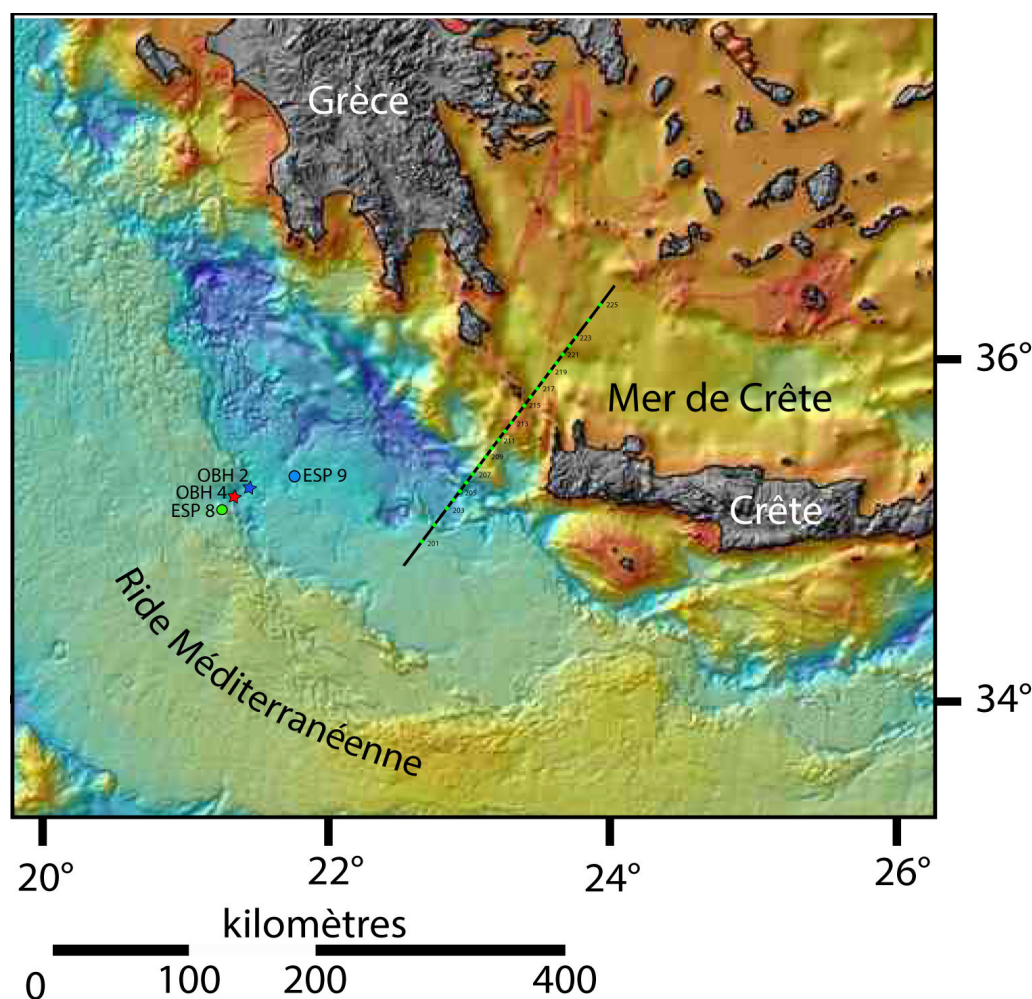


Figure 113 : Carte de localisation du profil de sismique réfraction (trait noir) acquies lors de la campagne Ulysse présenté ici, la localisation des ESP 8 et 9 lors de la campagne Pasiphae (ronds) et des OBH de la campagne Imerse (étoiles)

En effet, comme le discutent (Jones et al., 2002) dans une étude comparative des données de ces deux campagnes, dont je reprends les résultats dans la figure suivante (Figure 114), ces données proposent des profils de vitesses de propagation 1D, au niveau des ESP 8 et 9, mais également pour les OBH 2 et 4 situés à proximité. Ces données montrent des vitesses de propagation comprises entre 2 km/s sous le fond de mer, jusqu'à 6 km/s en profondeur pour les données de l'ESP 8 et l'OBH 4, et de 6,4 km/s pour les données de l'ESP 9 et l'OBH 2.

Dans ces deux études, les auteurs localisent le toit du backstop à une profondeur de 8 km pour l'ESP 8, et de 7 km pour l'ESP 9. L'épaisseur du backstop varie entre ces deux zones, l'épaisseur du backstop de 2 km pour les données de l'OBH 4 et l'ESP 8 (situés à la terminaison côté prisme de celui-ci), et de 7,5 km pour l'OBH 2 et l'ESP 9 (à l'Est). La base du backstop est située dans le premier cas à une profondeur de 10 km et de 14 km dans le deuxième cas.

Ces données, sont situées à environ 100 kilomètres à l'Ouest du profil de sismique réfraction que nous présentons, et sont séparés au maximum de 60 km les unes des autres (ESP 8 et 9). Elles montrent l'importante variation de l'épaisseur du backstop dans cette région, qui semble s'épaissir d'Ouest en Est.

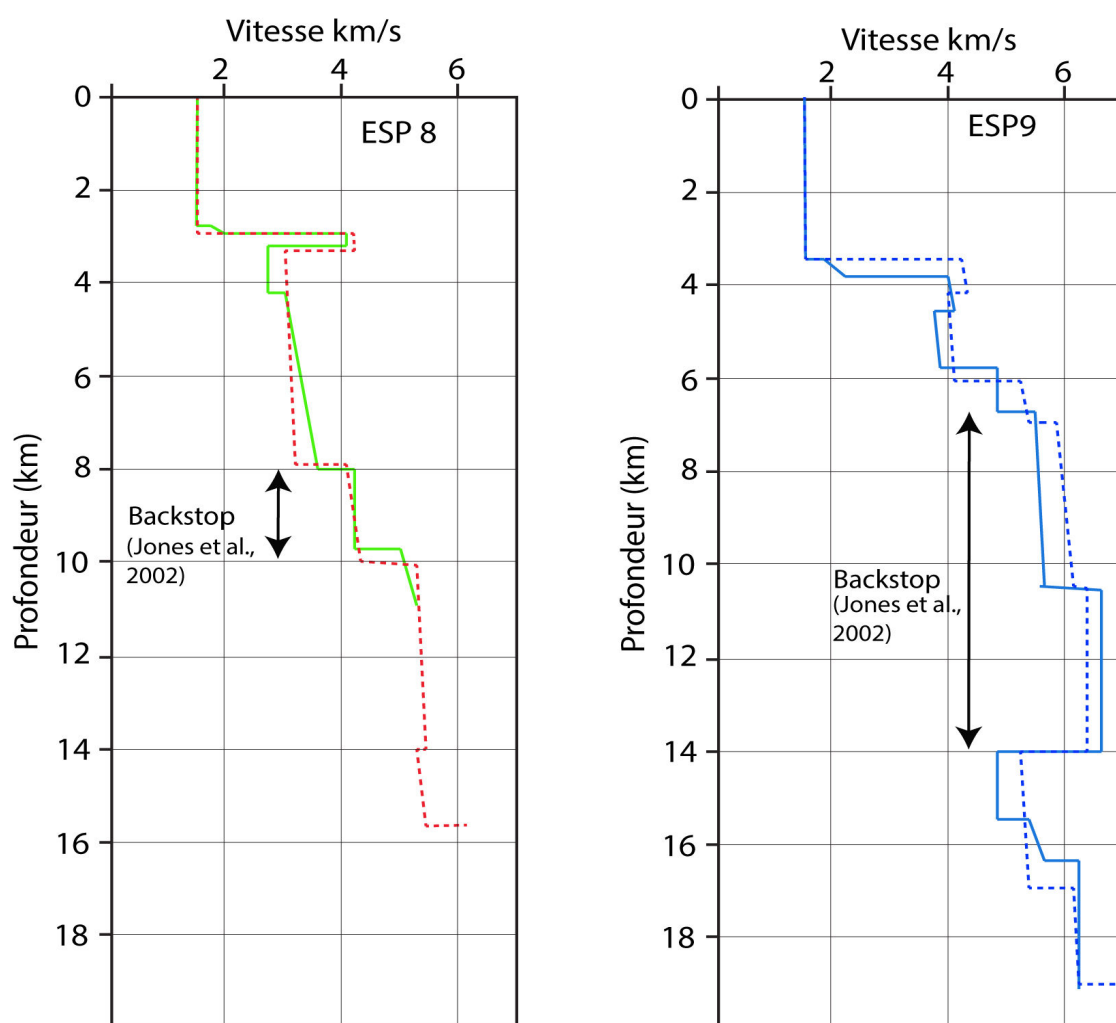


Figure 114 : Profils de vitesses 1D, issus des données des campagnes Pasiphae et Imerse. ESP 8 (trait continu vert) et 9 (trait continu bleu) pour la campagne Pasiphae, OBH 4 (en trait pointillé rouge) et OBH 2 (trait pointillé violet) pour la campagne Imerse. Figure modifiée d'après (Jones et al., 2002).

Pour les données acquises au niveau de l'ESP 9, les auteurs associent la zone située sous le backstop comme appartenant à la lithosphère océanique en subduction (sédiments + croûte) sous la plaque chevauchante Egéenne ((Jones et al., 2002).

La figure suivante (Figure 115) représente les profils 1D de vitesses issus de la campagne Pasiphae, pour l'ESP 9 et ceux de la campagne Medisis (OBH 2), auxquels j'ai superposé les profils 1D de vitesses extrait le long du modèle de vitesse final dans la partie Sud du profil (profils 1D de vitesses de la Figure 105). J'ai également reporté sur cette figure l'interprétation de la localisation du backstop et de la croûte océanique dans cette zone d'après les auteurs. Comme nous pouvons le constater, les gammes de vitesses de propagation issues du modèle de vitesse sont cohérentes avec celles des données de la littérature jusqu'à une profondeur de 14 km. En-dessous de cette limite, pour la zone située entre 14 km et 18 km de profondeur, les vitesses obtenues à partir du modèle de vitesse final présentent un écart non-négligeable par rapport à celles issus de la littérature, pouvant atteindre 2 km/s. Cependant, comme j'ai pu le préciser dans les parties précédentes, cette zone que nous proposons dans notre modèle de vitesse est peu contrainte, et donc, à considérer avec une incertitude importante.

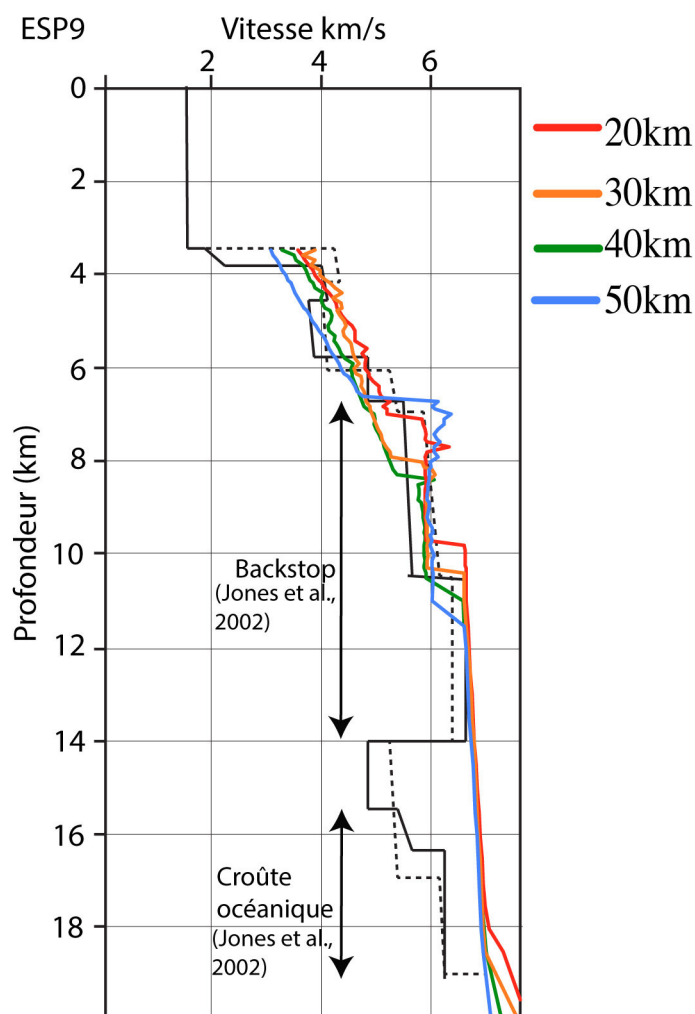


Figure 115 : Représentation des profils 1D de vitesses de la campagne Pasiphae et Medicis (en traits noirs) et ceux extrait le long de la partie Sud du modèle de vitesse final (en couleur).

Sur la figure suivante (Figure 116), je reprends uniquement le profil de vitesse 1D extrait du modèle de vitesse final à 20 km en partant du Sud du profil, pour simplifier la figure, mais également car étant le plus proche des données des campagnes Pasiphae et Imerse. J'ai également reporté la localisation des réflecteurs que nous avons obtenus après inversion des temps de trajet.

Le premier réflecteur (Réflecteur 1 sur la Figure 116) est celui que nous avons identifié comme celui qui délimite la partie sédimentaire de la partie crustale, et issue du modèle de vitesse final et de l'interprétation conjointe avec le profil de sismique réflexion multi-trace. Comme nous pouvons le voir sur la Figure 116, ce réflecteur est cohérent avec la limite supérieure du backstop.

Le deuxième réflecteur issu de l'inversion des temps de trajet (Réflecteur 2 sur la Figure 116) se localise à une profondeur de 9,6 km de profondeur. Il est marqué sur le profil 1D par un saut de vitesse de 0,6 km/s. Sur les données des campagnes Pasiphae et Imerse, nous pouvons noter la présence au sein de l'unité identifiée comme celle du backstop d'un saut de vitesse similaire (environ 1km/s), et situé à une profondeur de 10,5 km. La présence de ce saut de vitesse, à une profondeur similaire (moins de 1 km d'écart), et la distance séparant les données de la campagne Ulysse par rapport aux campagnes précédentes (environ 100 km) nous permet de considérer que le réflecteur que nous avons modélisé, comme appartenant à une interface de même nature que pour les données des campagne précédentes. En terme de vitesses, la zone située entre le Réflecteur 1 et le Réflecteur 2 sur la Figure 116, pour le profil extrait de notre modèle de vitesse, présente des vitesses supérieures par rapport aux données (ESP et OBH) plus à l'Ouest. En effet, un écart de 0,3 km/s est en moyenne observé entre nos données et celles des profils ESP et OBH.

Le troisième réflecteur issu de l'inversion (Réflecteur 3 sur la Figure 116) se localise à une profondeur d'environ 18 km. Comme nous avons pu le voir précédemment, les vitesses de propagation dans la zone située entre le réflecteur 2 et le réflecteur 3 sont à considérer avec une grande incertitude. Si on compare le profil 1D du modèle de vitesse, avec ceux des campagnes précédentes, les vitesses de propagation sont cohérentes jusqu'à une profondeur de 14 km, en-dessous de cette profondeur, les vitesses de propagation présentent un écart important avec celles de la littérature, cet écart pouvant atteindre 2 km/s.

Au cours de l'analyse préalable des données qui ont pu être enregistrées par les instruments du profil de sismique réfraction, et comme j'ai pu le préciser dans le chapitre précédent, nous avons émis l'hypothèse que les ondes réfléchies profondes enregistrées et qui sont associées au réflecteur 3 que nous avons pu modéliser, étaient potentiellement associées à la discontinuité du Moho de la plaque chevauchante. J'ai donc appliqué dans mon modèle initial, des vitesses qui sont caractéristiques du manteau supérieur, de 8 km/s dans cette gamme de profondeur.

Cet écart entre les données que nous avons pu obtenir et celles issues de la littérature dans cette région sont liées à cette surestimation de vitesses, en effet, comme nous avons pu le voir dans ce chapitre, les ondes réfléchies associées au réflecteur 3 qui ont été enregistrées, ne sont, vraisemblablement pas associées au Moho de la plaque plongeante, mais au toit du panneau plongeant.

La Figure 116 nous permet également de remarquer la présence d'une inversion de vitesse sur les profils 1D proposés par (Jones et al., 2002) à une profondeur comprise entre 14 km et 15,5 km. Cette épaisseur de 1,5 km et de plus faible vitesse que les unités qui la délimitent, est interprétée par les auteurs comme une unité constituée de sédiments anté-Messinien, emportés dans la subduction par la croûte océanique sous-jacente. Nous n'avons pas pu modéliser cette unité de plus faible vitesse dans le cadre de l'inversion des temps de trajets des données du profil de sismique réfraction.

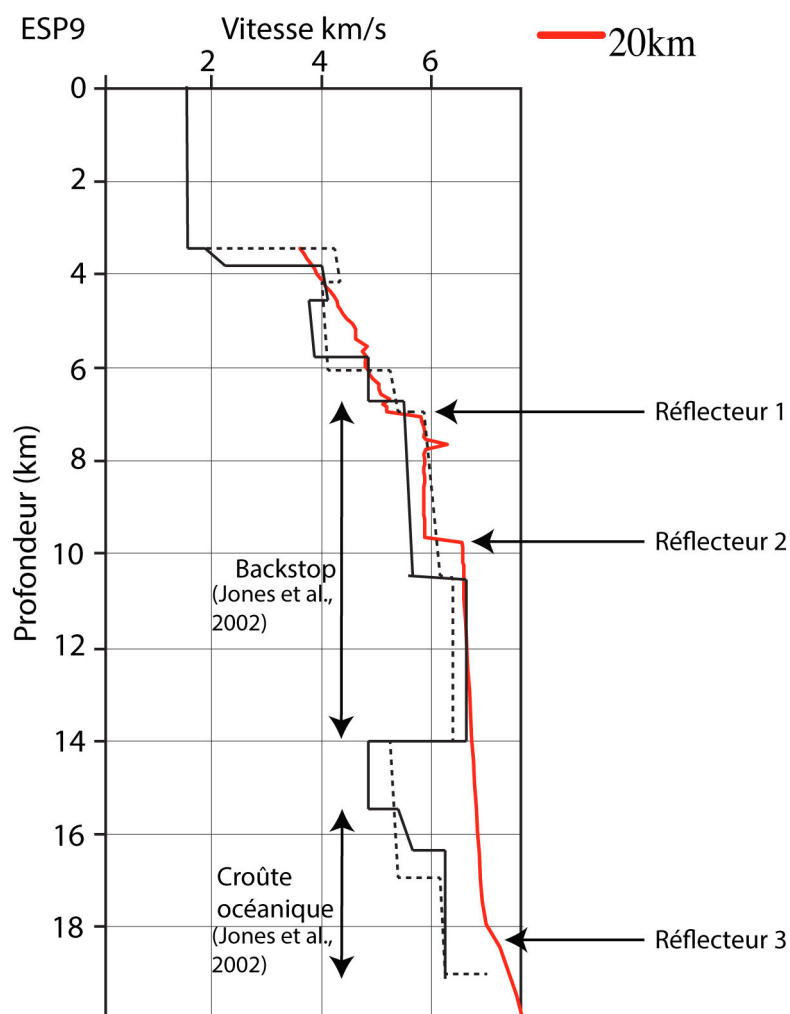


Figure 116 : Profil 1D de vitesse issu des campagnes Pasiphae et Imerse (en noir) et profil 1D de vitesse extrait du modèle de vitesse final (en rouge). La localisation de la profondeur des réflecteurs obtenus après inversion des temps de trajets est reportée, ainsi que l'interprétation des auteurs pour les profils Imerse et Pasiphae.

Les vitesses de propagation située au-dessus d'un réflecteur, ont une influence sur la localisation en profondeur de ce dernier. En effet, si l'on surestime les vitesses de propagation dans la partie située au-dessus du réflecteur, ce dernier aura une profondeur plus importante que sa position réelle.

Nous avons pu noter un écart pouvant atteindre 2 km/s entre le profil 1D extrait du modèle de vitesse final et les données de la littérature pour la partie la plus profonde de notre modèle. Il est donc possible que la profondeur du réflecteur 3 soit surestimée. En considérant

cet écart de 2 km/s pour la partie profonde du profil 1D, le réflecteur 3 passe d'une profondeur de 18 km, à environ 16 km de profondeur. La localisation du réflecteur 3 à une profondeur de 16 km coïncide avec le saut de vitesse observé dans les données des campagnes précédentes, et correspond au toit de la croûte océanique.

Nous pouvons donc considérer, aux incertitudes près, que le réflecteur 3 que j'ai pu obtenir après inversion des temps de trajet correspond, au toit de la croûte océanique en subduction sous la plaque chevauchante Egéenne.

En considérant que le réflecteur 1 correspond au toit du Backstop, et le réflecteur 3 au toit de la croûte océanique, ce qui, aux incertitudes près, est en accord avec les données de campagnes précédentes plus à l'Ouest de notre zone d'étude, à quelle interface, discontinuité correspond le réflecteur 2 ?

Ce réflecteur que nous avons identifié sur les données de sismique multi-trace et sur le modèle de vitesse coïncide avec une discontinuité de vitesse intra-crustale du backstop observé sur les données des campagnes Pasiphae et Imerse.

Les données issues de la campagne Medisis, dont j'ai présenté l'interprétation d'un profil dans le premier chapitre nous apportent un éclairage sur l'interprétation de ce réflecteur. En effet, le profil Ulysse se situe dans le prolongement d'un profil acquis lors de cette campagne (Figure 117).

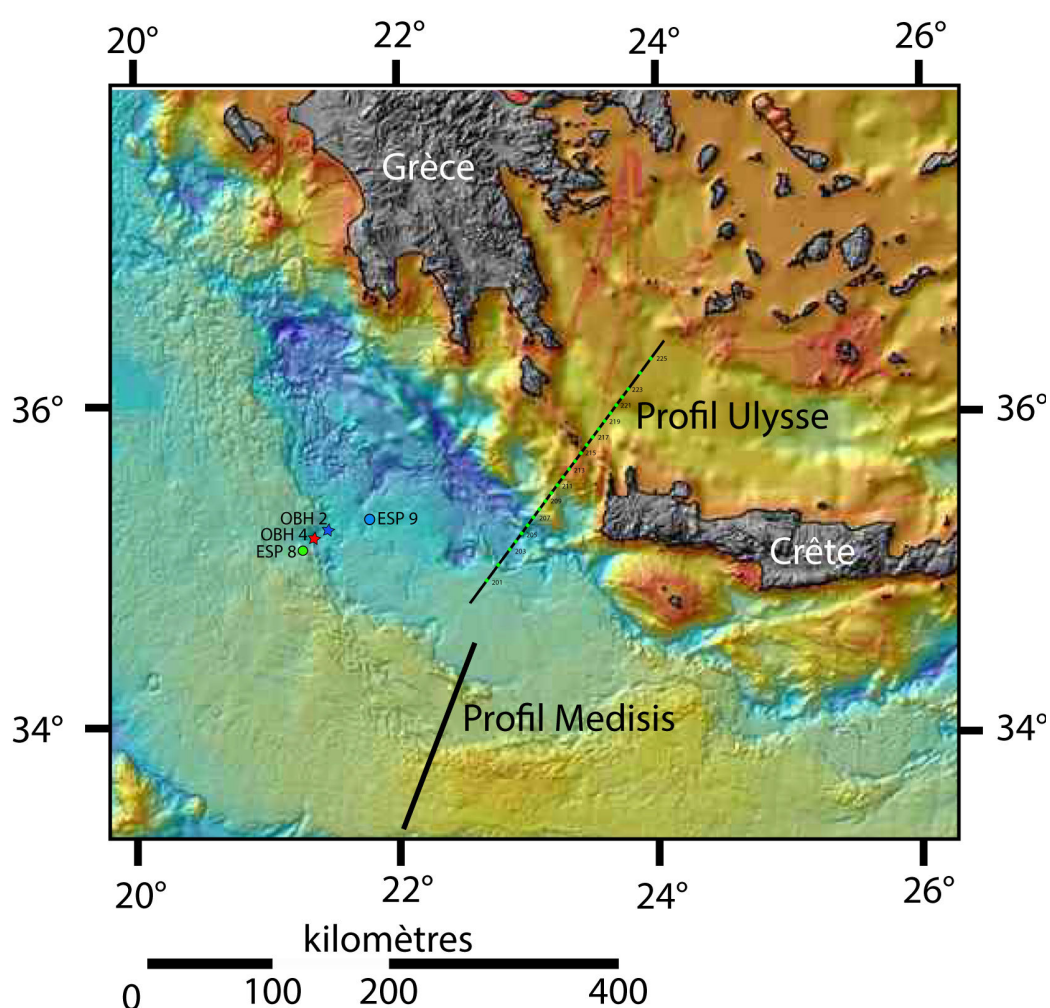


Figure 117 : Localisation du profil acquis lors de la campagne Medisis et du profil Ulysse acquis dans le prolongement de ce dernier.

La figure suivante (Figure 118) présente ce profil de sismique réflexion migré en profondeur, ce qui nous a permis de le représenter à la même échelle que notre modèle de vitesse. Comme nous pouvons le voir sur cette figure, le réflecteur 1 ainsi que le réflecteur 2 que nous avons pu modéliser et observer sur le profil de sismique réflexion multi-trace, sont dans le prolongement des réflecteurs observés plus au Sud sur un des profil acquis lors de la campagne Medicis. La localisation de ces réflecteurs à des profondeurs identiques nous permet de faire l'hypothèse que ces derniers pourraient correspondre aux mêmes unités.

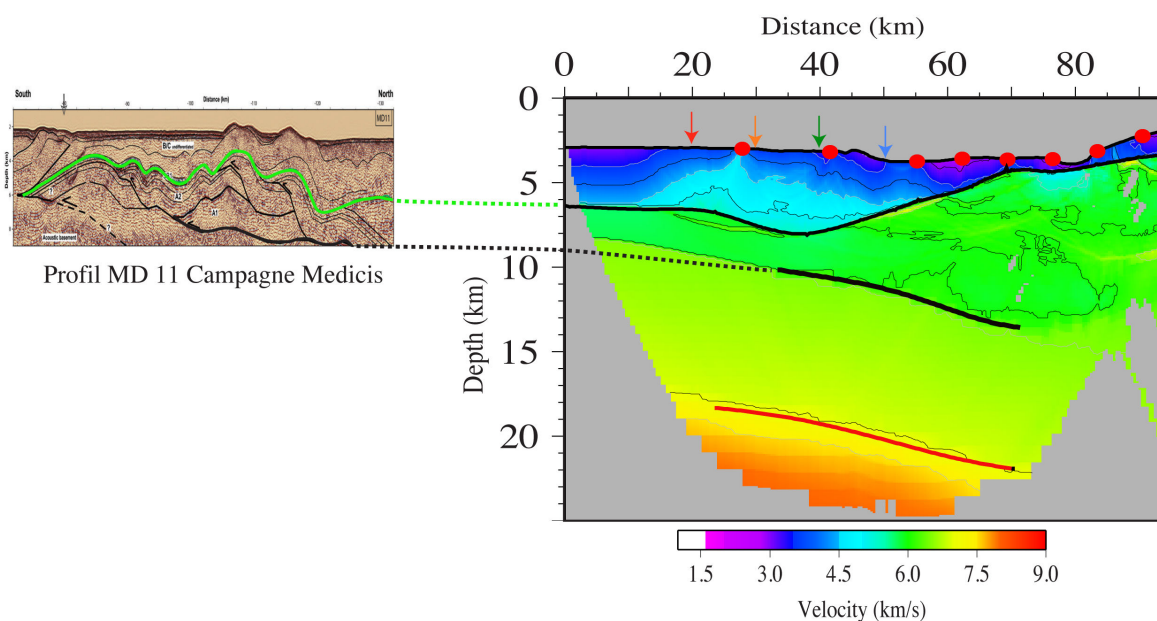


Figure 118 : Représentation du profil MD11 de la campagne Medicis et interprétation des principaux réflecteurs de ce profil proposé par (Yem et al., 2011) à gauche sur la figure, à droite le modèle de vitesse obtenu après inversion des temps de trajet.

La figure suivante (Figure 119) correspond à l'interprétation de (Yem et al., 2011) sur la nature de ces réflecteurs, sur une coupe interprétative. Sur cette figure est indiquée la position des deux réflecteurs qui pourraient coïncider avec ceux de notre modèle de vitesse ainsi que sur le profil de sismique multi-trace. Dans l'interprétation proposée par ces auteurs, le réflecteur 2 correspondrait à la limite entre la partie sédimentaire et la partie crustale du domaine avant-arc, mais dans cette étude, ils n'ont pas pu bénéficier de l'apport de la sismique réfraction grand-angle pour contraindre cette interprétation.

De plus, dans leur étude, les auteurs proposent une tentative de corrélation des unités sédimentaires basée essentiellement sur ce qui peut être observé sur la marge Libyenne, sur la rive Sud de la Méditerranée, et ce, sans considérer les unités sédimentaires et interfaces observées sur la rive Nord de la Méditerranée, qui elles, se situent sur le domaine avant-arc.

Cependant, comme nous avons pu le voir dans l'analyse conjointe du profil de sismique réfraction grand-angle et le profil de sismique réflexion multi-trace coïncidant, le réflecteur 1 correspond à la limite entre la base de la couche sédimentaire, et la partie crustale du domaine avant-arc, le réflecteur 2 ne peut donc pas correspondre à cette limite.

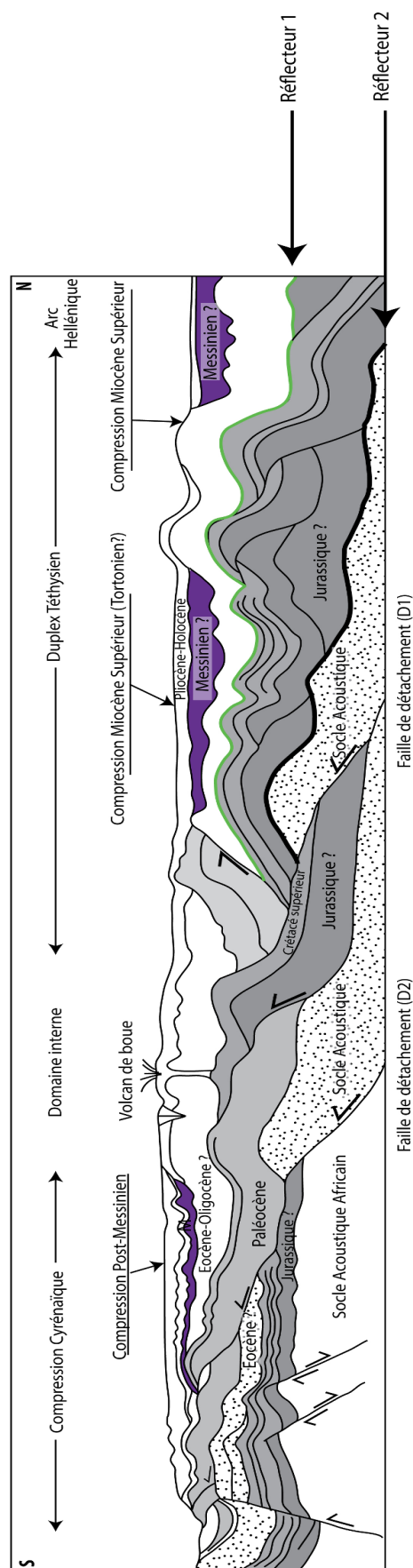


Figure 119 : Coupe interprétative proposé par (Yem et al., 2011) à partir des données de la campagne Medicis sur lesquelles j'ai reporté les réflecteurs du modèle de vitesse pouvant être associés.

En se basant sur une comparaison des données que nous avons pu acquérir dans la partie Sud du profil de sismique réfraction et du profil de sismique réflexion multi-trace coïncidant avec les données disponibles dans la littérature, nous pouvons donc proposer une interprétation des différents réflecteurs.

Le réflecteur 1, que nous avons pu observer sur le profil de sismique réflexion multi-trace ainsi que sur le modèle de vitesse obtenu après inversion des temps de trajet, que nous avons associé au socle de la plaque chevauchante Egéenne au sens des vitesses de propagation sismiques, serait assimilé dans la partie Sud du profil à un réflecteur d'âge Albien d'après l'interprétation de (Yem et al., 2011). Cet âge proposé par l'auteur est à considérer avec précaution, car dans son étude, l'âge pour ce réflecteur est basée sur son interprétation et la corrélation possible de ce dernier avec d'autres séquences stratigraphiques identifiées en Egypte et sur la plaque Arabique (Keeley, 1994; Sharland et al., 2001).

Le réflecteur 2, que nous pouvons associer à une interface intra-crustale de la plaque chevauchante Egéenne, potentielle une structure héritée au sein des nappes Hellénides.

Le réflecteur 3, aux incertitudes près de localisation en profondeur que nous avons pu argumenter précédemment, peut être associé au toit de la lithosphère océanique en subduction sous la plaque chevauchante Egéenne.

Les données que nous avons acquises lors de la campagne Ulysse se situent en totalité sur la plaque chevauchante Egéenne. Comme j'ai pu le présenter dans le premier chapitre, les auteurs associent la zone située entre le Sud Péloponnèse et la Crète aux Nappes Hellénides, et plus particulièrement à la nappe Pindos, la nappe Gavrovo-Tripolitza, et la nappe Ionienne.

La figure suivante (Figure 120) reprend la localisation des profils acquis lors de la campagne Ulysse (en pointillés noirs), la localisation des OBS/OBH du profil de sismique réfraction (rond vert), mais également l'interprétation de la partie crustale de notre zone d'étude disponible dans la littérature ((Pichon and Lallemant, 2002)).

Nous pouvons remarquer que la quasi-totalité des profils acquis lors de cette campagne recoupent ces différentes nappes. Lorsqu'on s'intéresse plus particulièrement au profil de tomographie et au profil de sismique réflexion coïncidant, nous remarquons que, du Sud vers le Nord, ce profil pourrait recouper dans un premier temps la Nappe Pindos, puis la Nappe Tripolitza, la Nappe Ionienne, de nouveau la nappe Tripolitza et enfin la Nappe Pindos.

J'ai également reporté sur cette figure les résultats de l'étude présentée dans le premier chapitre, et dans laquelle, les auteurs (Sachpazi et al., 2016), proposent la localisation de failles qui découperaient le slab en profondeur conduisant à une augmentation brutale de la profondeur du toit de la croûte océanique lorsqu'on se dirige vers l'Est.

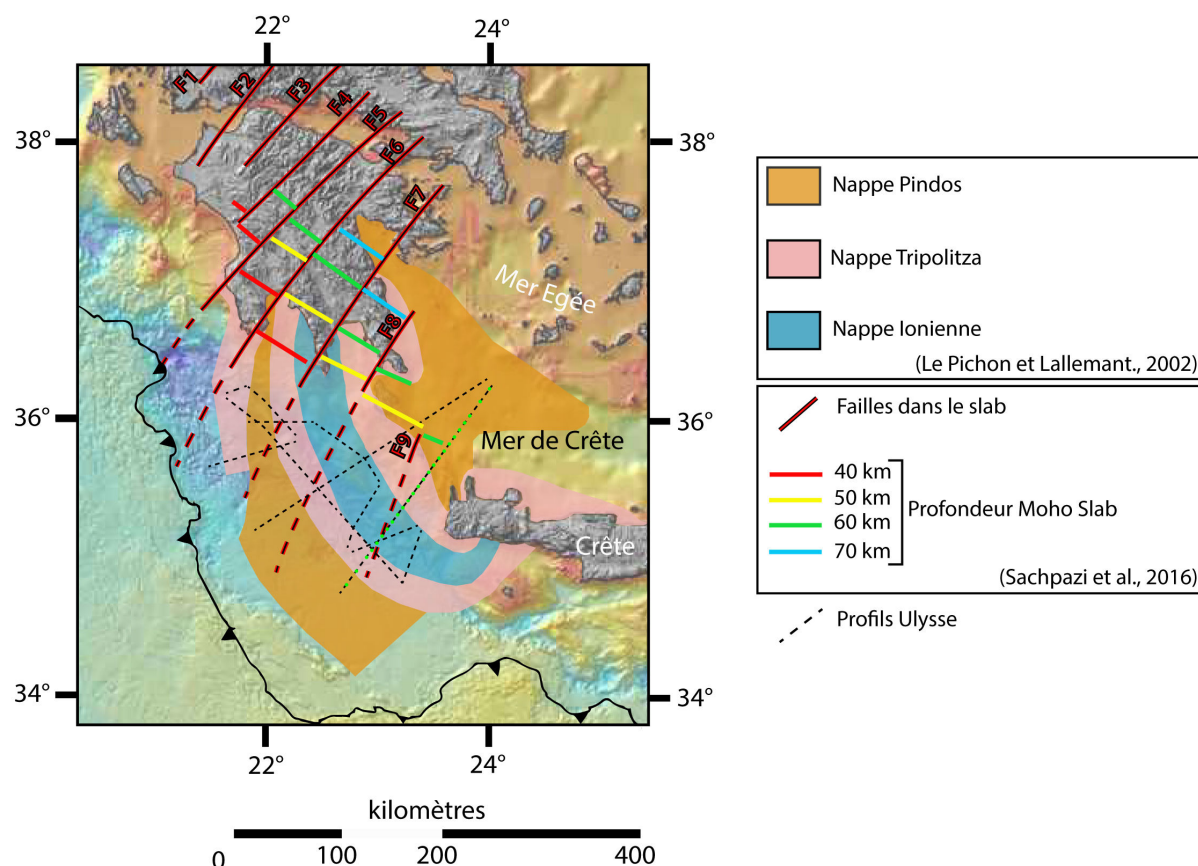


Figure 120 : Localisation des profils acquis lors de la campagne Ulysse (pointillés noirs), localisation des failles découpant le slab en profondeur et localisation du Moho du slab d'après (Sachpazi et al., 2016), et localisation des Nappes Hellénides en mer d'après (Pichon and Lallemant, 2002).

La figure suivante (Figure 121) représente le modèle de vitesse final que nous avons obtenu après inversion des temps de trajets, ainsi que les réflecteurs que nous avons pu modéliser. J'ai également reporté sur cette figure la localisation supposée des différentes Nappes Hellénides d'après la Figure 120, ainsi que la localisation d'une des failles (F9 sur la Figure 120) qui découpe le slab en profondeur d'après l'étude de (Sachpazi et al., 2016).

Nous pouvons remarquer, grâce à cette figure, que la partie crustale Sud du modèle de vitesse que nous avons obtenu après inversion des temps de trajet peut être interprété, pour sa partie crustale, comme associée aux Nappes Pindos et Tripolitza. Cependant, nous ne notons pas de modification de la vitesse de propagation des ondes dans la partie crustale, qui puisse discriminer ces des nappes sur le modèle de vitesse. Nous pouvons également remarquer que la faille (F9) issue de l'étude de (Sachpazi et al., 2016), se localise à proximité de l'OBH 206, à 76 km de distance depuis le Sud du profil. Cette distance correspond également à la distance à partir de laquelle nous n'observons plus de réfléchiés pour le réflecteur 2 et 3 de la partie Sud du profil que nous avons présenté précédemment. Cette faille, au Nord de la Crète, d'après les auteurs découpe le slab, et conduit à un enfoncement de ce dernier de 10 km entre la partie Ouest et la partie Est de la faille, il est possible que la présence de cette faille qui recoupe notre profil de sismique réfraction soit une cause de la perte de continuité du réflecteur 3 en profondeur.

Dans la zone située entre le kilomètre 60 et le kilomètre 105, le toit de la partie crustale semble appartenir à la Nappe Ionienne, puis vers le Nord du profil, de nouveau la Nappe Tripolitza et la Nappe Pindos.

Comme nous avons pu le voir dans le premier chapitre, la nappe Pindos est constituée de matériel d'âge Triasique à Paléocène, la nappe Tripolitza de matériel de la fin du Trias à l'Eocène, et enfin, la nappe Ionienne du Lias au Miocène. La nappe Ionienne est donc la nappe constituée de matériel le plus récent. Dans la partie consacrée à la reconstitution cinématique dans cette région, nous avons pu voir que les Nappes Hellénides ont été exhumées et accrétées progressivement, dans un premier temps la Nappes Pindos, puis la Nappe Tripolitza, et enfin la Nappe Ionienne.

Dans notre région, le centre du modèle de vitesse est donc constitué de la nappe la plus récente (Ionienne), puis de part et d'autres de cette unité, des matériels de plus en plus anciens.

Les Nappes Hellénides, dont l'exhumation s'initie à partir de la fin de l'Oligocène le long de structures héritées dont le pendage est similaire à la subduction (cf. Chapitre 1).

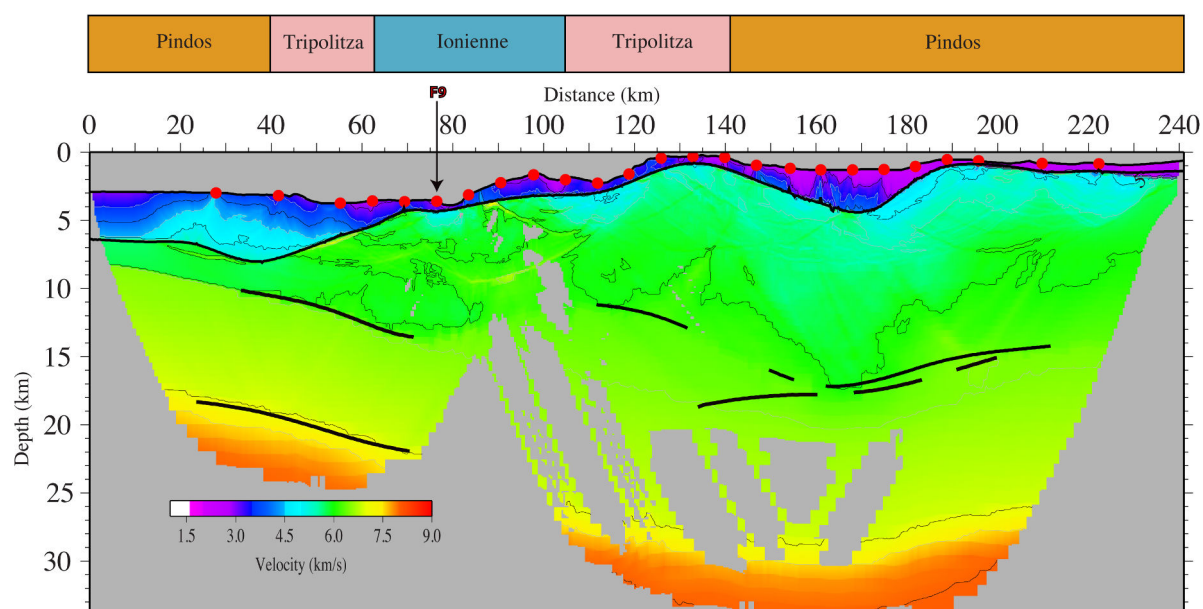


Figure 121 : Représentation du modèle de vitesse final sur lequel sont reportés les réflecteurs que nous avons pu modéliser. En haut de la figure, la localisation potentielle des Nappes Hellénides d'après l'étude de (Pichon and Lallemant, 2002). La flèche représente la localisation de la faille F9 qui recoupe le slab en profondeur d'après l'étude de (Sachpazi et al., 2016).

Comme nous pouvons le voir sur la Figure 121, notre profil recoupe 5 fois les 3 nappes que nous avons décrites, qui se sont donc mises en place le long de 5 structures héritées. Cette hypothèse est très minimaliste, car comme le montre (Papanikolaou and Vassilakis, 2010) dans une étude stratigraphique des affleurements des nappes Hellénides en Crête, celles-ci vont s'empiler et se chevaucher successivement en profondeur (Figure 122).

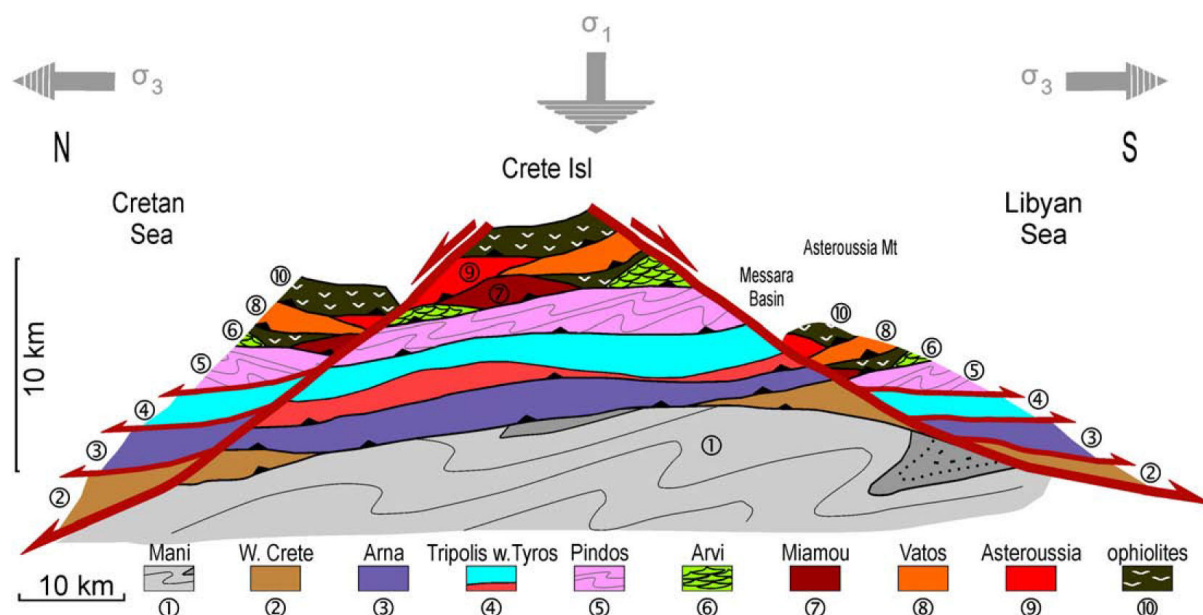


Figure 122 : Diagramme tectono-stratigraphique de Crète, montrant la nappe Oligocène constituée de 10 unités tectoniques et de 2 detachements extensifs majeurs du Miocène moyen. L'axe vertical est exagéré sur la figure. D'après (Papanikolaou and Vassilakis, 2010).

L'ensemble de ces données nous permet de formuler des hypothèses sur la nature potentielle des réflecteurs intra-crustaux que nous avons pu modéliser dans la partie Nord du profil.

La première interprétation possible de ces réflecteurs concerne la mise en place des différentes nappes depuis l'Oligocène. En effet, lors de l'exhumation et la mise en place de ces différentes nappes le long de structures héritées, nous pouvons faire l'hypothèse que les réflecteurs que nous visualisons sur le modèle de vitesse correspondent à des structures héritées de la mise en place de ces nappes. La présence de nombreux detachements ayant permis l'exhumation de ces Nappes pourrait expliquer la présence de ces deux réflecteurs à des profondeurs similaires, chacun de ces réflecteurs pouvant être identifié comme un detachement ayant permis l'exhumation d'une nappe. Comme nous avons pu le voir précédemment, n'oublions pas que la localisation de ces réflecteurs est à considérer avec une importante incertitude.

La deuxième hypothèse que nous pouvons formuler concerne la possibilité que l'un des réflecteurs que nous avons pu modéliser dans la partie Nord du modèle puisse être associé à la limite entre la croûte supérieure et la croûte inférieure. En effet, nous nous situons sur la plaque chevauchante Egéenne, et ces réflecteurs se situent à une profondeur comprise entre 13 km et 18 km de profondeur. Comme nous pouvons le voir sur la figure suivante (Figure 123), ces réflecteurs ne sont pas marqués dans les profils de vitesse 1D par un saut de vitesse. La vitesse de part et d'autre des réflecteurs est d'une moyenne de 6,4 km/s.

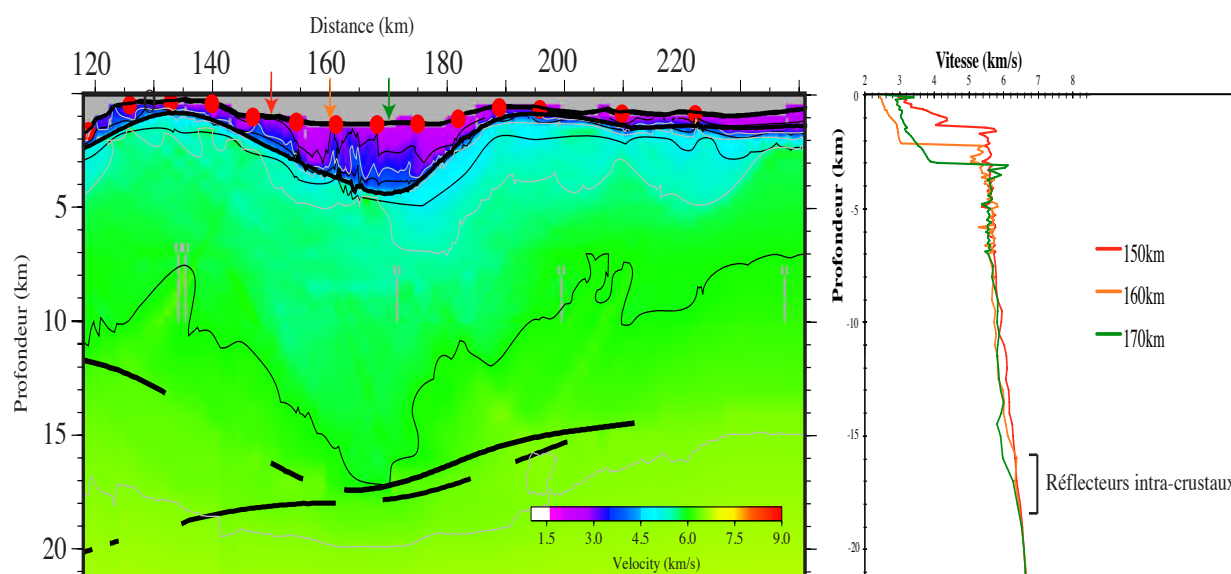


Figure 123 : Représentation de la partie Nord du modèle de vitesse (à gauche) et de profils de vitesses 1D (à droite). Sur ces profils 1D est reportée la localisation en profondeur de ces réflecteurs intra-crustaux que nous avons pu modéliser.

La discontinuité du Moho correspond à la limite entre la croûte inférieure et le manteau supérieur. Cette discontinuité est marquée par un changement brutal des vitesses de propagation des ondes, de part et d'autre de cette limite. En effet, la vitesse de propagation des ondes dans le manteau supérieur est de l'ordre de 8 km/s (de Voogd et al., 1992; Gallais et al., 2011; Le Meur, 1997; Sallarès et al., 2011), tandis que la vitesse de propagation des ondes dans la croûte inférieure est plus faible. Comme nous pouvons le constater, nous n'observons pas de vitesses de l'ordre de 8 km/s à proximité de ces réflecteurs, ni même de saut de vitesse brutal. L'hypothèse que l'un ou l'autre de ces réflecteurs soit associé à la discontinuité du Moho est donc rejetée. Mais l'hypothèse que l'un ou l'autre de ces réflecteurs puisse correspondre à la limite entre la croûte supérieure et la croûte inférieure est possible.

Dans la partie Nord du profil, nous avons échantillonné, bien que très ponctuellement le milieu jusqu'à une profondeur de 35 km. Comme nous avons pu le voir dans le test checkerboard dans cette zone, les vitesses de propagation sont très mal échantillonnées. Cependant, elles nous renseignent sur les vitesses de propagation (avec une incertitude importante). Ainsi, dans la zone du modèle de vitesse comprise entre 30 et 35 km, nous avons pu obtenir des vitesses de propagation comprises entre 7,4 km/s et 8 km/s. Comme j'ai pu le dire précédemment, ces vitesses sont compatibles avec la présence de la discontinuité du Moho. Cependant, nous n'avons pas pu enregistrer d'arrivées d'ondes réfléchies dans cette partie du modèle à de telles profondeurs. La possibilité qu'il s'agisse donc du Moho continental Egéen reste donc hypothétique. Nous pourrions cependant noter que la profondeur à laquelle nous observons de telles vitesses est compatible avec la localisation du Moho continental Egéen en Grèce. En effet, sur la Figure 124, j'ai reporté la profondeur du Moho continental Egéen d'après les études que j'ai pu présenter dans le premier chapitre. Dans ces études, les auteurs proposent un Moho continental dans l'Ouest de la Grèce à une profondeur

comprise entre 30 km et 35 km, ces profondeurs sont compatibles avec les vitesses de 8 km/s (mal contraintes) que nous avons pu observer à 35 km de profondeur dans notre modèle de vitesse final.

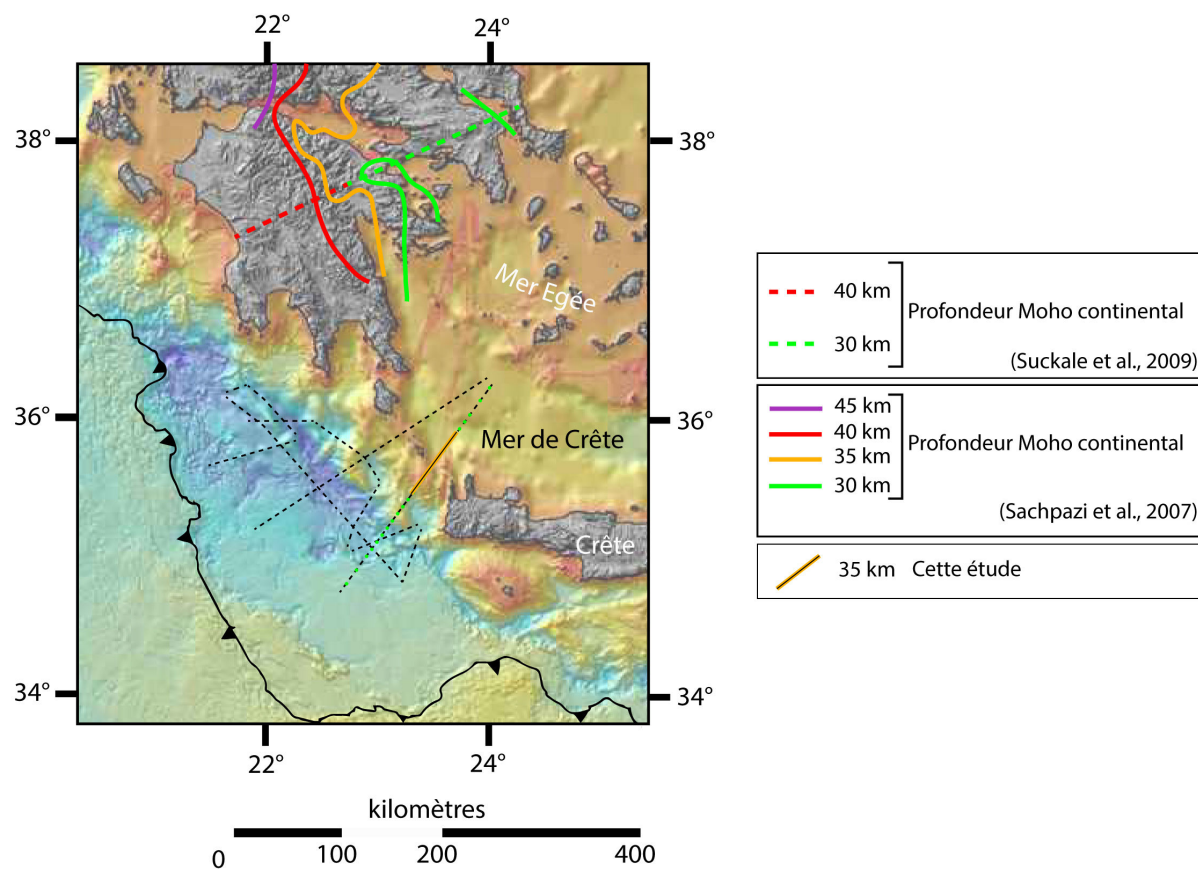


Figure 124 : Localisation de la profondeur du Moho continental d'après les études de (Sachpazi et al., 2007; Suckale et al., 2009) ainsi que de la profondeur possible issue du modèle de vitesse.

4. **S**tructures internes superficielles du segment Sud-Ouest de la zone de subduction hellénique

Dans ce chapitre, je vais présenter et proposer une interprétation des structures internes des principales unités que j'ai caractérisées dans le chapitre précédent. Bien que la zone d'étude se situe dans sa totalité sur la plaque chevauchante Egéenne, j'ai choisi de décomposer la zone d'étude en deux domaines. Ces deux domaines sont séparés par un saut bathymétrique de plusieurs milliers de mètres. Le premier, dans la partie Sud de la région, se localise en mer Ionienne, tandis que dans la partie Nord, les profils se situent en mer Egée et plus particulièrement en mer de Crète. J'ai donc choisi de décomposer l'analyse des données acquises lors de la campagne Ulysse en deux régions correspondant à ces deux domaines.

Dans un premier temps, je présenterai les données acquises en mer Ionienne, et plus particulièrement dans la zone Est de cette région et proposerai une interprétation des réflecteurs identifiés sur les profils de sismique réflexion multi-trace, en m'appuyant également sur les résultats issus de l'inversion tomographique du profil Est. Dans second temps je présenterai la zone Ouest du domaine Ionien, ainsi que les résultats que nous avons obtenus. Enfin, je m'intéresserai aux données acquises dans le Nord de notre région d'étude, dans la région du domaine Egéen, et plus particulièrement en mer de Crète.

1. Zone Est du domaine Ionien

1.1. Analyse des données de la campagne Ulysse

Le domaine Ionien est le domaine le plus échantillonné par les données acquises lors de la campagne Ulysse. La totalité des profils de sismique réflexion multi-trace acquis lors de cette campagne se situent sur ce domaine, la partie située en mer Egée étant imagée par le Nord du profil Ulysse 1 et celui du profil Ulysse 3. Le plan de position des profils de sismique réflexion multi-trace acquis lors de la campagne permet un recoupement des profils dans cette zone (Figure 125).

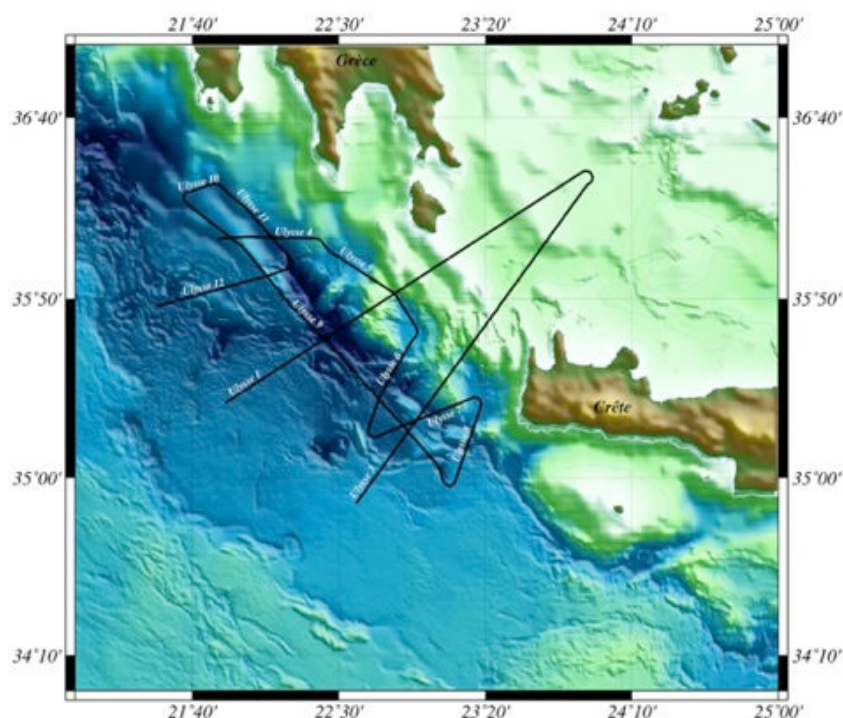


Figure 125 : Carte de localisation des profils de sismique réflexion multi-trace acquis lors de la campagne Ulysse.

Ces recoupements de profils nous permettent de proposer une corrélation possible entre les réflecteurs observés sur les différents profils. Je vais donc organiser ce chapitre en une description des différents réflecteurs et unités observées sur les différents profils de sismique multi-trace acquis lors de la campagne, en commençant cette analyse par les réflecteurs les plus profonds que nous avons pu observer sur ces derniers.

1.1.1. Réflecteur D1 :

Ce réflecteur correspond au réflecteur le plus profond que nous sommes en mesure d'observer sur les profils de sismique multi-trace. Comme nous avons pu le voir dans le chapitre précédent, il semble corrélé avec le Réflecteur 2 que nous avons pu modéliser grâce aux données de sismique grand-angle.

Ce réflecteur peut également être interprété comme la possible continuité du réflecteur observé sur les profils de la campagne Medisis, et dont (Yem et al., 2011) décrivait les caractéristiques. En effet, dans cette étude, l'auteur d'écrit ce dernier comme un réflecteur d'amplitude moyenne à forte, et de continuité latérale discontinue. Cette description, coïncide avec ce que nous pouvons observer sur les profils sismiques que nous avons acquis. De plus, comme nous avons pu le voir précédemment, ce réflecteur se situe à une profondeur similaire à celle observée sur les profils de la campagne Medisis, et notamment sur le profil Ulysse 3 qui se situe dans l'alignement du profil MD11 de la campagne Medisis.

Sur le profil Ulysse 3, ce réflecteur se localise à une profondeur de 6,5 secondes temps-double dans la partie Sud du profil. On peut l'observer parallèlement au fond de mer jusqu'à une distance de 45 km à partir du Sud du profil. Ce réflecteur s'approfondit ensuite pour atteindre une profondeur de 8,6 secondes temps-double à 65 km du Sud du profil. Au-delà, il ne nous est plus possible de l'observer sur le profil Ulysse 3 (Figure 126).

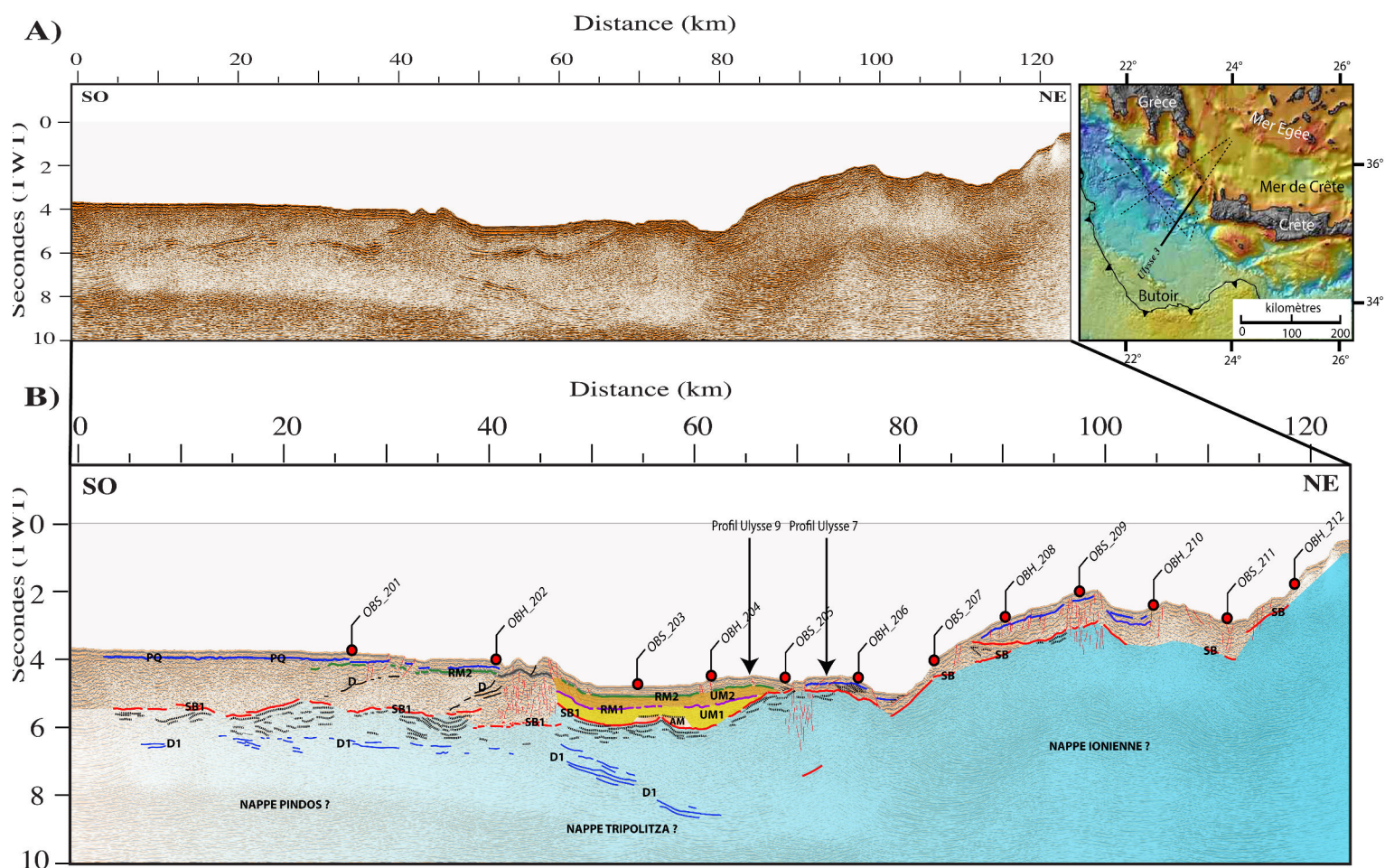


Figure 126 : Représentation de la partie Sud du profil Ulysse 3, avec et sans interprétation des différentes structures indentifiées.

Si l'on observe les données du profil Ulysse 9 (Figure 127), nous pouvons corrélér un réflecteur sur ce profil, dont la localisation en profondeur et le faciès sismique d'amplitude moyenne à forte coïncide avec le réflecteur D1 observé sur le profil Ulysse 3. Nous pouvons donc faire l'hypothèse que ce réflecteur corresponde à celui observé sur le profil Ulysse 3.

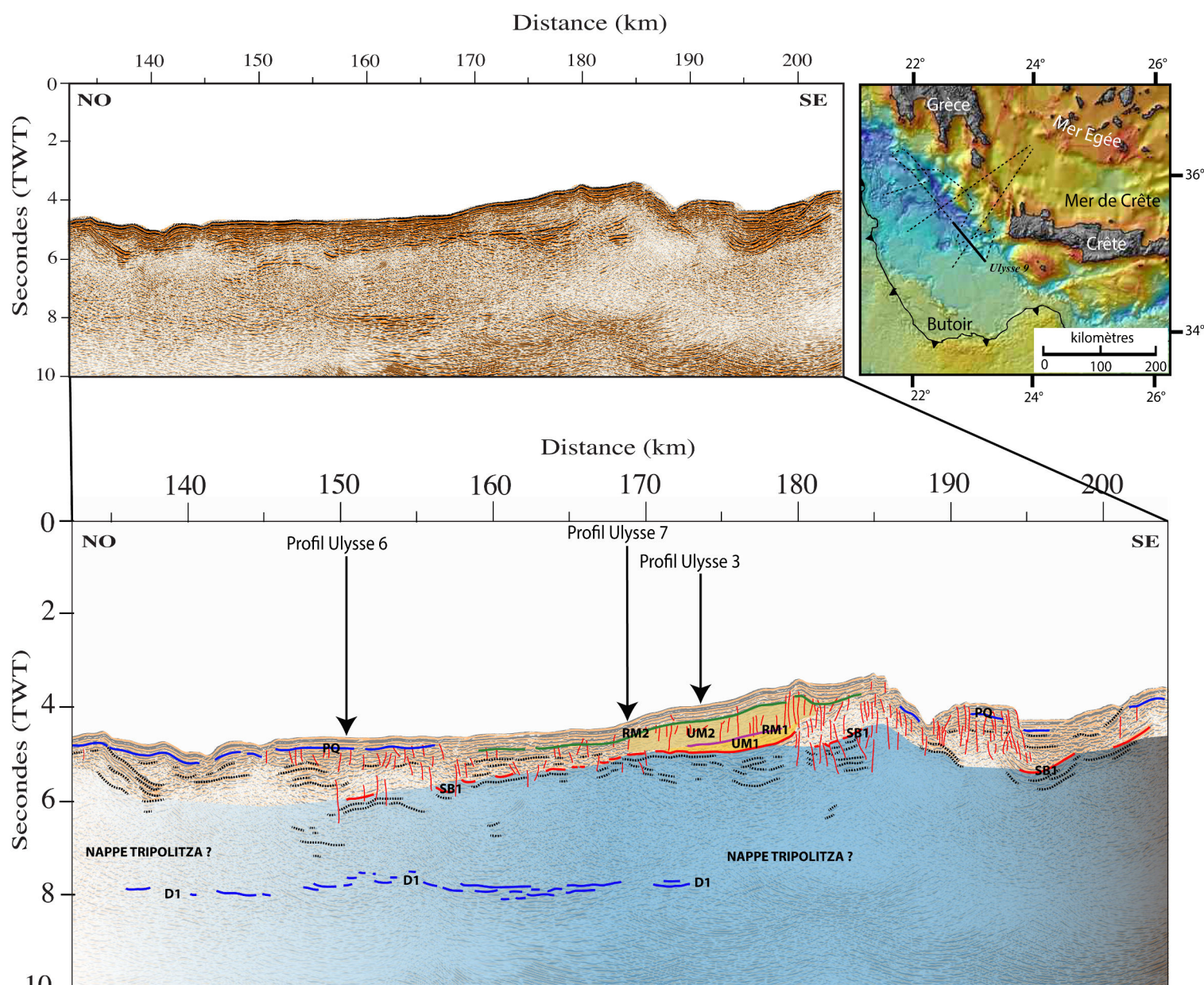


Figure 127 : Représentation de la partie Est du profil Ulysse 9 avec et sans interprétation des différentes unités identifiées.

Ces deux profils recoupent également le profil Ulysse 7 (Figure 128). Cependant, sur ce profil, nous ne sommes pas en mesure d'observer un réflecteur présentant les mêmes caractéristiques que celles observées sur le profil Ulysse 9 et le profil Ulysse 3 au point de croisement entre ces profils.

Nous observons un réflecteur très ponctuel à l'aplomb du point de croisement avec le profil Ulysse 9, cependant ce réflecteur, bien que se situant à une profondeur qui pourrait être compatible avec ce réflecteur D1, est trop peu résolu et ponctuel pour que nous puissions affirmer qu'il s'agisse du même réflecteur. De plus, la géométrie de ce réflecteur ponctuel n'est pas compatible avec ce que nous avons pu observer sur le profil Ulysse 3. Cependant, dans la partie le plus au Sud du profil Ulysse 7, nous observons un réflecteur qui pourrait

coïncider avec le réflecteur D1 observé sur le profil Ulysse 3 et 9. En effet, un réflecteur présentant les mêmes caractéristiques et se situant à une profondeur comprise entre 7,7 et 8,4 secondes temps-double est observé, il présente également une géométrie cohérente avec celle observée sur le profil Ulysse 3.

Bien que nous sommes pas en mesure de confirmer que ce réflecteur coïncide avec le réflecteur D1 observé sur Ulysse 3 et 9, à cause de l'absence de recoupement direct de ce réflecteur, nous pouvons faire l'hypothèse forte qu'il s'agisse du même réflecteur.

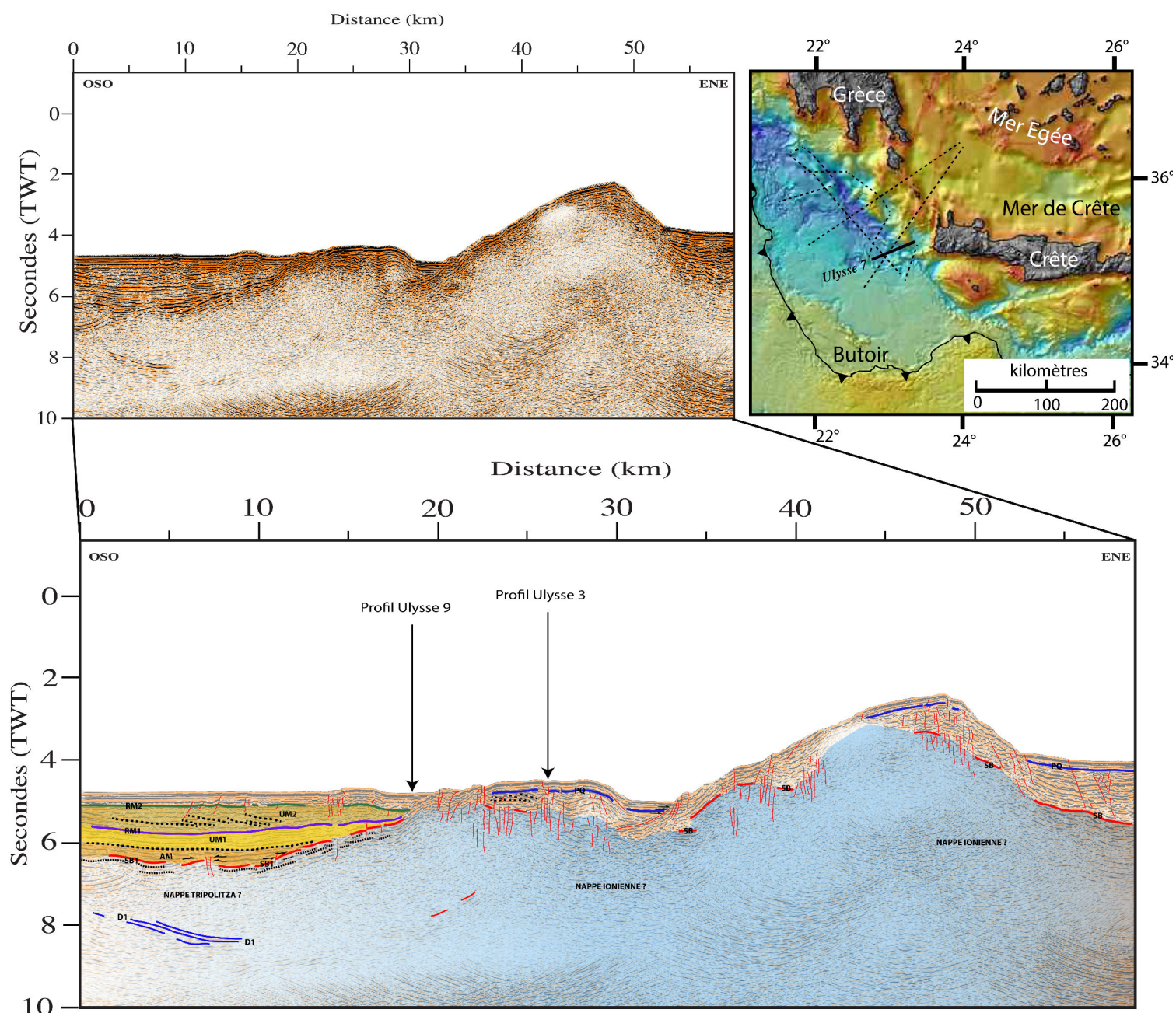


Figure 128 : Représentation du profil Ulysse 7, en haut à gauche, sans interprétation des différentes unités, en bas de la figure, avec les interprétations des différentes unités que nous avons pu identifier

Sur le profil Ulysse 8, qui correspond au profil le plus à l'Est acquis lors de la campagne, et avec une orientation générale parallèle au profil Ulysse 3, nous pouvons

observer un réflecteur qui pourrait correspondre au réflecteur D1, cependant, il se localise à une profondeur moins importante que le réflecteur observé sur les profils Ulysse 3, 7 et 9 (environ 1 seconde temps-double), cette différence de profondeur ainsi que l'absence de recoupement avec d'autres profils de la campagne ne nous permet pas d'identifier ce réflecteur avec certitude. Ce profil est disponible en annexe.

Le profil Ulysse 6, qui se situe à l'Ouest du profil Ulysse 3, et avec une orientation parallèle au profil Ulysse 3 et 8 présente lui un réflecteur d'amplitude moyenne à forte, discontinu, et dont la profondeur coïncide avec le réflecteur D1 sur les autres profils. Ce profil recoupe également le profil Ulysse 9, nous pouvons donc interpréter ce réflecteur comme le réflecteur D1. Ce profil est disponible en annexe.

Dans l'étude de (Yem et al., 2011) sur les données de la campagne Medisis, celui-ci propose que les unités qui reposent sur ce réflecteur sont d'âge Jurassique, cependant, elles sont uniquement basées sur des hypothèses et une interprétation de l'auteur sur l'âge possible de ces unités. Il faut donc considérer l'âge possible de ce réflecteur avec beaucoup de précaution, en l'absence de données de forages sur ce réflecteur profond qui nous permettrait de proposer un âge absolu de ce dernier.

1.1.2. Réflecteur SB1 :

Ce réflecteur correspond au réflecteur 1 que nous avons pu modéliser sur le profil de sismique grand-angle, et qui coïncide avec le réflecteur que nous avons identifié comme correspondant à la base de la couche sédimentaire sur le profil de sismique multi-trace Ulysse 3.

Comme nous avons pu le voir dans le chapitre précédent, ce réflecteur peut être corrélé avec un réflecteur observé sur le profil MD 11 de la campagne Medisis dont (Yem et al., 2011) propose une interprétation. Dans cette étude, l'auteur définit et propose une interprétation des réflecteurs observés sur ces profils en fonction de leur faciès sismique, une analyse stratigraphique séquentielle (défini par Vail 1997 et Van Wagoner 1988), de synthèses géologiques régionales, et l'analyse des discontinuités entre ces réflecteurs et leur organisation. En utilisant ces différentes méthodes, l'auteur propose que ce réflecteur corresponde à une surface d'érosion, qu'il nomme SB1 qu'il interprète comme étant d'âge Albien.

Cependant, même je suis en accord avec la description de l'auteur vis-à-vis de ce réflecteur, l'interprétation de l'âge de ce dernier, dont l'interprétation est uniquement basée sur des hypothèses de l'auteur, n'est pas assez bien contrainte pour que je la considère comme fiable. En effet, l'âge des unités constituant les différentes nappes de la plaque supérieure variant du Trias au Miocène, nous ne lui attribuons pas d'âge spécifique.

Par pure commodité, et pour faciliter la description des profils, nous nommerons également ce réflecteur SB1.

Dans la partie Sud du profil Ulysse 3 (Figure 126), le réflecteur SB1 présente une forte réflectivité, ainsi qu'une continuité latérale correcte entre 0 et 40 km. Sur cette portion du profil, il se localise parallèlement au fond de mer, et à une profondeur moyenne de 1,7 secondes temps-double. Il correspond au sommet d'une unité, marquée par la présence de

réflecteurs discontinus et d'amplitudes variables, sans organisation des réflecteurs permettant de définir de faciès sismique lité dans cette unité.

A partir de 40 km, et jusqu'à 50 km, la continuité latérale du réflecteur SB1 est discontinue, l'amplitude de ce réflecteur étant plus faible que celle observée plus au Sud.

Cette zone, présente de nombreuses failles subverticales, qui pourraient être la cause possible de la perte de résolution de ce réflecteur. Au-delà de 50 km, on observe de nouveau le réflecteur SB1, avec une amplitude forte, et ce jusqu'au kilomètre 70 km. Entre 50 km et 70 km, la géométrie de ce réflecteur varie, en effet, ce dernier remonte progressivement vers la surface, pour passer de 1,3 secondes temps-double à 50 km à 0,4 secondes temps-double à 70 km.

A partir de 70 km en partant du Sud du profil, nous observons toujours le réflecteur que nous avons identifié comme marqueur de la base de la couche sédimentaire sur le profil de sismique multi-trace et le modèle de vitesse, cependant, la variation de la profondeur de ce réflecteur par rapport au Sud du profil, ne nous permet pas d'identifier ce réflecteur caractéristique de la même unité. Il semblerait que le réflecteur caractérise toujours la base de la couche sédimentaire à partir de 70 km, mais ne correspond plus au réflecteur SB1 observé dans le Sud, et sur le profil Medisis que j'ai présenté précédemment.

Comme pour le profil Ulysse 3 (Figure 126), nous pouvons observer ce réflecteur SB1 sur le profil Ulysse 9 (Figure 127). Dans la partie le plus à l'Est de ce profil, l'observation de la continuité de ce réflecteur est plus difficile par la présence de failles subverticales qui dégradent la résolution des réflecteurs en profondeur.

Ce réflecteur est observé sur le profil Ulysse 9 entre 150 km et 200 km. Pour une distance inférieure à 150 km sur le profil, c'est-à-dire plus à l'Ouest, il n'est plus possible d'observer la continuité de ce réflecteur (Figure 127). Cette zone du profil coïncide avec la présence d'une limite verticale que nous pouvons interpréter comme une faille subverticale, bien que celle-ci ne soit pas observée jusqu'à la surface. Au-delà de cette limite, la résolution est dégradée, et ce, même pour les unités plus superficielles.

Sur le profil Ulysse 7 (Figure 128), et par recoupement avec le profil Ulysse 9, nous pouvons observer le réflecteur SB1. Ce profil, orienté Nord-Ouest Sud-Est nous permet d'observer une géométrie du réflecteur SB1 similaire à celle observée sur le profil Ulysse 3. En effet, sur ce profil, nous pouvons remarquer que le réflecteur SB1 localisé à une profondeur de 1,8 secondes temps-double dans le Sud-Ouest du profil, remonte progressivement vers la surface, pour atteindre une profondeur de 0,25 seconde temps-double à la verticale du point de croisement avec le profil Ulysse 9. Au Nord-Est du profil Ulysse 7, tout comme pour le profil Ulysse 3, la profondeur du réflecteur que nous avons identifié comme la base de la couche sédimentaire et identifié comme SB1 dans le Sud, ne présente plus des caractéristiques et une continuité nous permettant de l'associer au même réflecteur.

Le profil Ulysse 6 qui recoupe également le profil Ulysse 9, cependant, la qualité du profil ne nous permet pas de localiser ce réflecteur avec certitude. De plus, ce profil se situe à la verticale de l'anomalie observée sur le profil Ulysse 9 et que nous pouvons interpréter comme une faille subverticale, ce qui peut également expliquer la difficulté d'identification de ce réflecteur SB1 sur ce profil.

Comme nous avons pu le voir dans le chapitre précédent, le réflecteur que nous appelons SB1 marque la base de la couche sédimentaire, que ce soit sur le profil de sismique multi-trace Ulysse 3 et le profil de sismique réfraction grand-angle coïncidant.

La partie suivante est consacrée à la description des unités et réflecteurs que nous avons pu observer au sein de cette unité sédimentaire sur les profils de sismique multi-trace, et dans laquelle nous allons proposer une interprétation possible de ces différentes unités.

1.1.3. Unités sédimentaires remarquables

L'unité sédimentaire comprise entre 0 et 40 km en partant du Sud du profil Ulysse 3 (Figure 126) est marquée à sa base par le réflecteur que nous avons appelé SB1. Elle présente une épaisseur de 1,5 secondes temps-double, et est marquée à son sommet par un réflecteur de forte amplitude, lui-même situé à une profondeur de 0,3 seconde temps-double sous le fond de mer.

Cette unité présente une amplitude plus faible que les réflecteurs situés à sa base et sommet, et dans laquelle on n'observe pas la présence de structure sédimentaire litées. On note la présence à la verticale de l'OBS 201 d'un réflecteur (D) qui s'enracine sur le réflecteur SB1 et qui recoupe la totalité de cette unité, avec un pendage Sud-Ouest. En surface, à la verticale de ce réflecteur qui recoupe cette unité, on note la présence de variations topographiques, marquées par la présence de failles, elles-aussi à pendage Sud-Ouest.

L'unité sédimentaire, dans la zone située entre l'OBS 201 et l'OBH 202 présente une diminution d'amplitude par rapport à la zone située au Sud de l'OBS 201. De nouveau, à la verticale de l'OBH 202, nous observons la présence d'un réflecteur (D) incliné à pendage Sud-Ouest, qui recoupe la totalité de cette unité sédimentaire. En surface, on note une alternance de plis et de dépression dans le fond de mer à la verticale de ce réflecteur (Figure 126).

La zone située entre l'OBH 202 et 5 km plus au Nord-Est est également marquée par la présence d'un nombre important de failles sub-verticales et qui ne permettent pas l'identification de réflecteurs particuliers dans cette portion du profil fortement accidentée.

Entre 45 km et environ 70 km en partant du Sud du profil, dans la zone où le réflecteur SB1 diminue en profondeur pour passer de 1,3 secondes temps-double à 0,4 secondes temps-double, l'unité sédimentaire qui repose sur ce réflecteur peut être décomposée en différentes sous-unités.

Toutes les sous-unités que j'ai discriminées dans cette zone du domaine Ionien ne sont pas observables sur le profil Ulysse 3, mais nous pouvons toutes les observer sur le profil Ulysse 7 qui recoupe ce dernier. C'est pour cela que je vais commencer par présenter ces sous-unités à partir du profil Ulysse 7, puis je décrirais les sous-unités observables sur les autres profils.

(1) Profil de sismique multi-trace Ulysse 7

Le profil Ulysse 7 (Figure 128) orienté Sud-Ouest Nord-Est recoupe le profil Ulysse 3, et nous permet d'étudier avec un autre angle la couche sédimentaire située entre 45 km 70 km sur le profil Ulysse 3.

Comme nous l'avons décrit précédemment, la base de la couche sédimentaire est marquée par le réflecteur SB1. Au-dessus de ce réflecteur, dans la zone du profil comprise entre 0 et 20 en partant du Sud-Ouest du profil, nous pouvons noter la présence d'une première unité que nous appellerons AM. Cette unité d'une épaisseur de 0,3 secondes temps-double en moyenne, est caractérisée par des réflecteurs de fortes amplitudes, notamment de part et d'autres d'une légère remontée topographique du réflecteur SB1 au kilomètre 7.

Au-dessus de cette unité, nous pouvons remarquer la présence d'une unité sédimentaire, que nous appellerons UM1 présentant un faciès lité d'une épaisseur de 0,4 secondes temps-double. L'amplitude moyenne des réflecteurs dans cette unité est moyenne, avec localement la présence de zones de plus faibles amplitudes.

Le sommet de cette unité est marqué par un réflecteur de plus forte amplitude que nous appellerons RM1. Ce réflecteur sépare l'unité UM1 d'une nouvelle unité sédimentaire, que nous appellerons UM2, qui présente une amplitude moyenne à faible, et au sein de laquelle nous remarquons la présence de structures sédimentaires litées à pendage Nord-Est. Enfin, au-dessus de cette unité UM2, le réflecteur RM2, caractérisé par un réflecteur de forte amplitude dont la géométrie semble suivre la topographie de fond de mer.

La partie la plus à l'Est du profil Ulysse 7 est marquée par la présence d'un réflecteur de forte amplitude, discontinu, qui semble marquer la base de la couche sédimentaire. L'unité sédimentaire qui repose sur ce réflecteur est marquée par de nombreuses failles subverticales, ainsi que d'une faille à pendage Ouest-Sud-Ouest à partir de 30 kilomètres en partant de l'extrémité Sud du profil. Sur cette faille, nous pouvons identifier un réflecteur (PQ) de forte amplitude que nous pouvons observer ponctuellement le long de ce profil, et que nous pouvons associer à une unité plus réflective au sein de dépôts Pliocène à Quaternaire. Nous ne pouvons contraindre l'âge de ce réflecteur que relativement aux unités sédimentaires situées dans le Sud du profil et dont je propose une interprétation dans la suite de chapitre.

La partie la plus profonde observée sur ce profil, interprétée comme la partie crustale, peut être assimilée aux Nappes Héliénides, d'après la cartographie proposée par (Pichon and Lallemant, 2002). D'après la cartographie proposée par ces auteurs, ce profil pourrait se situer sur la nappe Tripolitza et la nappe Ionienne, cependant, nous ne sommes pas en mesure de pouvoir apporter des éléments permettant de discriminer ces deux nappes sur le profil.

En suivant la nomenclature des différentes unités que j'ai présentées sur le profil Ulysse 7, nous pouvons maintenant observer les unités sédimentaires au niveau du profil Ulysse 9, qui recoupe ce profil.

(2) Profil de sismique multi-trace Ulysse 9

Le profil Ulysse 9 (Figure 127) recoupe le profil Ulysse 7 dans la zone où l'on observe la remontée topographique du réflecteur SB1, cependant, nous pouvons, latéralement,

observer la cohérence des unités définies sur le profil Ulysse 7. Sur le profil Ulysse 9, qui recoupe quasi-perpendiculairement le profil Ulysse 7, nous pouvons observer un réflecteur à l'Est du point de croisement avec le profil Ulysse 7, un réflecteur qui présente les mêmes caractéristiques en amplitude, et une profondeur similaire au réflecteur RM1. Ce réflecteur délimite la partie supérieure d'une unité d'amplitude plus faible que nous pouvons situer relativement à ce réflecteur comme constituant l'unité UM1. Au-dessus du réflecteur RM1, nous observons une unité d'amplitude variable, moyenne à faible entre 170 et 180 km, dont l'amplitude augmente brutalement vers l'Ouest, et dont la continuité vers l'Est est rendue difficile par la présence de nombreuses failles subverticales qui compliquent l'identification des unités et réflecteurs. Cette unité, de par son épaisseur sa localisation peut être assimilée à l'unité UM2. Enfin, au-dessus de l'unité UM2, de nouveau le réflecteur de forte amplitude que nous pouvons faire coïncider avec le réflecteur RM2.

(3) Profil de sismique multi-trace Ulysse 3

Le profil Ulysse 3 (Figure 126), qui recoupe le profil Ulysse 9 (Figure 127), et qui se situe à proximité du profil Ulysse 7 (Figure 128) nous permet de visualiser certaines de ces unités. En effet, nous pouvons visualiser sur ce profil, la légère remontée topographique du réflecteur SB1 que l'on pouvait observer sur le profil Ulysse 7. De part et d'autre, nous pouvons distinguer des réflecteurs avec une amplitude légèrement plus forte, et qui coïncide avec la localisation de l'unité AM1 que nous avons identifiée, cependant, latéralement, nous pouvons remarquer une diminution de l'amplitude des réflecteurs, qui ne nous permet plus de la distinguer de l'unité UM1 située au-dessus. Sur le réflecteur SB1, nous observons donc une unité de faible amplitude, marquée à son sommet par le réflecteur RM1 dont la profondeur et l'amplitude correspond à celui que nous observons sur le profil Ulysse 9. Au-dessus de ce réflecteur RM1, nous observons la présence d'une épaisseur sédimentaire de plus d'amplitude moyenne, et que nous pouvons identifier par corrélation avec les observations effectuées sur le profil Ulysse 9 comme appartenant à l'unité UM2. Enfin, et ce comme sur la totalité des profils présentés ici, la partie la plus superficielle caractérisée par des amplitudes fortes, peut-être assimilée au réflecteur RM2.

1.2. La crise de salinité messinienne

La crise messinienne et les sédiments caractéristiques de cette crise correspondent à l'expression sédimentaire d'une très forte baisse du niveau marin en Méditerranée à la fin du Miocène, liée à la fermeture tectonique et l'isolement de la Mer Méditerranée avec l'Atlantique à cette époque. Cet isolement de la Mer Méditerranée va conduire à un phénomène d'évaporation, se traduisant par une baisse drastique du niveau marin, une érosion intense des bordures des bassins tandis qu'une couche de sel évaporitique d'épaisseur variable se dépose en profondeur.

En méditerranée Occidentale, les dépôts qui marquent cette crise sont composés de 3 unités, appelés communément « Trilogie Messinienne ». Ces trois unités, ont des faciès

sismiques différents dont je présente rapidement les caractéristiques, comme le propose (Badji, 2014).

Une première unité, correspond à la série des évaporites inférieures (Lower Unit : LU). Elle est caractérisée par un faciès sismique faiblement réflectif et marque le début de la série évaporitique messinienne (El-Robrini, 1986). Cette unité n'est pas toujours observable en Méditerranée occidentale car souvent masquée par la deuxième unité.

La deuxième unité, appelée série salifère messinienne (Mobile Unit : MU) présente un faciès transparent, sans litage. Elle est composée d'halite et de sel potassique (Auzende, 1978). Le sommet de cette unité est marqué par un fort réflecteur sismique. Son épaisseur est très variable car cette unité a tendance à fluer vers les zones superficielles, conduisant à la formation de diapirs.

La troisième unité, ou série évaporitique supérieure (Upper Unit : UU) est caractérisée par un faciès sismique lité, régulier et continu avec de forts réflecteurs et correspond à une alternance de niveaux marneux et gypso-anhydritiques (Jenyon, 1986).

Ces trois unités sont essentiellement observées en Méditerranée occidentale, alors qu'en Méditerranée orientale, et ce jusqu'à récemment, c'est essentiellement l'unité mobile MU qui était observée, les autres unités n'étant pas toujours observables (Bertoni and Cartwright, 2006; Lofi et al., 2011; Netzeband et al., 2006; Roveri et al., 2014).

Une étude menée par (Feng et al., 2016) propose pour la première fois une étude de la totalité de la séquence messinienne en méditerranée orientale et plus précisément dans le bassin Levantin. Dans cette étude, qui utilise des données sismique 3D migrées en profondeur, corrélées avec 6 forages, les auteurs montrent que dans cette région, la séquence messinienne peut être décomposé en 6 unités séparées par 5 réflecteurs internes. Parmi ces 6 unités, 4 vont être interprétés par les auteurs (ME1, ME2, ME3, et ME4 sur la Figure 129) comme étant constituées de halite pure, et les deux restantes constituées de matériel clastique (essentiellement claystones) (MC1 et MC2 sur la Figure 129). Dans cette étude, cette séquence messinienne présente une épaisseur variable entre 1,5 km et 2,0 km d'épaisseur.

Les vitesses de propagation des ondes dans ces unités sont comprises entre 3,6 km/s et 4,6 km/s suivant les études dans ces unités (Dümmong and Hübscher, 2011; Gvirtzman et al., 2013).

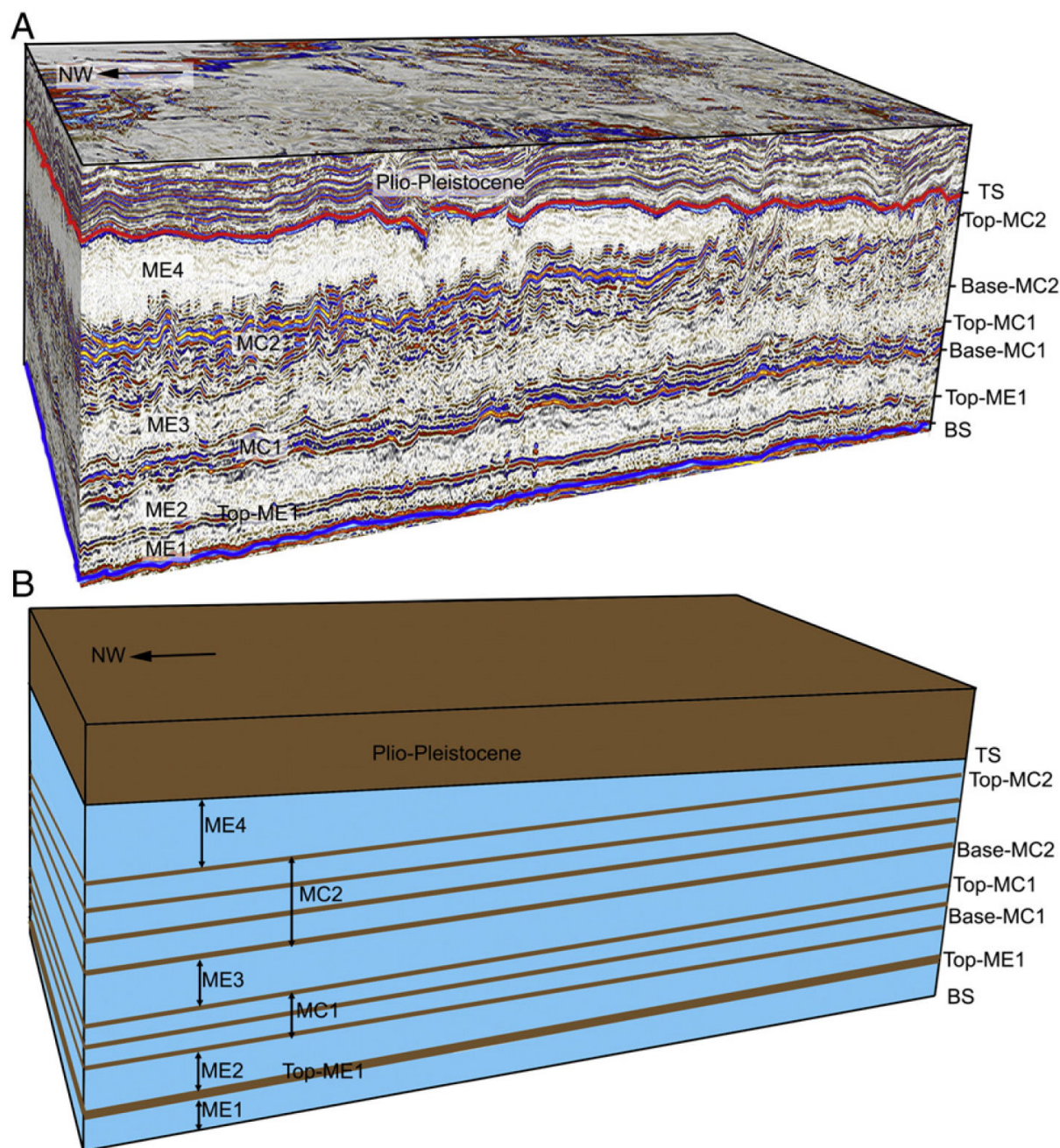


Figure 129 : Volume sismique 3D montrant la séquence messinienne complète observée par (Feng et al., 2016) dans le bassin Levantin.

En mer Ionienne, une étude menée par (Gallais et al., 2011), propose également une interprétation d'unités messiniennes. Dans cette région, les auteurs proposent, par l'analyse de données de sismique multi-trace acquises lors des campagnes Archimède et Prismed, une unité messinienne, décomposée en trois sous-unités, comme il est communément observé en Méditerranée Occidentale.

En effet, les auteurs identifient une première sous-unité associée à l'unité LU (Lower Unit), marquée à sa base par un réflecteur de plus forte amplitude, une deuxième unité MU (Mobile Unit), séparé de l'unité sous-jacente par deux réflecteurs de forte amplitude. Ces deux unités ont toutes les deux un faciès sismique transparent. Enfin la troisième unité,

associée à l'unité UU (Upper Unit), d'amplitude plus forte que les deux unités précédentes. Dans cette étude, l'épaisseur de cette unité est d'environ 1 seconde temps-double.

Ces profils acquis lors des campagnes Prismed et Archimede, recoupent des modèles de vitesses ESP (ESP 5) dont les vitesses de propagation sont comprises entre 4,5 km/s et 3,2 km/s (de Voogd et al., 1992) et 4,4 km/s et 3,2 km/s (Le Meur, 1997).

(Gallais et al., 2011) interprètent également des unités sédimentaires antérieures au Messinien sur ces profils d'âge Tortonien et Cénozoïque, déposés sur un réflecteur profond, appelé réflecteur K (Finetti and Morelli, 1972; Gallais et al., 2011) qui sépare ces unités sédimentaires anté-messinien, d'une unité constituée de sédiments mésozoïque plus profonds.

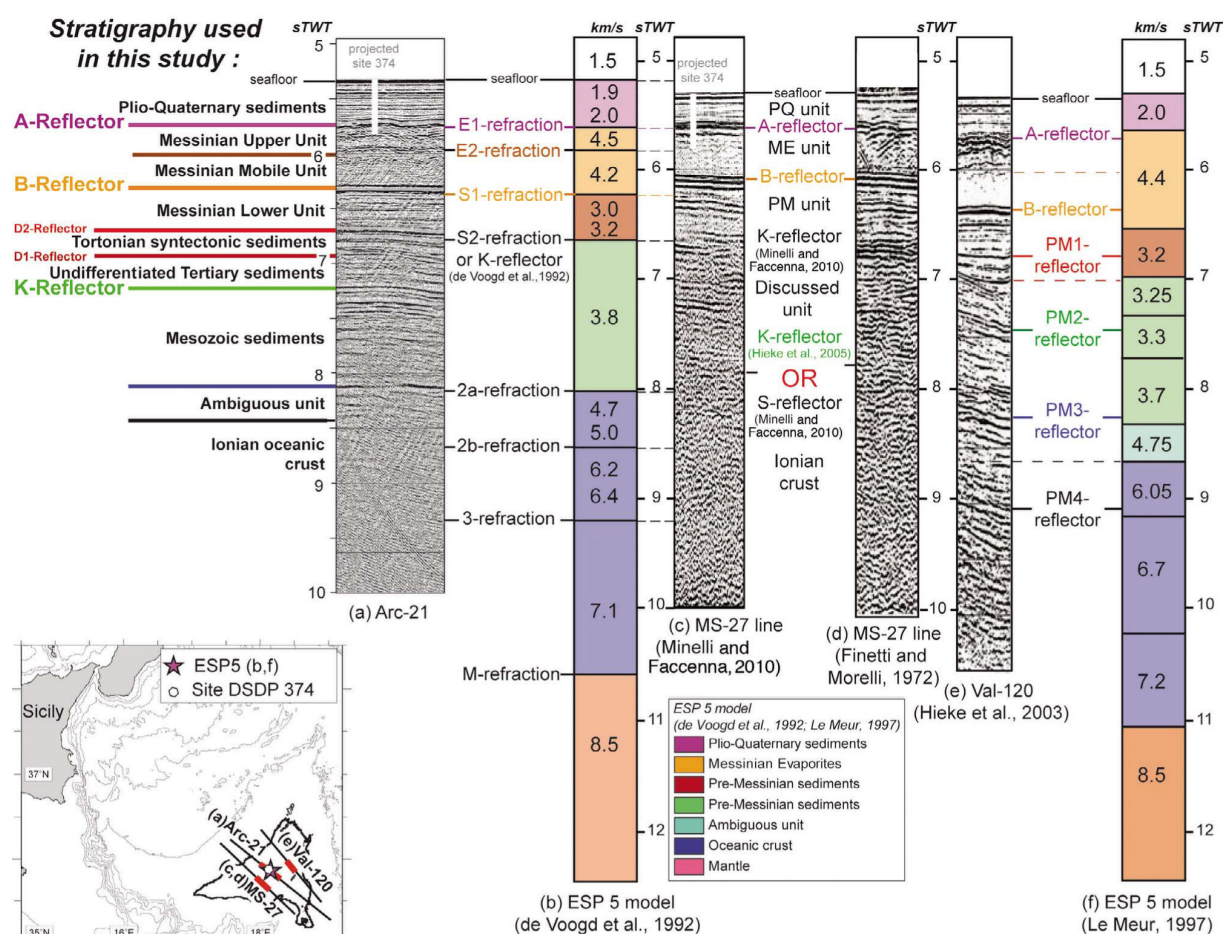


Figure 130 : Figure représentant la stratigraphie utilisée dans l'étude de (Gallais et al., 2011) ainsi que les profils de vitesses obtenus au niveau de l'ESP 5 par (de Voogd et al., 1992) et (Le Meur, 1997). On retrouve également les corrélations stratigraphiques effectuées d'après les données issues de (Hieke et al., 2003; Minelli and Faccenna, 2010).

Une cartographie structurale proposée par (Chamot-Rooke et al., 2005) des différentes unités morphologique en Méditerranée permet également de localiser les zones dans lesquelles ont été identifiées la présence des unités messiniennes par leur empreinte laissée dans la bathymétrie de fond de mer.

La figure suivante présente l'interprétation morpho-structurale de la partie Nord-Ouest de la Ride Méditerranéenne réalisée par (Chamot-Rooke et al., 2005). Sur cette figure nous pouvons voir que la présence de lobes de sels liés à des glissements sous-marins de la couche

d'évaporite du Messinien est observée au Sud de la fosse de Matapan, dans la zone située au Sud-Ouest de la Crète (Figure 131).

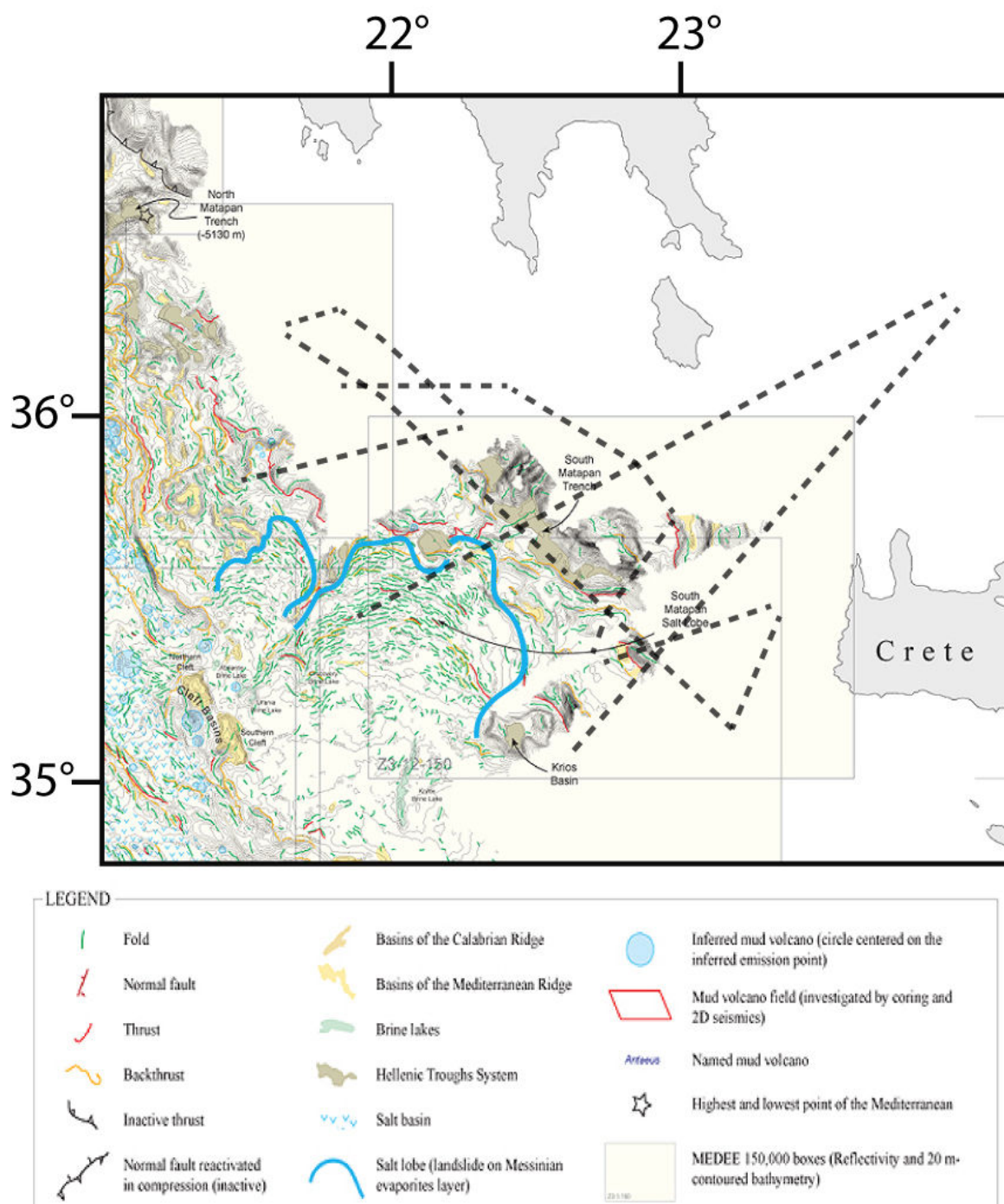


Figure 131 : Carte morpho-structurale de la région Nord-Est de la ride méditerranéenne, sur laquelle est localisée (en bleu) la limite des glissements sous-marins liés au départ des couches évaporitiques messiniennes, au Sud-Ouest de notre région d'étude. D'après (N Chamot-Rooke et al., 2005).

Comme nous avons pu le voir dans les différentes études présentées précédemment, une unité sédimentaire associée à la crise de salinité messinienne est observée dans de nombreuses régions de Méditerranée. Cette couche sédimentaire caractéristique de cet événement présente différents faciès et unités, des trois unités caractéristiques de la trilogie messinienne, aux 6 unités identifiées dans le bassin Levantin. De plus l'analyse morpho-

structurale de la région Nord-Ouest de la ride méditerranéenne indique la présence d'évaporites messiniennes à proximité de notre région d'étude.

La couche sédimentaire dans la partie Sud du modèle de vitesse que nous avons obtenu après inversion des temps de trajet, présente des vitesses plus élevées que dans la partie sédimentaire du Nord du modèle de vitesse. Dans cette partie du modèle de vitesse que nous avons obtenu, les vitesses de propagation sont comprises entre 3 km/s sous le fond à plus de 5 km/s dans la partie la plus profonde, délimitée par le réflecteur que nous appelons SB1.

Nous avons pu remarquer sur l'OBS 201, et l'OBH 202 (Figure 93) des premières arrivées de réfractées dans la couche sédimentaire ayant une vitesse au premier ordre égale, voire supérieure à 4 km/s. L'ensemble de ces données observées sur les données de sismique réfraction, nous permet de proposer une interprétation des unités sédimentaires que j'ai pu identifier sur les profils de sismique réflexion.

Le réflecteur RM2, qui présente un faciès sismique de forte amplitude lité sur l'ensemble des profils que j'ai présenté et par l'éclairage des études sur les unités messiniennes que j'ai présenté pourrait être associé au toit de l'unité messinienne supérieure (Upper Unit UU), il présente également des caractéristiques comparables à l'unité MC2 observée dans le bassin Levantin.

L'unité UM2 sous-jacente avec son faciès sismique d'amplitude plus faible pourrait être associée à une unité messinienne constitué d'évaporites et matériel clastique, ce qui expliquerait sa réflectivité moyenne à faible.

Le réflecteur RM1, présentant un faciès lité réflectif pourrait être interprété comme un réflecteur interne à l'unité messinienne, constitué de matériel clastique, comme il a pu être observé dans le bassin Levantin (unité MC1)

Enfin, l'unité UM1, avec son faciès sismique transparent, peut être assimilée à une couche messinienne plus riche en évaporites que l'unité UM2

L'unité AM, qui n'est pas observée sur la totalité des profils pourrait être assimilée à une couche de sédiments Anté-Messinien.

Les interprétations de ces différentes unités que nous associons à des unités messiniennes se basent sur la présence d'une couche de vitesse rapide enregistrée sur les données OBS et OBH, et le faciès sismique de ces différentes unités, ainsi que la présence d'évaporites messiniennes à proximité de notre région d'étude. Si elles indiquent la présence d'évaporites, l'identification des unités est néanmoins à considérer avec précaution.

Dans la partie située le plus au Sud du profil de sismique réflexion Ulysse 3, dans la zone située entre 0 et 40 km, il est également possible d'envisager la présence de matériel Messinien. En effet, sur le profil de la campagne Medisis dont le profil Ulysse 3 se situe dans le prolongement que j'ai présenté précédemment, l'auteur propose également dans son interprétation que cette unité contienne des unités sédimentaires messiniennes.

Cette interprétation est cohérente avec la localisation à proximité de cette zone, des évaporites messiniennes proposées par (Chamot-Rooke et al., 2005), cependant, l'unité sédimentaire que nous pouvons observer entre 0 et 40 km ne permet pas d'identifier d'unités présentant les faciès sismiques caractéristiques du Messinien.

En l'absence de ce type d'observations, nous pouvons faire l'hypothèse que cette unité sédimentaire soit constituée de matériel sédimentaire composé d'unités évaporitiques

messiniennes, mais également de matériel sédimentaire Anté/Post–Messinien, ce qui nous permettrait d'expliquer la présence de vitesses de propagation rapides dans cette zone, mais sans pouvoir observer de faciès sismique caractéristiques des unités messiniennes.

Une autre hypothèse additionnelle est que l'unité de sel marquée par un très fort réflecteur sous le fond de l'eau correspond à un écoulement de sel provenant du prisme d'accrétion, cette unité serait alors allochtone.

2. Zone Ouest du domaine Ionien séparant la partie Nord des fosses de Matapan de la partie Sud

Dans la partie Ouest du domaine Ionien que nous avons pu visualiser sur les données de sismique réflexion multi-trace acquises lors de la campagne Ulysse, les données se distinguent principalement de celles situées plus à l'Est par l'absence de réflecteur profond associé au réflecteur D1 que nous avons pu visualiser dans la partie Est de la région.

Plusieurs hypothèses peuvent être retenues pour expliquer l'absence de ce réflecteur pourtant clairement identifié à l'Est, que ce soit sur les données de sismique réflexion ou encore sur le modèle de vitesse final obtenu lors de l'acquisition du profil de sismique réfraction grand-angle.

Les conditions météorologiques lors de l'acquisition de ces profils peuvent être envisagées pour expliquer cette perte de résolution en profondeur. En effet, lors de la campagne Ulysse, en Novembre 2012, et plus particulièrement lors de l'acquisition des profils de la zone Ouest, les conditions météorologiques étaient mauvaises, avec un état de la mer associé à du Force 7 sur l'échelle de Beaufort (avis de grand frais). Ces conditions météorologiques peuvent expliquer en partie la perte d'information significative en profondeur par rapport aux données acquises à l'Est. Cette perte d'information liée aux conditions météorologiques est fortement envisagée, car on constate également une perte d'information correspondant aux unités plus superficielles.

La Figure 132 présente le profil Ulysse 12, sur lequel nous pouvons constater la perte d'information en profondeur, et une dégradation de l'identification des réflecteurs, et ce, même dans la partie superficielle du sous-sol.

Nous pouvons cependant noter la fracturation importante de la couverture sédimentaire, cette couverture sédimentaire composée, comme pour les profils de la zone Est d'un premier réflecteur de plus forte amplitude (réflecteur PQ) en dessous de ce réflecteur, on peut constater la présence ponctuelle d'un réflecteur de plus forte amplitude, qui pourrait être associé au réflecteur RM2 que nous avons pu identifier dans la partie Est de la région et qui recouvre une unité de plus faible amplitude, que nous pourrions associer à une unité messinienne, de part sa très faible réflectivité, mais sans pouvoir distinguer d'unités internes à cette unité comme nous avons pu le faire précédemment. L'ensemble de la couverture est affecté dans sa partie Sud, de réflecteurs inclinés de forte amplitude (réflecteurs D sur la figure). Comme pour les autres profils, la base de la couverture sédimentaire est marquée par un réflecteur de plus forte amplitude (réflecteur SB). Enfin, dans la partie la plus au Sud du profil, on constate la présence de réflecteurs discontinus, à une profondeur d'environ 8 secondes temps-double (D1 sur la figure). Il est possible que ces réflecteurs puissent être

associés au réflecteur D1 que nous pouvions visualiser dans la partie Est du domaine Ionien. Cependant, la qualité de ces profils, et l'absence de recoupement direct, ne nous permettent pas d'affirmer que ce réflecteur corresponde exactement à celui observé dans l'Est de la région.

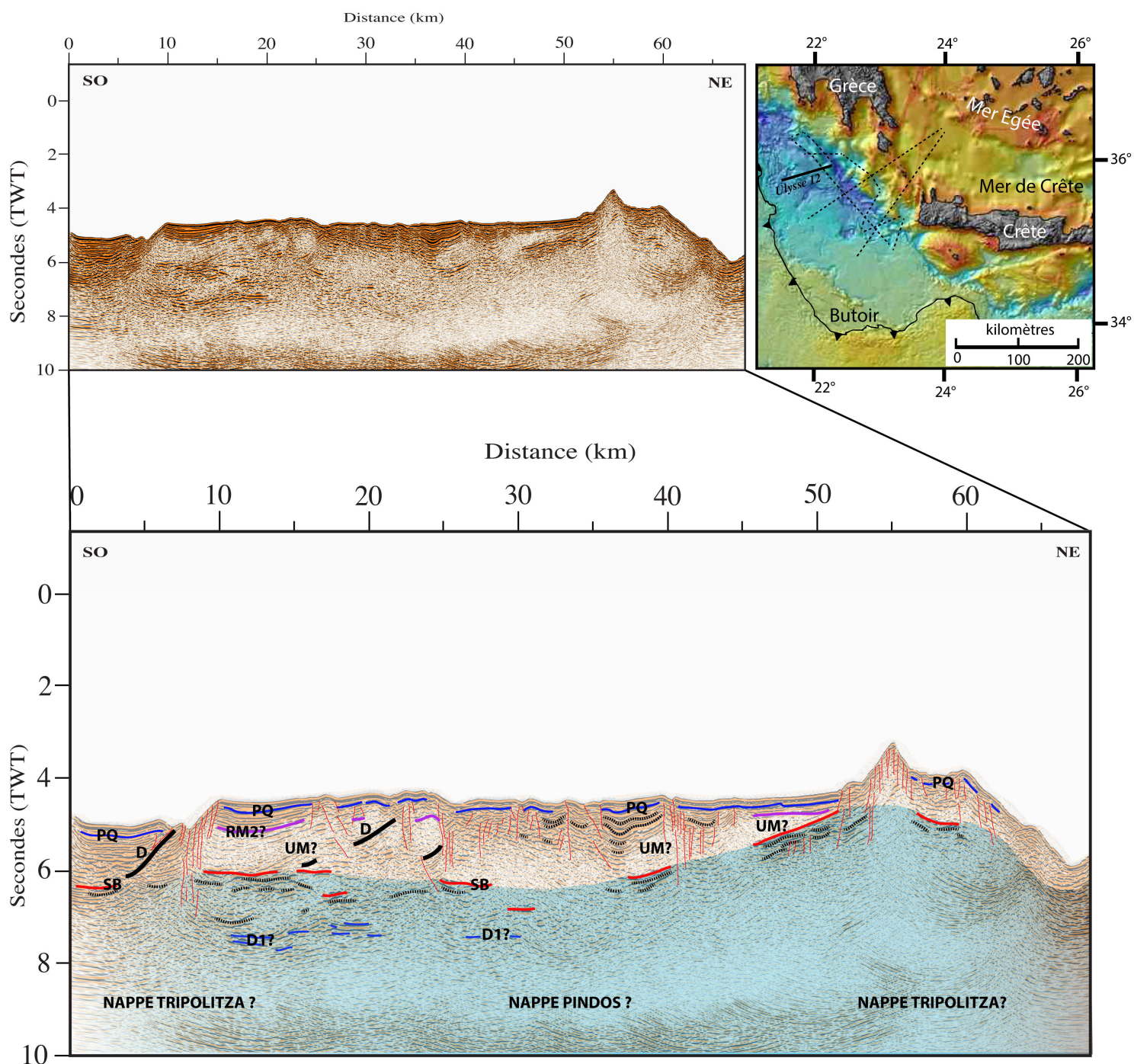


Figure 132 : Profil de sismique réflexion multi-trace Ulysse 12 avec et sans interprétation des réflecteurs observés, dans la partie Ouest du domaine Ionien imagé lors de la campagne Ulysse.

La deuxième hypothèse invoquée pour expliquer la perte d'information en profondeur correspond à la localisation en profondeur du réflecteur que nous pourrions associer au

réflecteur D1 dans cette zone. En effet, comme nous avons pu le remarquer lors de l'analyse des profils Ulysse 3, 7 et 9, ce réflecteur est observé à une profondeur d'environ 8 secondes temps-double à partir de la surface. Cette grande profondeur rend difficile l'observation de réflecteur, malgré la puissance de la source utilisée et les traitements que nous avons pu appliquer aux données. En faisant l'hypothèse que la géométrie de ce réflecteur D1 ne soit pas parfaitement plane, il est possible que ce réflecteur se situe à une profondeur plus importante, et ainsi, la résolution des données de sismique réflexion ne permettrait pas de visualiser ce réflecteur.

Enfin, l'hypothèse d'une importante fracturation dans la couche superficielle peut également expliquer la perte d'information en profondeur. En effet, comme nous pouvons le remarquer sur la Figure 133 qui représente la partie Ouest du profil Ulysse 9, nous pouvons remarquer une très importante fracturation du sous-sol. Cette importante fracturation peut avoir une incidence sur la pénétration des ondes dans le milieu. En effet, une partie de l'énergie sismique va se dissiper par réflexion ou diffraction lors de la propagation du front d'onde, lorsque ce dernier va rentrer en contact avec ces zones de fracturations. Cette perte d'énergie sismique va ainsi conduire à une diminution de la pénétration, et ainsi empêcher l'observation de réflecteurs profonds.

Sur la Figure 133 qui représente la continuité Ouest du profil Ulysse 9 que j'ai présenté précédemment, la couverture sédimentaire est constituée d'une unité composée de réflecteurs ponctuels de forte amplitudes contenus dans un faciès sismique de plus faible amplitude. Cette absence de continuité des réflecteurs, associé à cette importante fracturation ne nous permet pas d'identifier d'unité particulière au sein de la couverture sédimentaire, comme nous avons pu le faire sur les autres profils de la campagne Ulysse.

La présentation des profils Ulysse 4, 5, 11 et le Sud du profil Ulysse 1 n'apportent pas de contraintes sur l'interprétation des structures en profondeur, que ce soit pour l'identification du toit de la croûte océanique, ou encore l'identification des unités sédimentaires internes plus superficielles. C'est pour cette raison que je ne présente pas ces données dans ce chapitre. Les profils sont cependant disponibles en Annexe.

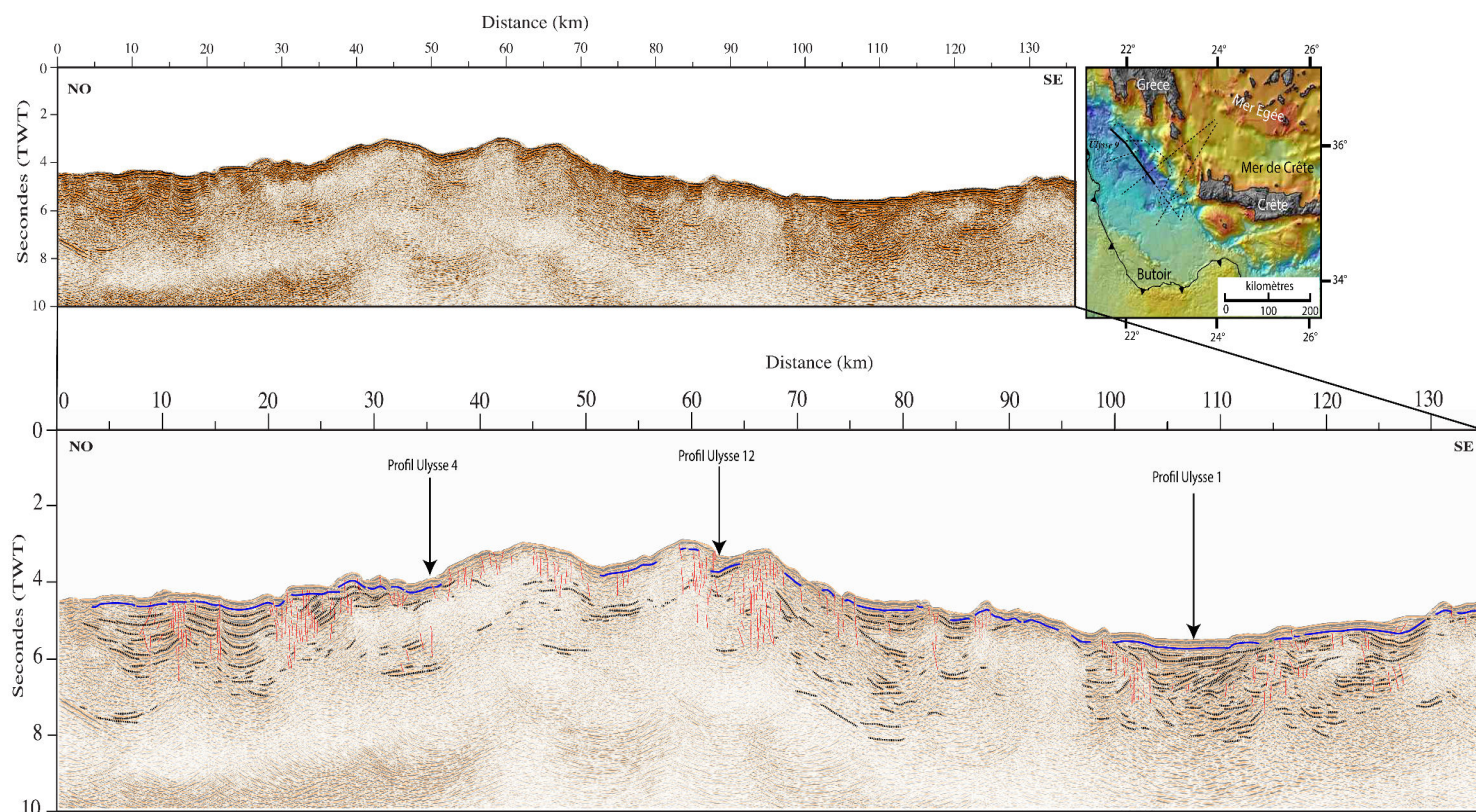


Figure 133 :Partie Ouest du profil de sismique réflexion multi-trace Ulysse 9 avec et sans interprétation des réflecteurs observés, sans différenciation de ces derniers de par la faible continuité latérale observée.

3. Domaine Egéen

3.1. Analyse des profils de sismique réflexion multi-trace

Le Nord de notre zone d'étude se différencie du Sud de la région par un saut bathymétrique de plusieurs milliers de mètres, séparant la mer Ionienne au Sud, de la mer Egée, et plus précisément la mer de Crète au Nord. Le Nord du profil Ulysse 3 et du profil Ulysse 1 permettent de visualiser les structures sédimentaires dans cette zone (Figure 134). Cette zone est notamment marquée par la présence d'un bassin orienté Nord-Ouest, Sud-Est, de grande envergure, et dont les profils Ulysse 1 et Ulysse 3, perpendiculaires à ces derniers permettent de visualiser les structures internes remarquables.

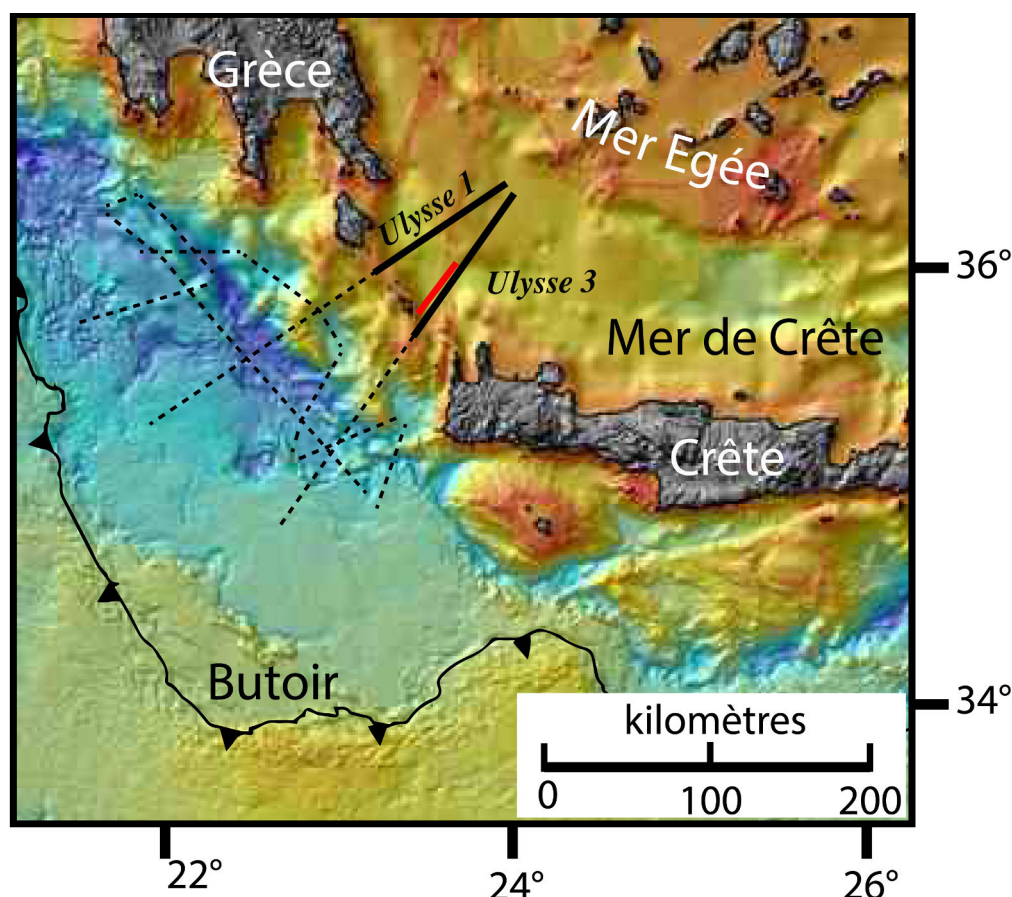


Figure 134 : Localisation des profils de sismique réflexion multi-trace acquis lors de la campagne Ulysse (pointillés). En traits noirs, les profils acquis dans le domaine Egéen que je présente dans cette partie. En rouge, le profil Sparker présenté par (Bartole. et al., 1983).

Comme nous avons pu le remarquer dans le chapitre précédent, et notamment sur le profil Ulysse 3, cette zone du domaine Egéen est marquée en profondeur par la présence d'un bassin de grande envergure (Figure 135). Les profils Ulysse 3 et Ulysse 1 qui ont été acquis perpendiculairement à ce bassin, nous permettent d'établir son existence régionale au-delà de la trace dans la bathymétrie et de quantifier sa répartition spatiale, de plus de 40 km. Pour proposer une comparaison en terme de taille de ce bassin, le Golfe de Corinthe, est d'une largeur de 15 km environ (Figure 135). Les profils Ulysse nous permettent également de visualiser les couches sédimentaires les plus profondes de ce bassin pour la première fois et de proposer ainsi une évolution spatio-temporelle de son remplissage.

Ce bassin sédimentaire présente donc une épaisseur de plus de 2,5 secondes temps-double sous le fond de mer dans ses parties les plus profondes (pour comparaison, la base des unités sédimentaires identifiées dans le Golfe de Corinthe se situent à une profondeur de 1,7 secondes temps-double sous le fond de mer) (Figure 135).

Une première étude de (Bartole. et al., 1983) réalisée dans toute la région Sud-Égéeenne proposait une interprétation des unités sédimentaires dans ce bassin par l'interprétation d'un profil sismique haute résolution de type Sparker (Figure 136) acquis au niveau du profil Ulysse 3 et par corrélation de carottages effectués dans cette zone.

Un premier réflecteur superficiel (réflecteur Q) qui correspondrait à la limite entre le Quaternaire inférieur et le Quaternaire Moyen est identifié sur les profils par corrélation avec les données de carottages.

Un second réflecteur profond, associé au toit d'une couche d'évaporites messiniennes (réflecteur M) est identifié grâce à son faciès particulier et grâce aux forages en mer de Crète DSDP. Cette couche d'évaporites présentant un faciès sismique de forte amplitude est interprétée par l'auteur, en accord avec les données de carottages, comme une séquence d'évaporites sulfatiques.

Dans l'étude de (Bartole. et al., 1983), celui-ci émet l'hypothèse, et en l'absence de données pouvant identifier avec précision les unités sédimentaires anté-Messinien, que ce bassin soit mis en place au Tortonien (étage précédant le Messinien), qu'il ai subi une forte extension tectonique à partir du milieu du Quaternaire, et que depuis le Plio-Quaternaire, il soit affecté principalement par des mouvements tectoniques verticaux, conduisant à une différenciation du bassin par le jeu de failles en échelons. Les dépôts sédimentaires dans cette région étant contrôlés par des processus gravitaires.

Enfin, à partir de l'analyse de ces données en corrélation avec les données de carottage, il propose des taux de sédimentation pour les couches sédimentaires du Pliocène au Quaternaire. Un taux de sédimentation compris entre 4,1 cm/1000 ans et 15,1 cm/1000 ans du Pliocène inférieur au Pléistocène inférieur, et un taux de sédimentation compris entre 9,3 à 28,3 cm/1000 ans pour au cours de Pléistocène Moyen à l'actuel. Un âge de 1,4 million d'années est proposé pour le réflecteur Q observé sur les profils.

Cependant, la source sismique utilisée à l'époque (Spark) ayant permis l'acquisition de ce profil, et la présence de ce sel Messinien, n'avait pas permis de visualiser les unités sédimentaires les plus profondes (Figure 136). Nous sommes désormais en mesure d'identifier la profondeur réelle de ce bassin et ainsi que les structures sédimentaires permettant d'apporter des éclairages sur l'évolution de ce bassin.

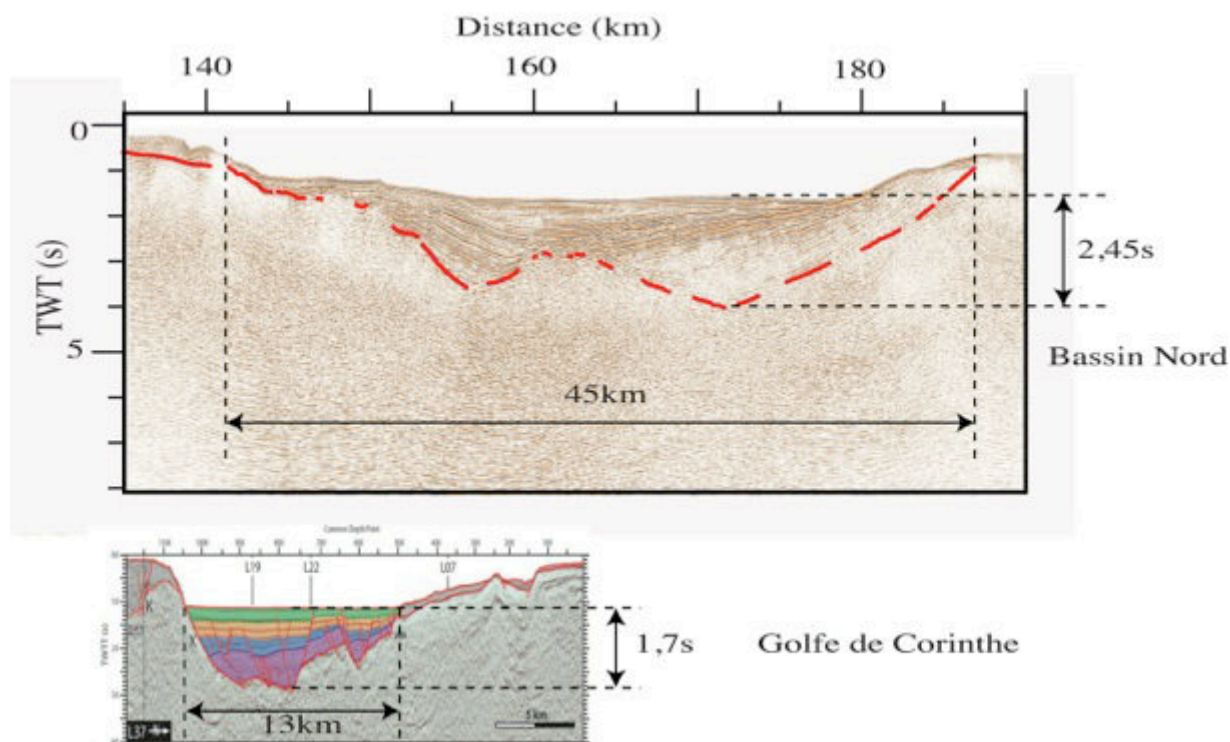


Figure 135 : Comparaison du bassin visualisé sur le profil Ulysse 3 et le Golfe de Corinthe à la même échelle (Taylor et al., 2011).

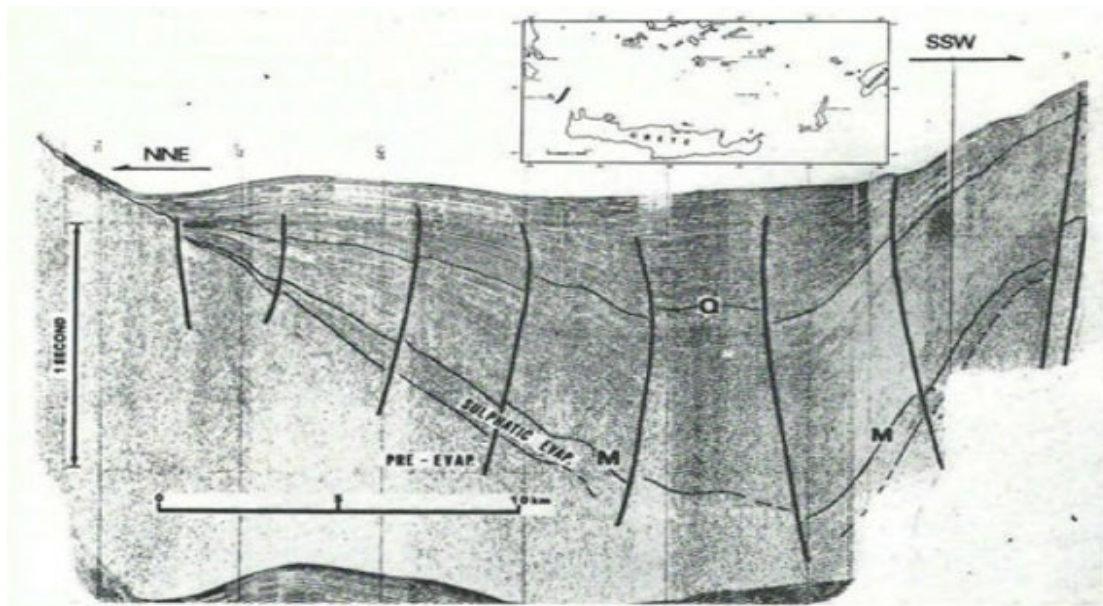


Figure 136 : Profil Sparker du bassin Nord et interprétation proposé par (Bartole. et al., 1983), l'orientation du profil est inverse, le Sud est à droite, contrairement à la figure précédente.

La Figure 137 présente ce bassin, visualisé par le profil Ulysse 3. Comme nous pouvons le constater, l'unité messinienne ne correspond pas aux dépôts sédimentaires les plus anciens. Des dépôts Anté-Messinien sont observables sur cette figure, sur laquelle nous avons reporté l'identification de l'unité correspondant aux évaporites du Messinien et celle

correspondant à la limite des dépôts Quaternaires inférieur et moyen (réflecteur Q sur la figure).

Ce bassin, interprété au préalable comme un seul grand bassin ayant enregistré les dépôts sédimentaires depuis le Messinien se décompose en profondeur en deux bassins asymétriques contenant des unités sédimentaires plus anciennes, se répartissant de part et d'autre du centre du bassin, et ayant une structure type demi-graben séparés par un haut de socle. Au sein de ces unités sédimentaires anté-messinienne, on observe un faciès sismique lité continu, dont l'amplitude des réflecteurs est atténuée par la présence de la couche évaporitique supérieure. Le sous-bassin Nord est le bassin ayant une épaisseur de couche plus importante, de l'ordre de 1,5 secondes temps-double sous l'unité messinienne, tandis que le bassin Sud, est lui, d'une épaisseur de couche d'environ 1 seconde temps-double. La base de cette unité est marquée par une couche transparente interprétée comme correspondant à la partie crustale non-réflexive, que nous interprétons comme la limite entre la partie sédimentaire et la partie crustale de cette zone (réflecteur SB). Au-dessus des deux unités, on retrouve l'unité constituée des évaporites messiniennes.

La sédimentation de part et d'autres du bassin au niveau de ces deux demi-grabens se poursuit jusqu'au niveau d'une unité au faciès lité continu (réflecteur M sur la figure) qui est identifié comme le toit de l'unité d'évaporites du Messinien.

Au-dessus de ce réflecteur M, les dépôts-centres, situés auparavant plus au Nord et au Sud, vont progressivement migrer et se localiser dans la partie centrale du bassin. L'unité située au-dessus du toit de la couche messinienne est caractérisée par un faciès sismique lité continu, et dont le sommet est marqué par le réflecteur identifié comme étant celui la limite entre Pléistocène moyen et supérieur (réflecteur Q) grâce à l'étude de (Bartole. et al., 1983).

Le modèle de vitesse final obtenu après inversion des temps de trajet propose des vitesses de propagation des ondes dans ce dernier avec des vitesses comprises entre 2km/s et 4km/s en profondeur (cf. Géométrie du socle et de la couverture sédimentaire de la plaque Egéenne). Ces vitesses sont celles attendues dans le cadre de dépôts sédimentaires classiques. Les enregistrements OBS et OBH n'enregistrent pas de vitesses apparentes de propagation élevées ainsi que de saut de vitesses sur l'enregistrement de la première arrivée d'onde réfracté associée à la couche sédimentaire, et ce, malgré la présence d'une couche évaporitique en profondeur (sections OBS/OBH disponibles en Annexe).

L'hypothèse retenue pour expliquer cette absence de vitesses apparentes élevées sur la section grand-angle et d'une couche de vitesses plus fortes dans le résultat de l'inversion tomographique, malgré la présence de cette unité, est que cette unité possède une épaisseur qui n'est pas suffisante pour influencer la propagation des ondes dans le milieu lors de l'enregistrement de ce profil de sismique réfraction, contrairement au Sud du profil, où nous avons enregistré des premières arrivées avec des vitesses apparentes élevées dans la couche sédimentaire, lié à la présence de sel Messinien.

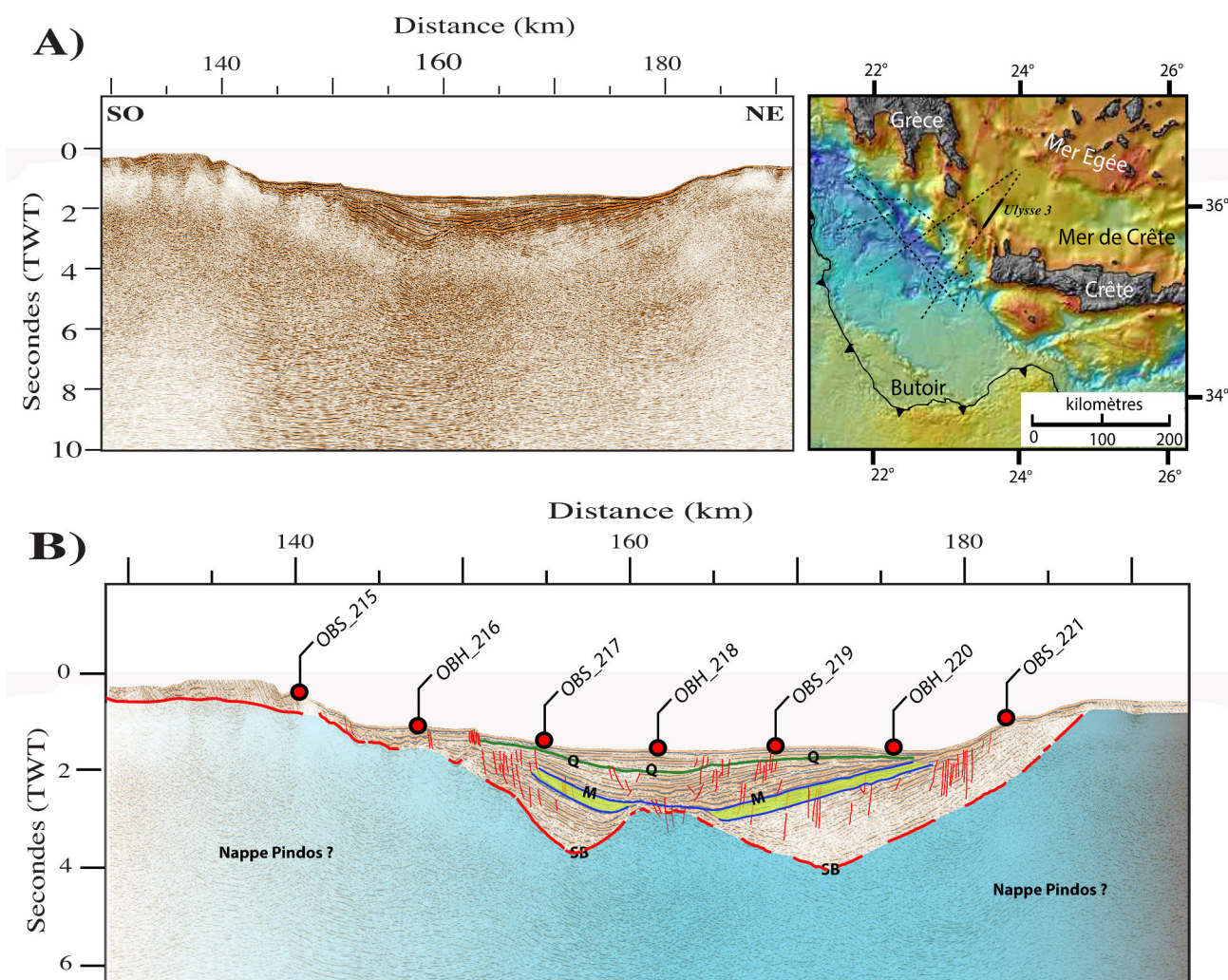


Figure 137 : Bassin Nord imageé par le profil de sismique réflexion Ulysse 3. A) Sans interprétation. B) Avec interprétation des réflecteurs.

Le profil de sismique réflexion multi-trace Ulysse 1 permet également de visualiser ce bassin, à l'Ouest du profil Ulysse 3 (Figure 138). Ce profil nous montre la variabilité latérale de la géométrie de ce bassin. En effet, alors que le profil Ulysse 3 (Figure 137) nous présentait une structure profonde composée de deux demi-grabens, ce profil nous permet de visualiser une structure profonde ayant la géométrie d'un unique fossé d'effondrement de type demi-graben (Figure 138). Les faciès sismiques des unités sédimentaires au sein de ce bassin présentent une sédimentation continue et des terminaisons des réflecteurs caractéristiques d'une sédimentation syn-rift.

Nous pouvons également remarquer la présence d'un réflecteur de plus forte amplitude recouvrant une unité sédimentaire transparente (marqué au toit de cette unité par le réflecteur M sur la figure) qui se situe à une profondeur compatible avec l'unité d'évaporites du Messinien que nous avons observée sur le profil Ulysse 3.

De la même manière, la base de l'unité sédimentaire que nous avons interprétée comme appartenant au réflecteur Q est visualisée sur ce profil.

La stratification réflective de ce bassin que nous visualisons sur ces deux profils se distingue de la partie crustale par un réflecteur de forte amplitude. Comme pour la partie plus au Sud de ces profils, ces derniers se situent sur la plaque chevauchante Egéenne, constituée des Nappes Hellénides.

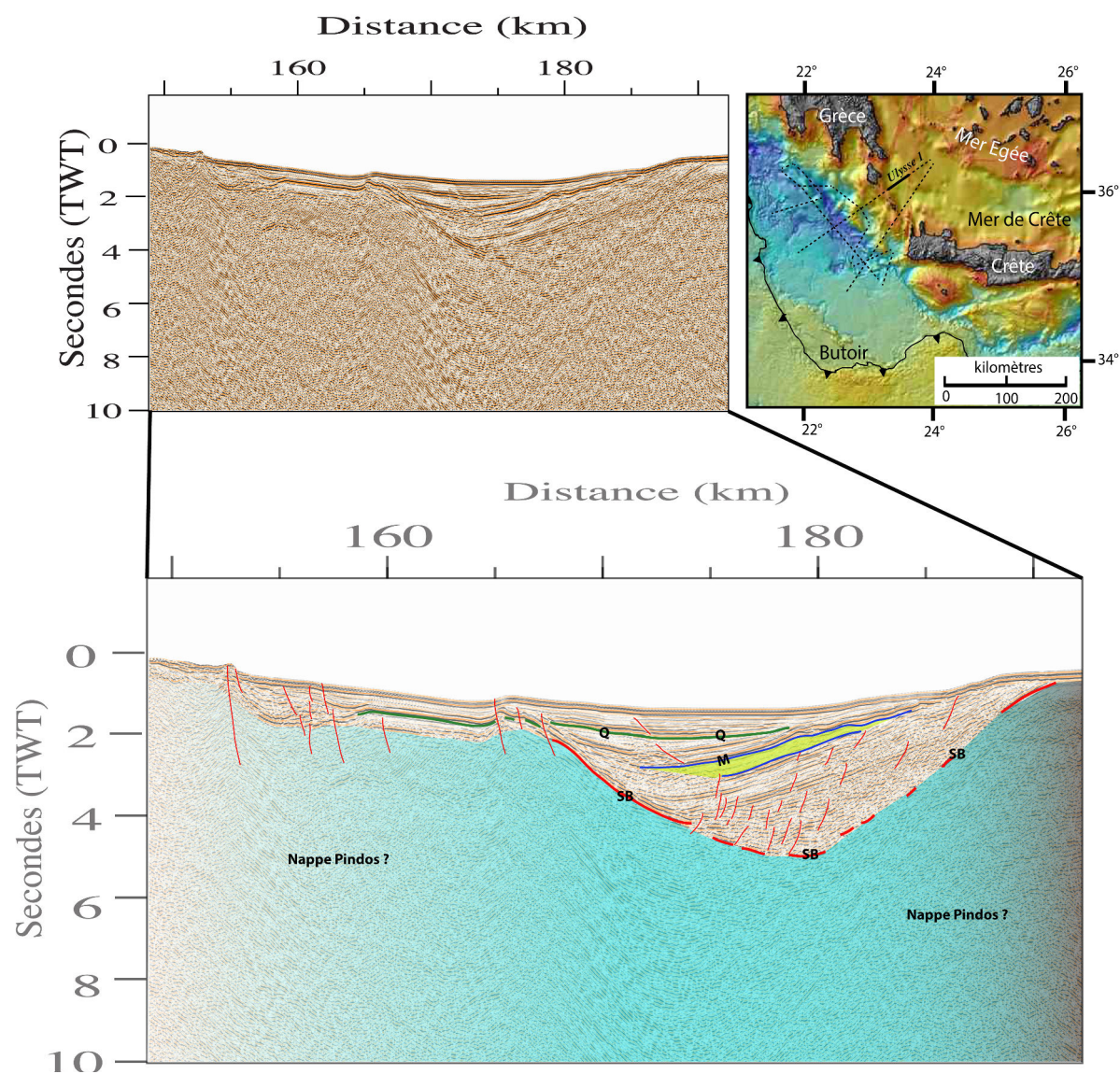


Figure 138 : Bassin Nord imagé par le profil de sismique réflexion multi-trace Ulysse 1. A) Sans interprétation. B) Avec interprétation des réflecteurs.

La géométrie de ces bassins nous permet de faire l'hypothèse que l'extension ayant permis la sédimentation a été gouverné par des failles normales, dont le plan de faille serait confondu avec les réflecteurs SB pour la partie centrale du bassin visualisé sur le profil Ulysse 3, et pour le réflecteur SB à pendage Nord du profil Ulysse 1 (Figure 139). Comme nous avons pu le voir sur la Figure 137 et la Figure 138, il est également possible d'observer une migration des dépôts-centres lors de la mise en place de ce bassin (Figure 139).

En effet, pour le profil Ulysse 3, les unités anté-messinienne, montrent une sédimentation de part et d'autre d'un haut topographique du socle qui peuvent être assimilées à des failles normales. Au cours du Messinien, les dépôts-centres vont migrer et la

sédimentation va s'effectuer au centre du bassin. La figure suivante montre les différentes étapes de migration des dépôts-centres au cours de la mise en place du bassin (Figure 139).

Dans la partie du bassin que nous pouvons observer sur le profil Ulysse 1, on observe une migration des dépôts-centres vers le Sud, au fur et à mesure du jeu de la faille normale.

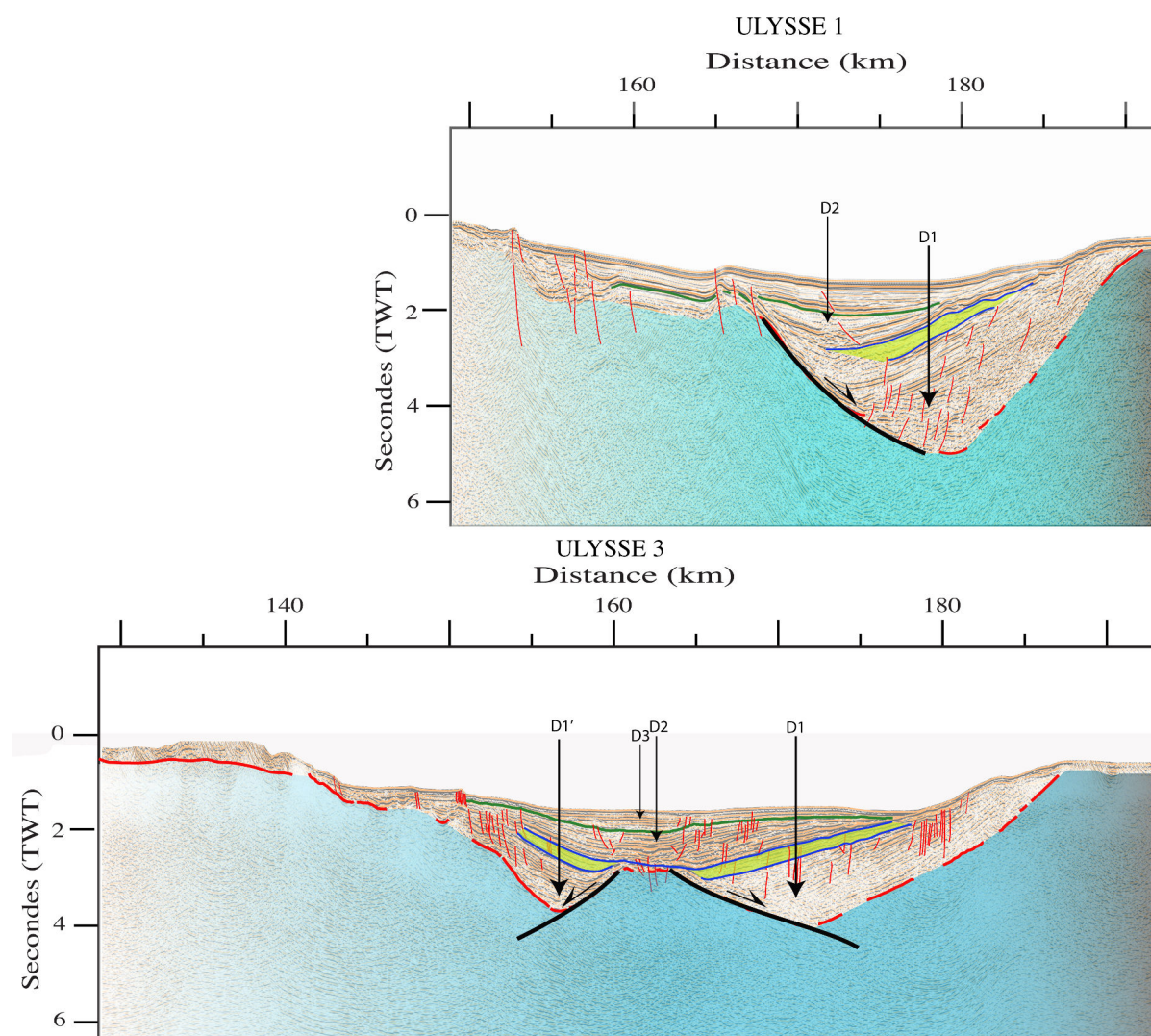


Figure 139 : Représentation du profil Ulysse 1 et Ulysse 3, ainsi que chronologie de la migration des dépôts-centres. Pour Ulysse 1, D1 puis migration vers le Sud vers D2. Pour Ulysse 3, migration de part et d'autre du bassin, D1 et D1', puis vers le centre du bassin, D2, et enfin D3. Les failles normales que nous interprétons comme celles ayant permis l'extension et la sédimentation dans cette zone sont en noir sur la figure.

La topographie du fond de mer ainsi que les unités sédimentaires les plus récentes que nous pouvons observer sur ces profils nous permet de faire un certain nombre d'hypothèse sur la tectonique actuelle de ce bassin. En effet, comme nous pouvons le voir sur la Figure 140, le profil Ulysse 1 présente une variation topographique à l'aplomb de la faille normale cartographié sur la figure précédente. La figure suivante correspond à un zoom de cette zone. Comme nous pouvons le voir sur cette figure, la localisation de la faille potentiellement à l'origine de la création de cette zone du bassin présente une incertitude de localisation dans sa partie superficielle, pouvant conduire à différentes interprétations de la tectonique dans cette

zone. En effet, en prenant en compte les incertitudes de localisation de cette potentielle faille, et son prolongement vers le fond de mer, deux hypothèses de localisation sont possibles. Ces deux hypothèses de localisation sont représentées par la faille 1 (F1) et par la faille 2 (F2).

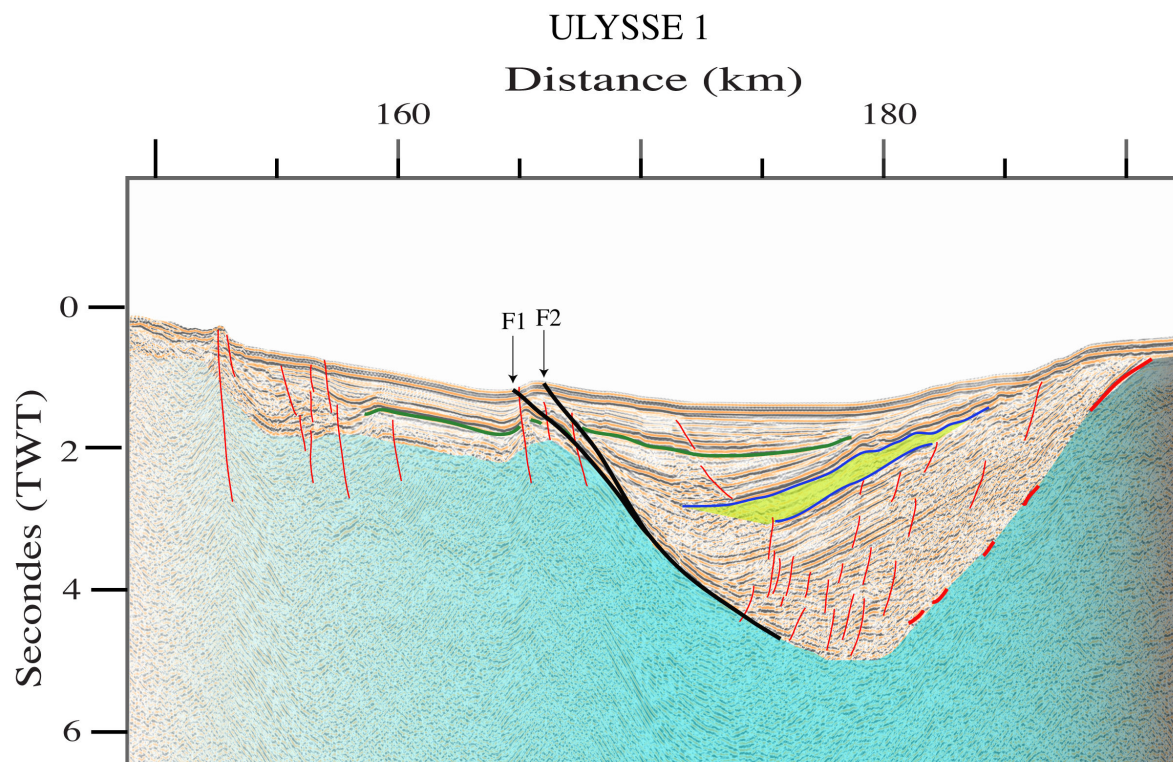


Figure 140 : Localisation possible en surface de la faille extensive à l'origine ayant conduit à la formation du bassin. Ces deux localisation conduisent à une localisation de la variation topographique positive observée en surface, dans le premier cas (F1) sur le compartiment Nord, dans le deuxième cas (F2) dans le compartiment Sud.

Hypothèse 1, La compression :

Si nous considérons une localisation de la faille de type (F1 sur la Figure 140) suivant cette orientation et cette localisation sur le fond de mer, la variation positive de la bathymétrie à l'aplomb de cette faille, se situe sur le compartiment Nord.

En considérant le jeu normal de cette faille, il n'est à priori pas possible de pouvoir créer une augmentation de la bathymétrie sur un compartiment à priori en subsidence dans un contexte extensif. L'hypothèse serait donc que cette faille normale ayant permis la sédimentation dans le bassin, soit actuellement reprise en compression.

Hypothèse 2, l'extension :

Si nous considérons maintenant une localisation de la faille de type (F2 sur la Figure 140), la variation topographique positive se situe maintenant sur le compartiment Sud. Dans cette hypothèse, un jeu normal de la faille, et donc un mouvement vertical dirigé vers le haut du compartiment Sud relativement au compartiment Nord, explique cette variation topographique positive.

La figure suivante représente schématiquement les deux possibilités de localisation de la faille et les conséquences en terme de géodynamique, l'une témoignant d'extension encore actuelle, et l'autre, d'une extension passée, et une reprise en compression actuelle (Figure 141).

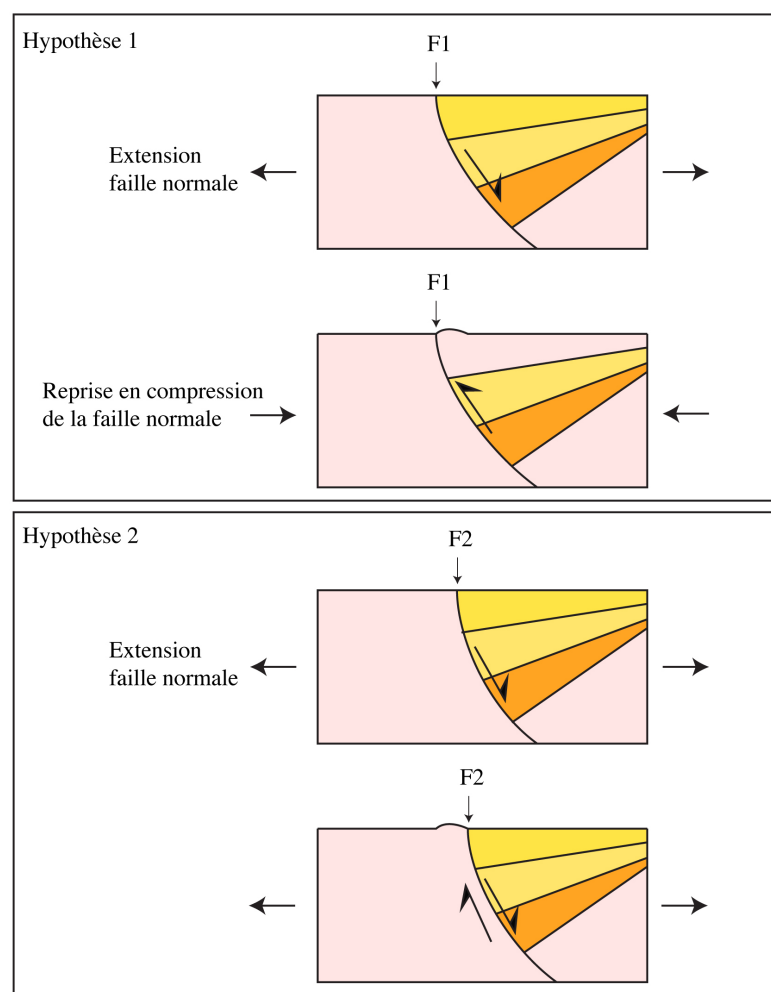


Figure 141 Représentation schématique des deux hypothèses de localisation de la faille et les conséquences tectoniques de ces différentes localisations

Le profil de sismique réflexion Ulysse 3 présente également des variations de la topographie et des unités sédimentaires les plus récentes. En effet, dans la partie Nord du bassin, on peut observer une variation positive de la topographie de fond de mer, et plus précisément entre 165 et 175 kilomètres sur la Figure 139. Je vais détailler cette variation dans la partie suivante. En effet, comme nous avons pu le voir précédemment, les profils de sismique réflexion multi-trace acquis dans ce bassin fournissent une imagerie des structures et unités profondes de ce dernier, et ce, malgré la présence d'une couche de sel évaporitique messinienne, qui habituellement limite la pénétration des ondes sismiques en dessous de celle-ci. Cependant, cette pénétration se fait au dépend de la résolution des structures.

Au cours de la campagne Ulysse, nous avons pu acquérir des profils de sismique très haute résolution (Chirp), et qui nous offrent la possibilité d'étudier les structures sédimentaires de la couche superficielle de sédiments avec une grande précision. Nous sommes donc en possession de 6 profils Chirp acquis dans ce bassin, dont 2 sont coïncidents

avec les profils de sismique multi-trace Ulysse 3 et 1. Je présente dans le paragraphe suivant un résumé bref des traitements effectués sur ces profils.

3.2. Analyse Haute résolution du bassin

3.2.1. Traitement des données Chirp

Les données Chirp sont des données sismiques Très Haute Résolution acquises via un sondeur de sédiment. Contrairement à la sismique réflexion multi-trace, dont la source sismique utilisée et conditionnée pour fournir un signal sismique le plus impulsionnel possible, assurant une pénétration plus importante, le Chirp émet des signaux sur une large gamme de fréquence, le signal émis est plus long, et balaye une large gamme de fréquence. Cette large gamme de fréquence émise est rapidement atténuée lors de la pénétration de l'onde en profondeur, mais assure une résolution verticale de grande qualité. Ce sondeur de sédiment est fixé sur la coque du navire d'acquisition, ce qui implique qu'il est soumis au mouvement du navire. Pour compenser ces mouvements et améliorer la qualité des données, j'ai appliqué un rapide traitement des données Chirp.

J'ai appliqué à chaque profil Chirp un traitement individuel qui consiste dans un premier temps à extraire les données de navigation dans l'entête des fichiers .seg des profils. On effectue ensuite une correction de pilonnement, qui correspond à la correction de l'effet de la houle sur les données. Après une première visualisation des données, application d'un AGC (Automatic Gain Control) et un traitement ayant pour but d'améliorer la visualisation (contraste, etc...), on procède à la concaténation des fichiers qui permettent ainsi de visualiser la zone choisie dans son intégralité.

Comme pour les données sismique marines classiques, la visualisation des données est fonction du temps de propagation des ondes dans le milieu. Cependant, lors de l'acquisition des données de la campagne Ulysse, la vitesse de propagation des ondes dans l'eau a été enregistrée (bien que la vitesse de propagation des ondes dans l'eau soit classiquement de 1500 m/s, celle-ci varie localement, fonction de la salinité, du courant, de la température), elle vaut ici 1525 m/s. Dans la partie superficielle de sédiments (première centaine de mètres), on peut considérer que la vitesse de propagation des ondes est similaire. On peut ainsi convertir l'échelle des ordonnées qui est en temps (secondes) en une échelle métrique.

Le matériel d'acquisition Chirp est directement fixé sur la coque du navire d'acquisition, ce qui implique qu'il est plus sensible à l'état de la mer qu'une source sismique multi-trace, qui est immergée et tractée par le navire. Lorsque l'état de la mer se détériore, et que la houle est trop importante, la qualité des données Chirp est fortement détériorée, malgré une correction du pilonnement. De plus, la topographie du fond marin influence grandement la qualité des données. En effet, l'émetteur de la gamme de fréquence enregistre également le signal après réflexion sur le fond et les interfaces en profondeur. Dans le cadre de fortes variations de la topographie, le récepteur ne peut enregistrer les données émises par la source, les données sont donc inexploitablement lors de variations brutales de la topographie.

Les profils que nous avons pu acquérir lors de la campagne Ulysse ont une pénétration moyenne dans la couche sédimentaire de l'ordre de 150 mètres environ.

La figure suivante (Figure 142) présente la localisation des profils Chirp au niveau du bassin. Dans cette partie je vais présenter certains de ces profils. Les autres profils acquis et interprétés se situent en Annexe.

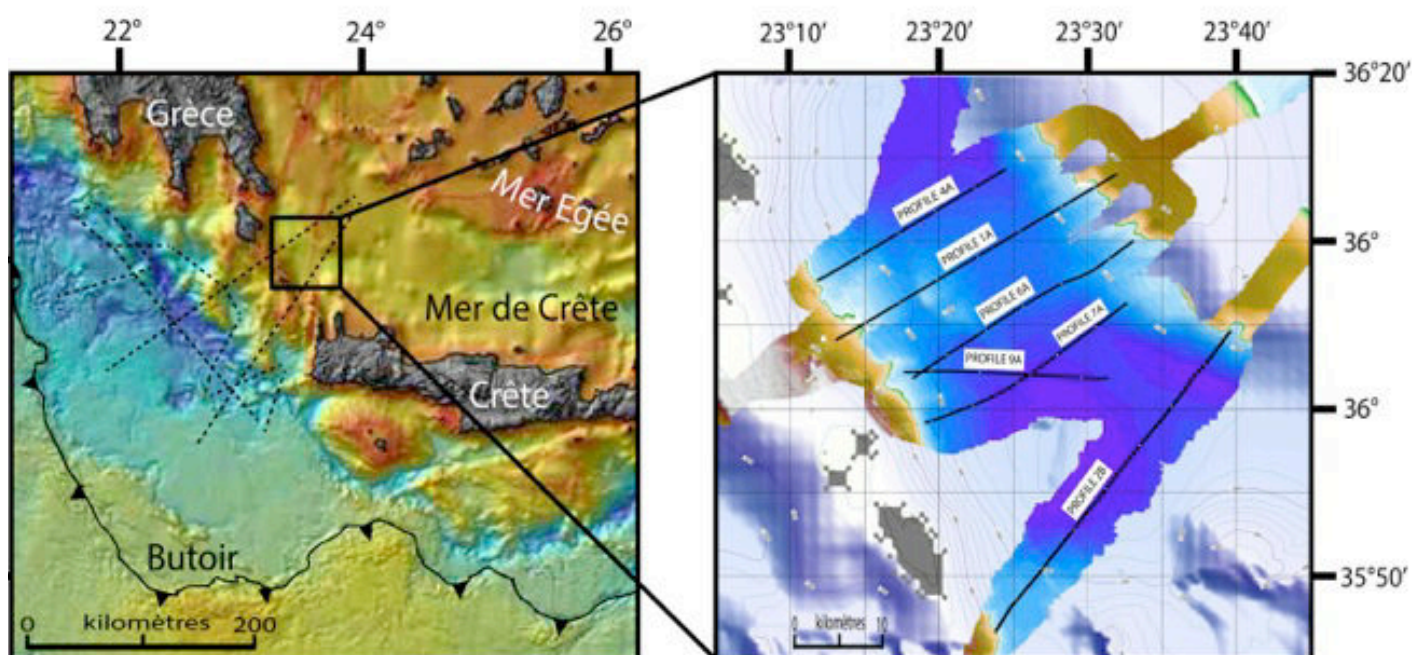


Figure 142 : Carte de localisation des profils Chirp acquis lors de la campagne Ulysse dans le bassin situé en Mer de Crète.

3.2.2. Analyse haute résolution du bassin

Le profil Chirp 2B correspond au profil Haute Résolution acquis simultanément au profil de sismique réflexion multi-trace Ulysse 3 (Figure 143), la portion présentée correspond à celle située entre les kilomètres 155 et 177 du profil Ulysse 3 (Figure 139). Ce profil permet de visualiser les structures superficielles caractéristiques sur une épaisseur de 150 mètres environ.

La partie du profil Chirp située entre 0 et 9 km ne permet pas de visualiser de structures sédimentaires au-delà des 10 premiers mètres en profondeur. Les structures sédimentaires semblent être masquées par la présence d'une unité sédimentaire, identifiée comme une accumulation de sédiments en pied de pente (à gauche en orange sur la figure), sans structure interne, pouvant être assimilé à un Mass Transport Deposit (MTD).

Ces structures sont également visibles dans la zone située entre 18 km et 22 km, où une succession d'unités sédimentaires similaires sont observées en pied de pente Nord-Est. La géométrie de ces unités, biseautées vers le Sud-Ouest montrent que les apports sédimentaires qui constituent ces MTD proviennent du centre du bassin, et non de la pente Nord-Est.

La zone située entre 10 km et 18 km est marquée par une remontée de la bathymétrie de l'ordre de 75 mètres par rapport aux zones les plus profondes du bassin. Dans cette zone du profil, le faciès sismique des unités sédimentaires présente des laminations parallèles, décalées par des failles subverticales (en rouge sur la figure). Ces failles décalent les couches

sédimentaires de manière progressive en profondeur, les réflecteurs les plus profonds (comme par exemple le réflecteur bleu sur la Figure 143 et qui est observé sur la totalité des profils Chirp présentés ici) étant plus décalés que les réflecteurs superficiels.

Ces failles sont subverticales, cependant, il faut noter la forte exagération verticale de la représentation du Chirp (qui est ici de 25), et qui provoque cette géométrie verticale. Cependant, pour pouvoir visualiser les structures et unités superficielles, il est obligatoire d'avoir recours à cette exagération verticale.

En surface, on observe une unité sédimentaire superficielle transparente (unité verte sur la Figure 143) marquée à la base et au sommet par une réflectivité plus importante. La profondeur de cette unité, et la réflectivité de cette couche sédimentaire présente des similarités avec les Turbidites d'Augias, qui correspondent aux dépôts turbiditiques que l'on retrouve en Méditerranée et en Mer Egée et qui, comme nous l'avons vu dans le premier chapitre, peuvent être associées au séisme de 365 AD, mais qui peuvent être associées à d'autres événement sismiques.

La présence de ces failles qui décalent verticalement les couches sédimentaires, le bombement observé en surface, la présence de MTD successifs au Nord-Est de cette unité nous montre une déformation tectonique active.

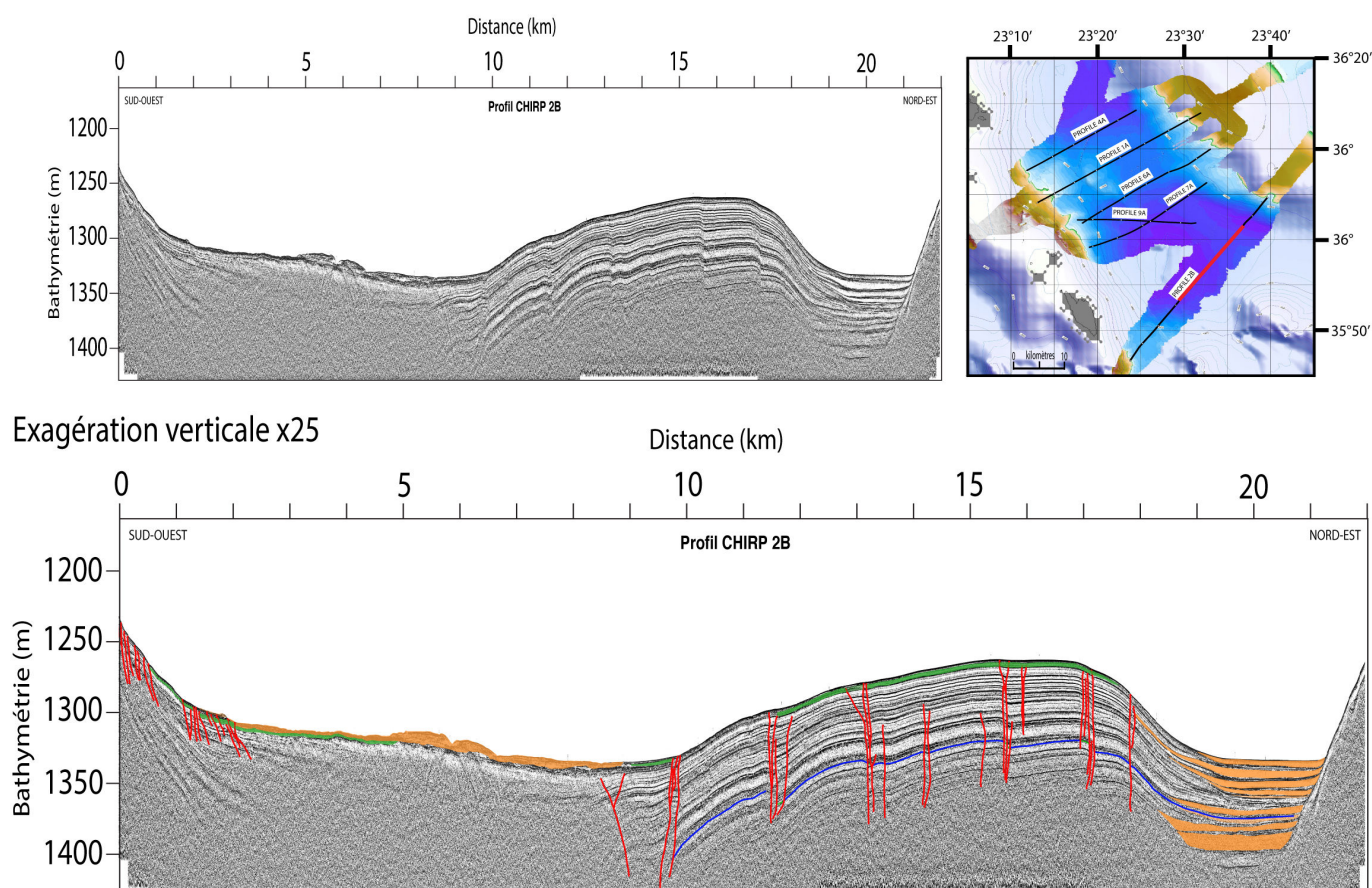


Figure 143 : Profil Chirp 2B coïncidant avec le profil de réflexion multi-trace Ulysse 3. En rouge les failles cartographiées. En vert l'unité sédimentaire pouvant être assimilée aux Turbidites d'Augias, En orange MTD cartographiés.

A l'Ouest de ce profil et parallèle à ce dernier, le profil Chirp 7A permet également d'identifier les structures sédimentaires et unités que nous avons identifiées sur le profil 2B. En effet, sur ce profil, de nombreuses failles subverticales affectent la totalité de l'épaisseur sédimentaire, au sein de laquelle nous pouvons identifier possiblement l'unité interprétée comme étant celle déposée lors du séisme de 365 AD (Polonia et al., 2013). La partie centrale du profil, entre 8 et 11 km présente un bombement suivi d'un affaissement des unités sédimentaires et dont le pied de pente au Nord-Est est marqué par une faille subverticale, qui empêche d'observer la continuité latérale des sédiments entre la partie Nord-Est et le Sud-Ouest. Enfin, la partie la plus au Nord du profil (entre 15 et 20 km) présente une surrection de la couche sédimentaire, de l'ordre de 70 mètres par rapport aux zones les plus profondes du bassin.

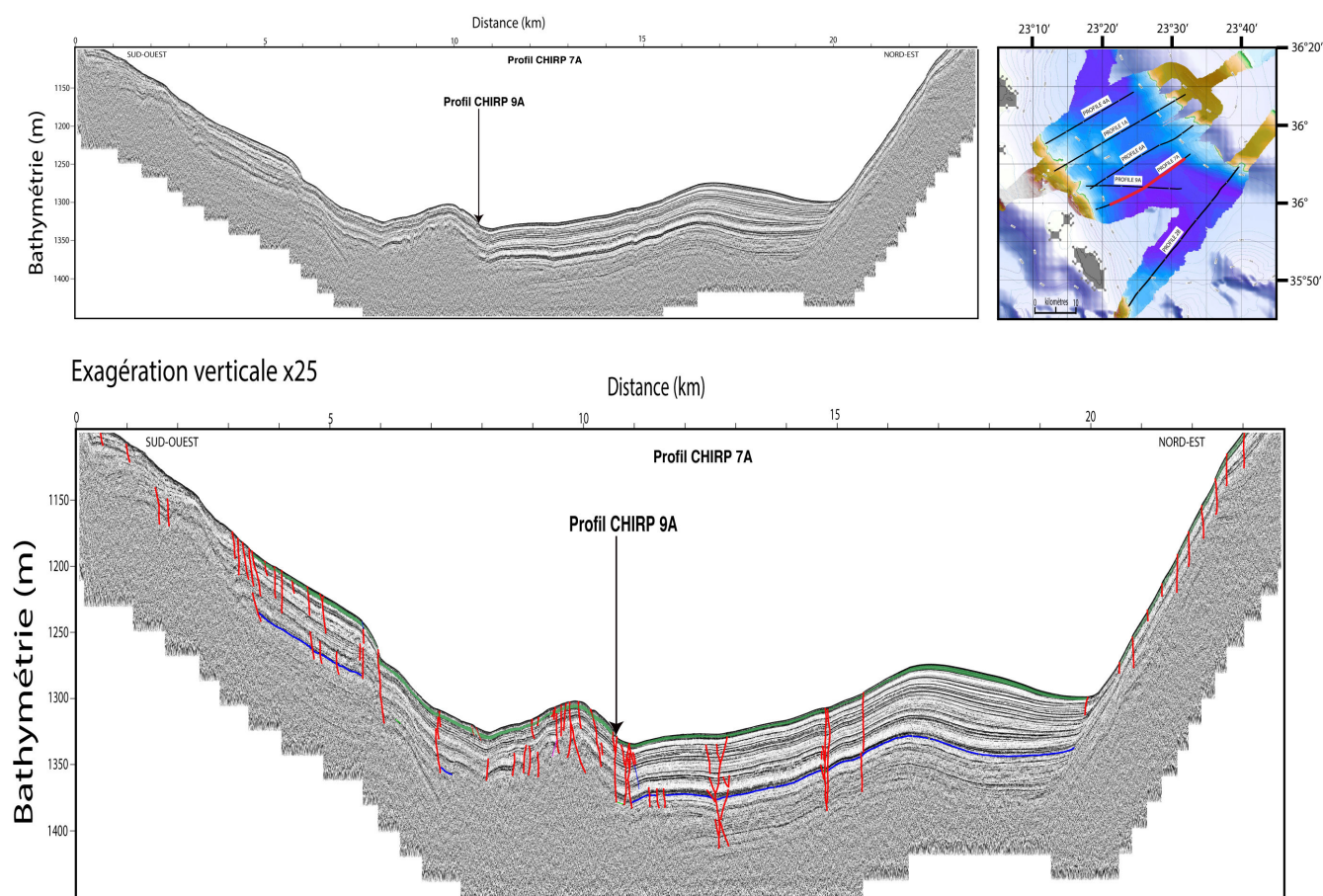


Figure 144 : Profil Chirp 7A avec et sans interprétation des réflecteurs et unités. En rouge, les failles cartographiées, en vert l'unité interprétée comme celle des turbidites d'Augias, en bleu, le réflecteur profond identifié sur le profil 2B.

Au fur et à mesure que l'on va se déplacer, grâce aux profils, vers le Nord-Ouest, la surrection observée dans le Nord-Est va diminuer, tandis que la remontée topographique que nous avons pu visualiser sur le profil 7A entre 8 et 11 km va augmenter. Comme on peut le voir sur la Figure 145, qui représente le profil 1A, qui est le profil Chirp acquis simultanément au profil de sismique réflexion multi-trace Ulysse 1. La portion montrée correspond à celle située entre les kilomètres 163 et 184 du profil Ulysse 1 (Figure 139). En effet, le haut

topographique que nous observons sur le profil 7A, et qui représentait une augmentation de l'ordre de 25 mètres, mesure désormais plus de 200 mètres par rapport au point le plus profond du bassin. Au Nord-Est de ce profil, on n'observe plus de bombement de la couverture sédimentaire, contrairement aux profils précédents. Sur ce profil, comme pour les autres profils présentés, nous observons une série de failles subverticales (en rouge sur la figure), qui déplacent verticalement les couches sédimentaires (en rouge sur la Figure 145). Les profils 6A, qui se situe entre le profil 1A et 7A, ainsi que le profil 4A, au Nord-Ouest de la zone sont présentés en annexe.

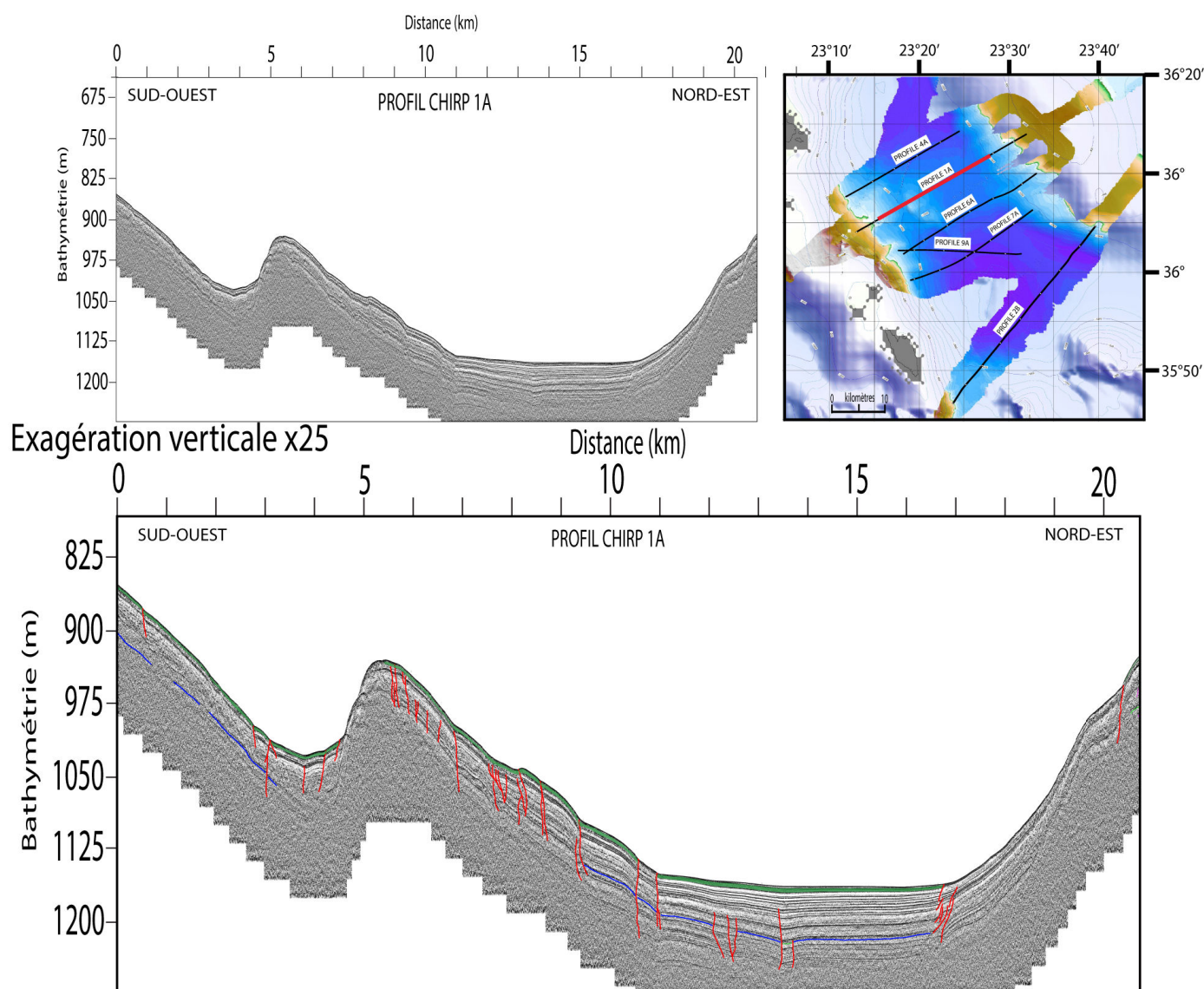


Figure 145 : Profil Chirp 1A avec et sans interprétation des réflecteurs. En rouge, les failles cartographiées, en vert l'unité associée aux Turbidites d'Augias, en bleu, le réflecteur profond identifié sur les profils 7A et 2B.

Le profil 9A est perpendiculaire aux profils présentés, et recoupe les profils 6A et 7A. C'est grâce à ce profil, que nous avons pu nous assurer de la continuité latérale des réflecteurs

et unités identifiées sur les profils précédents. Sur ce profil, on observe l'unité associée aux turbidites d'Augias, au sein de laquelle on peut observer localement des diminutions ponctuelles de la réflectivité (entre 3 et 4 km) et qui peuvent être associées à des échappements de fluides (ces possibles marqueurs d'échappements de fluides sont également identifiés sur le profil 6A présenté en Annexe). A l'Ouest du profil, on observe que la profondeur du bassin augmente, de l'ordre de 50 mètres, et dont le pied de pente à l'Est est marqué par une série de failles subverticales. A l'Est de cette zone, un faciès sismique laminaire est observé, dont la partie centrale semble être également en subsidence (entre 13 et 15 km).

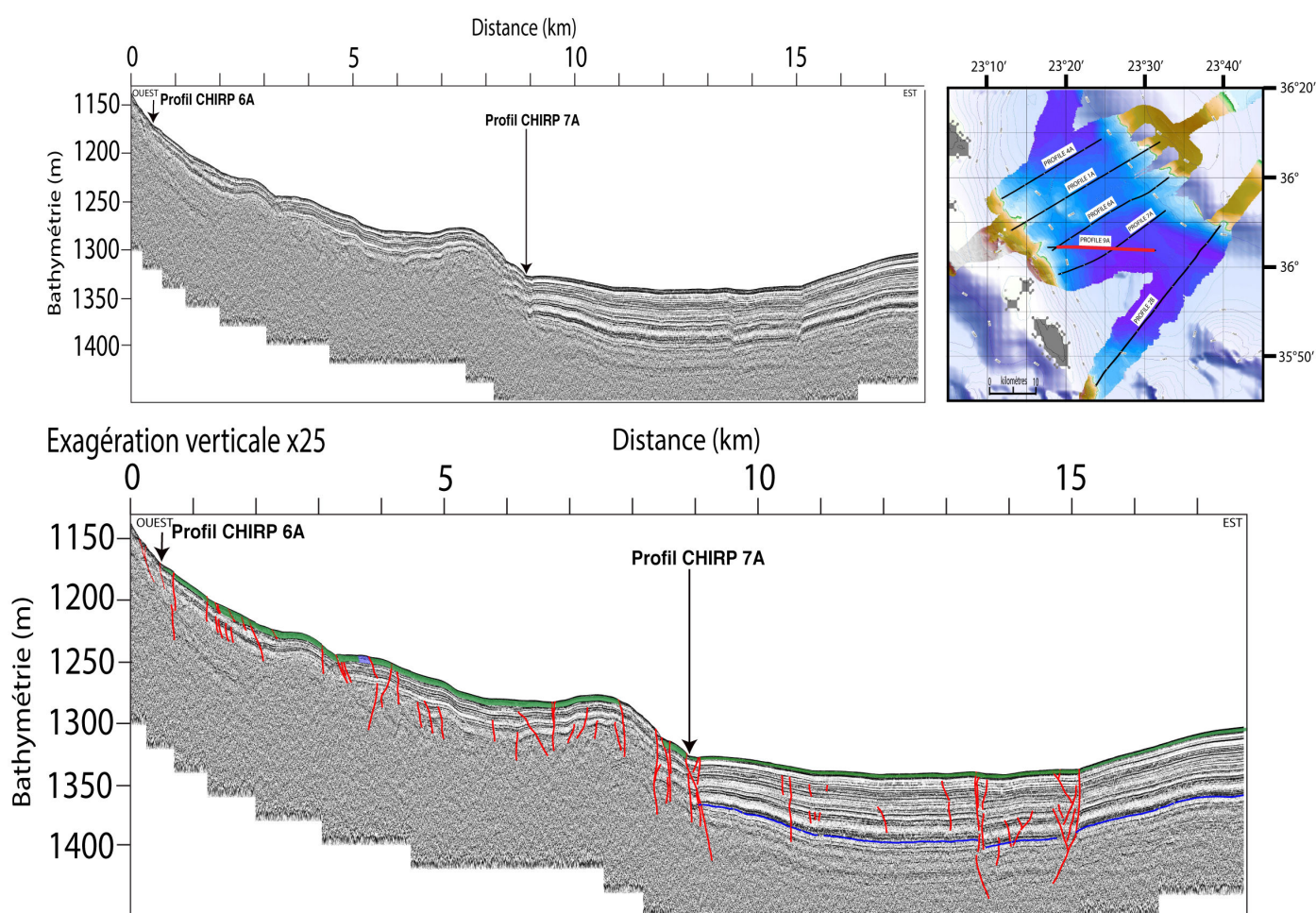


Figure 146 : Profil 9A recoupant les profil 6A et 7A, avec et sans interprétation. En rouge, les failles cartographiées, en vert l'unité associée aux Turbidites d'Augias, en bleu le réflecteur profond identifié sur les profils 1A, 7A et 2B. En violet, un témoins possible d'échappement de fluides.

3.3. Discussion de la géodynamique actuelle du bassin

L'analyse des données acquises dans le domaine Egéen lors de la campagne Ulysse, qu'elles soient issues de sismique réflexion multi-trace, de sismique haute résolution (Chirp), nous permettent d'observer pour la première fois un certains nombre d'unités structurales et

sédimentaires qui nous renseignent sur la mise en place de ce bassin en Mer de Crète, sa cinématique passée, et le style de déformation qui s'applique à ce bassin actuellement.

En effet, comme nous avons pu le voir lors de l'analyse des profils Ulysse 3 et Ulysse 1, ce bassin présente une structure profonde asymétrique. L'Est de ce bassin, imagé par le profil Ulysse 3 présente une structure profonde caractérisée par deux fossés d'effondrements, deux demi-grabens. Les unités sédimentaires au sein de ces grabens, sont recouvertes par une unité interprétée comme appartenant à une couche d'évaporites messinienne montre que l'extension ayant permis la mise en place de ces unités est antérieure à 7 millions d'années. A l'Ouest, sur le profil Ulysse 1, on observe un seul fossé d'effondrement, dans lequel une sédimentation syn-rift est observée.

L'étude de la couche sédimentaire superficielle, pour les 200 premiers mètres que nous avons pu visualiser grâce aux profils Chirp, nous permet de visualiser les unités sédimentaires récentes, et les structures tectoniques qui les affectent. Sur ces profils, nous avons pu visualiser une surrection locale du bassin de plus de 70 mètres. Cette surrection est accompagnée de failles subverticales qui décalent progressivement les couches sédimentaires. Cette surrection, que l'on observe dans un premier temps dans la partie Nord du bassin (profil 2B), va progressivement diminuer, pour se localiser plus au Sud-Ouest (comme on peut le voir sur le profil 1A).

Plusieurs hypothèses sur les contraintes actuelles appliquées à ce bassin peuvent être proposées pour expliquer ces différentes structures.

1) Extension actuelle du bassin

Comme nous avons pu le voir sur les profils de sismique multi-trace Ulysse 1 et 3, le bassin que nous visualisons présente une géométrie asymétrique du Nord vers le Sud (profil Ulysse 3), mais également latéralement, du Nord-Ouest vers le Sud-Est. En effet, le profil Ulysse 1 montre une géométrie du bassin, constituée d'un demi-graben, tandis que le profil Ulysse 3 en présente deux. Nous avons également pu voir que les variations de la topographie du fond de mer sur le profil Ulysse 1, et notamment le bombement observé à l'aplomb de la faille normale pouvait, dans un premier cas, être associé à de l'extension, et dans un deuxième cas, associé à une faille normale, qui serait reprise actuellement en compression.

Les profils Chirp nous ont montrés que le bombement observé sur les profils de sismique multi-trace Ulysse 1 et 3, étaient également présents dans d'autres zone du bassin, et que cette variation positive de la topographie présentait des variations latérales dans le bassin.

Le profil Chirp 1A que nous avons présenté, et qui est coïncidant avec le profil Ulysse 1, ne nous permet pas de localiser cette faille en profondeur. Cependant, si l'on considère que ce bassin est toujours en extension, comment expliquer la surrection observée sur les profils ?

L'hypothèse d'effondrement gravitaire lié à de l'extension peut être proposé, cependant, une tectonique gravitaire dans le bassin devrait se traduire par la présence de turbidites et MTD en pied de pente des hauts topographiques. Nous observons de telles structures uniquement sur le profil Chirp 2B, et sur aucun autre profil Chirp. De plus, la présence de ce type de structures peut être lié à des événements sismiques ayant conduit à une déstabilisation et la formation de MTD.

2) Compression actuelle du bassin

Une reprise actuelle de ce bassin en compression pourrait expliquer les structures observées. En effet, si nous considérons l'hypothèse que le haut topographique observé sur le profil de sismique Ulysse 1 se situe dans le compartiment Nord, ceci témoigne d'une compression actuelle du bassin.

Un phénomène compressif permettrait également d'expliquer la surrection observée sur les profils Chirp. De plus, comme nous avons pu le remarquer dans la présentation des profils Chirp, les réflecteurs internes de la partie superficielle de sédiment sont déformés et décalés le long de failles subverticales. La géométrie apparente de ces failles est essentiellement liée à l'exagération verticale que nous avons appliqué aux données Chirp pour pouvoir visualiser la couche superficielle de sédiments. Il faut donc considérer ces géométries verticales avec beaucoup de précaution, vu que nous ne sommes pas en mesure de restituer leur géométrie réelle plus en profondeur.

De plus, la localisation des dépôt-centres observés sur les profils Chirp nous apportent un élément supplémentaire en faveur d'une compression récente du bassin. En effet, si l'on observe les couches superficielles de sédiments sur le profil Chirp 7A, nous pouvons noter que cette zone en surrection par rapport au reste du bassin est celle qui a enregistré des dépôts sédimentaires au sein d'une même couche plus importante que les zones actuellement moins soulevées.

Ceci indique que cette zone de haut topographique était récemment une zone basse du bassin dans laquelle la sédimentation était plus importante. Et qu'un soulèvement récent a surélevé cette zone du bassin. La figure suivante illustre les variations des épaisseurs de couches superficielles de sédiment que nous avons pu mesurer sur ce profil Chirp 7A. Sur ces données, j'ai mesuré l'épaisseur de deux couches sédimentaires, marquées à leur base et au toit par une forte réflectivité, ce qui nous permet d'assurer la continuité latérale du réflecteur. J'ai ensuite mesuré l'épaisseur de la couche m'orientant perpendiculairement aux réflecteurs. Dans les mesures que je présente ici, nous pouvons voir que l'épaisseur d'une même couche va varier latéralement, avec une valeur moyenne de 5 mètres, et que la zone de la couche qui présente une épaisseur plus importante, est dans les deux cas située dans la zone la plus haute topographiquement.

Au vue de l'ensemble de ces éléments, il semblerait que plus d'arguments soient en faveur de l'hypothèse d'une reprise en compression du bassin, plutôt qu'une extension actuelle de ce dernier, cependant, cette hypothèse reste envisageable, l'identification du pendage réel des failles observées sur les profils Chirp n'étant pas bien résolue, ainsi que la localisation précise de la faille normale du profil Ulysse 1 en surface.

Dans la partie suivante, je propose un modèle alternatif qui pourrait également expliquer les différentes structures et unités observées dans le bassin. Ce modèle pouvant expliquer ces structures n'est pas le seul possible, mais peut être envisagé pour expliquer les données.

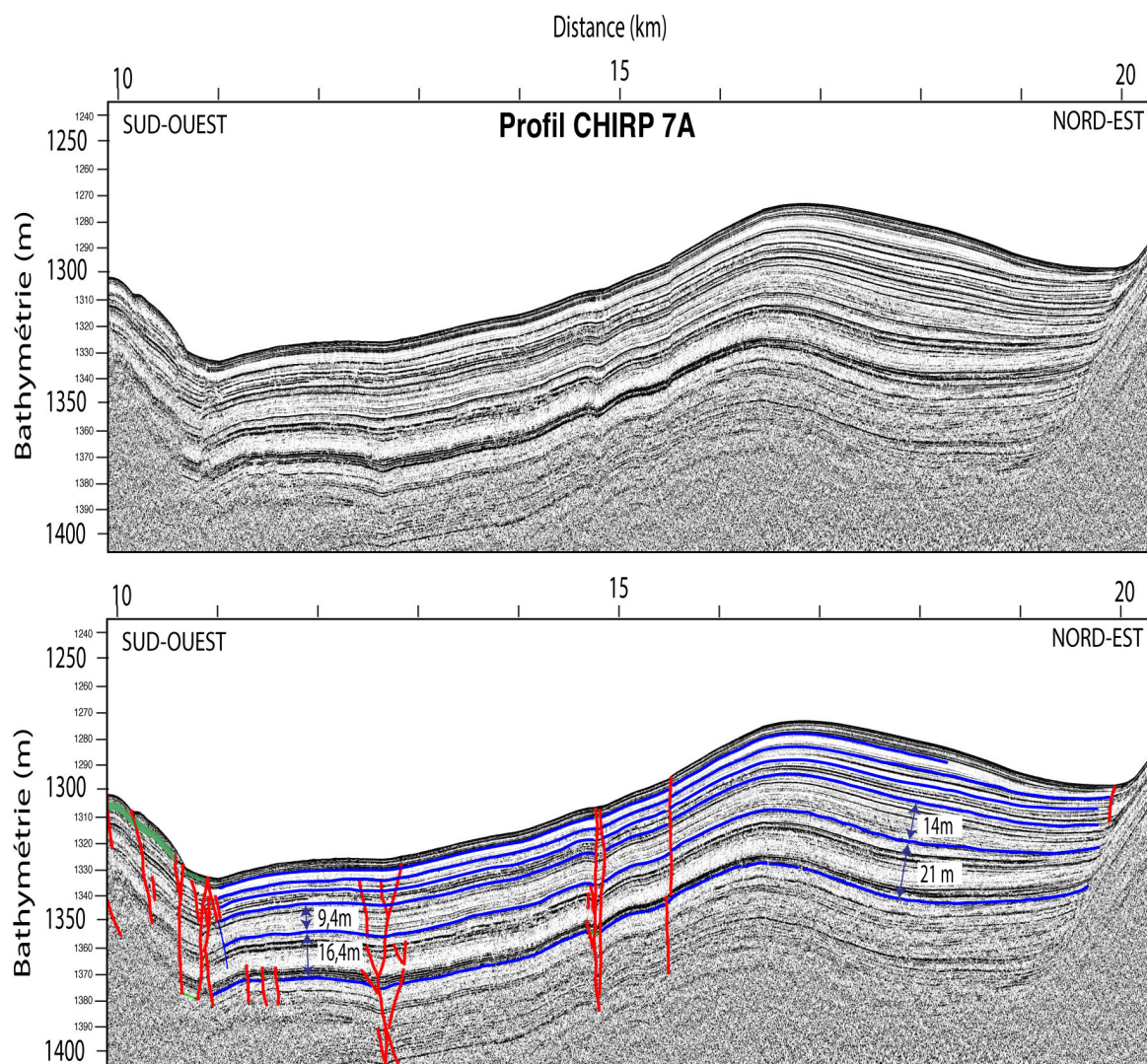


Figure 147 : Mesure de la variation de l'épaisseur de couches sédimentaires entre les zones surélevées des zones plus basses du bassins enregistrés par le profil Chirp 7A. On observe que l'épaisseur d'une même couche est plus importante entre la zone en surrection de la zone plus basse, et ce pour avec une variation de l'ordre de 5 m.

3) Compression associée à du décrochement

La Figure 148 reporte la localisation en carte des principales failles en apparence subverticales observées sur les profils Chirp et qui délimitent les zones de surrection et subsidence dans le bassin. Je reporte également sur cette Figure 148 la localisation des failles normales caractéristiques des demis-grabens que nous avons pu visualiser sur les profils de sismique réflexion multi-trace Ulysse 1 et Ulysse 3, conséquence de l'extension et la sédimentation profonde dans ce bassin. Dont la localisation sur les profils de sismique réflexion multi-trace est représentée en violet sur la figure.

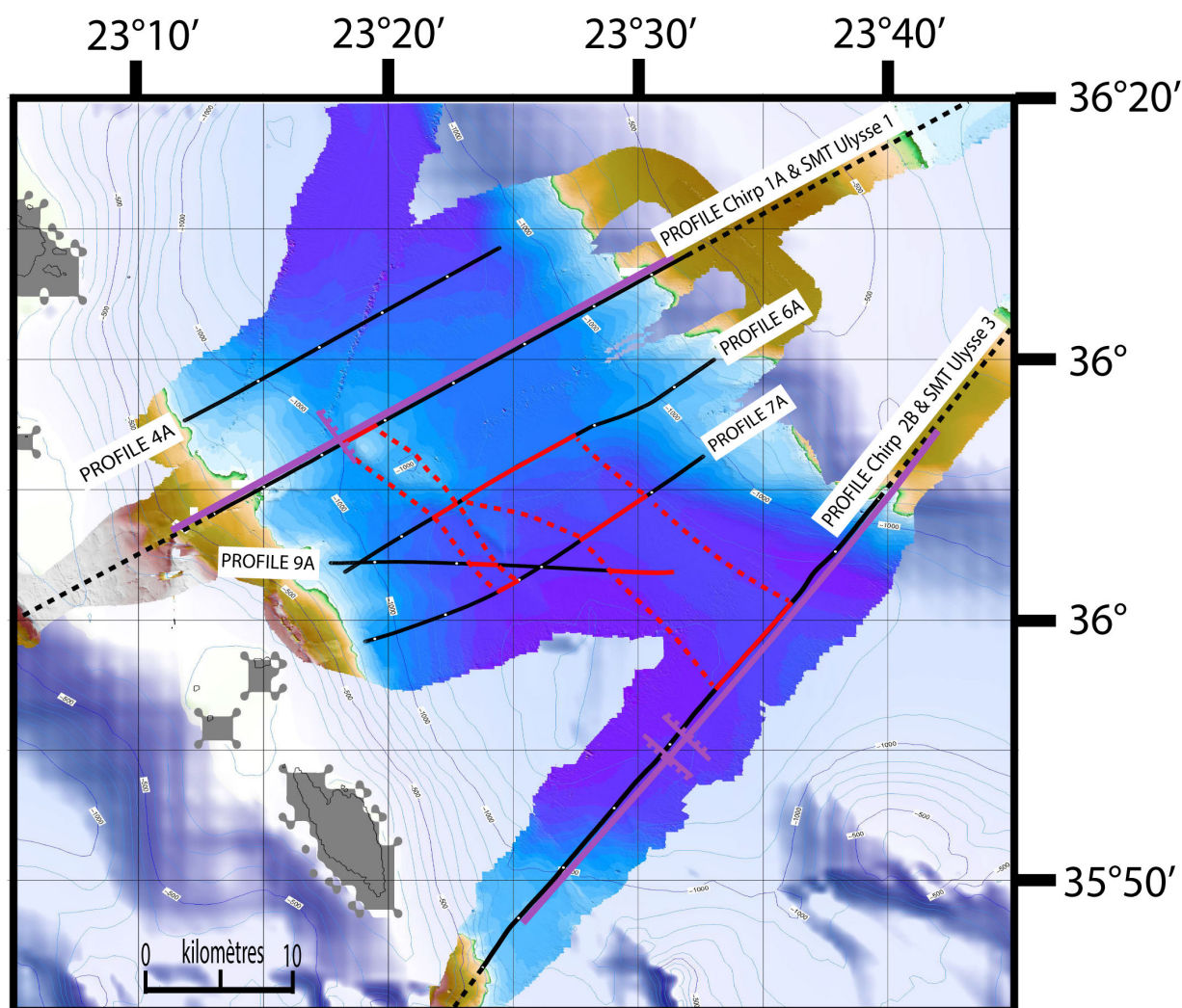


Figure 148 Représentation en carte de la localisation des profils Chirp (traits continus noirs) et des profils de réflexion multi-trace coïncidant (en traits pointillés noir). En rouge les zones associées à une surrection du bassin observées sur les profils Chirp. En violet la localisation du bassin imagé par les profils de sismique multi-trace. Les failles normales liées aux grabens identifiés sur ces profils multi-trace sont indiqués par les traits violets.

La localisation de ces zones de surrection locales enregistrées dans le bassin, associées à des failles subverticales, la continuité de ces variations topographiques observée sur les différents profils Chirp possèdent les caractéristiques de figures structurales associées à du décrochement accompagné d'une composante compressive. En effet, une structure en fleur positive témoignant d'une cinématique en transpression permet d'expliquer ces différentes structures, comme nous le proposons dans la Figure 149, qui propose une interprétation schématique de ces structures sous la forme d'un bloc 3D des principales structures observées sur les profils Chirp.

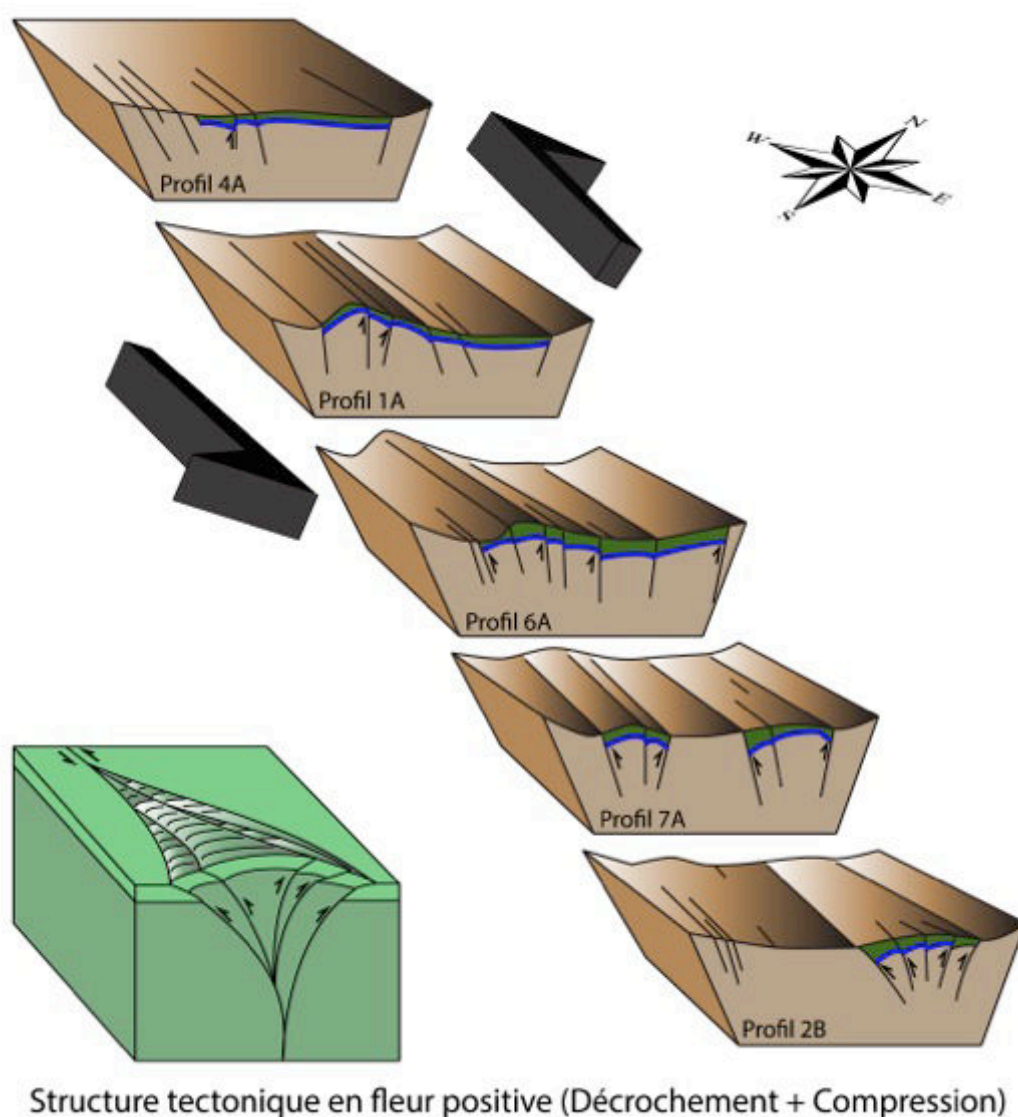


Figure 149 : Schéma interprétatif des principales structures observées sur les profils Chirp que l'on peut associer à une structure tectonique en fleur positive, conséquence d'un mouvement décrochant associé à une composante compressive.

La partie profonde du bassin que nous avons pu visualiser sur les profils de sismique multi-trace nous a permis d'identifier des structures tectoniques ayant permis l'extension dans ce bassin. Ces failles normales associées à de l'extension ont conduit à la formation au Sud-Est (profil Ulysse 3) de deux demi-grabens, et au Nord-Ouest un demi graben. Comme on peut le remarquer sur la Figure 148, la faille normale associée à la formation du bassin sur le profil Ulysse 1 possède une orientation et un pendage compatible avec la faille normale située au Nord-Est du profil Ulysse 3. De plus, la structure sédimentaire enregistrée par le profil Ulysse 1 est similaire à celle enregistrée dans le sous-bassin Nord du profil Ulysse 3.

La présence de l'unité messinienne au sein de ces bassins nous a permis de constater que l'extension est anté-Messinienne. Ce bassin, comme toutes les données enregistrées au cours de la campagne Ulysse se situent sur la plaque chevauchante Egéenne, et dans une zone dont le socle est constitué des Nappes Hellénides. En se basant sur les affleurements observés

à terre, dans le Sud Péloponnèse et en Crète (dont je présente la carte géologique proposée par (Van Hinsbergen and Schmid, 2012) (cf. Reconstitution cinématique de la région Egéenne du Crétacé à l'actuel ainsi que la carte interprétatives des unités géologiques en mer proposée par (Pichon and Lallemand, 2002) (cf. Ride Méditerranéenne et Backstop) l'unité géologique composant le socle du bassin pourrait correspondre à l'unité de Pindos.

Dans la partie consacrée à la reconstitution cinématique des unités géologiques dans cette région (cf. Reconstitution cinématique de la région Egéenne du Crétacé à l'actuel), nous savons que la mise en place de ces nappes qui débute au cours de l'Oligocène, se termine au cours du Miocène dans le Sud de la mer Egée. Au cours de cette exhumation, une rotation horaire des unités géologiques dans le Péloponnèse est observée, notamment entre 10 et 11 millions d'années. Ces informations nous permettent de proposer une chronologie dans la mise en place de ce bassin.

En effet, les unités sédimentaires observées dans le bassin reposent donc sur l'unité de Pindos, constituée dans sa partie supérieure d'une unité datant de l'Oligocène (23-28 millions d'années), la rotation horaire enregistrée en Grèce est maximale entre 10 et 11 millions d'années (Tortonien). Cette rotation est associée à du décrochement et de l'extension. On peut donc faire l'hypothèse que l'ouverture du bassin s'initie au cours du Tortonien, sous la forme de failles normales accommodant cette extension et conduisant à la formation des demi-grabens dans lesquels les sédiments vont se déposer.

Sur le profil Ulysse 3, le sous-bassin Nord présente un enregistrement sédimentaire plus important que le sous-bassin Sud. De plus, ce sous-bassin peut être associé à celui observé sur le profil Ulysse 1. Nous pouvons donc faire l'hypothèse que l'extension associée au décrochement est accommodée par une faille normale qui conduit à la formation dans un premier temps au sous-bassin Nord.

L'extension se poursuit et conduit à la formation du deuxième sous-bassin (Sud sur le profil Ulysse 3). Le remplissage sédimentaire syn-rift se poursuit jusqu'à la fin du Miocène, marqué par la présence de la couche d'évaporites messiniennes dans le bassin.

La migration des dépôts-centre dans la partie centrale du bassin montre un arrêt de l'extension après le Messinien, permettant le remplissage complet des deux sous-bassins et par la suite une sédimentation dans la partie centrale du bassin.

Le remplissage sédimentaire se poursuit ensuite jusqu'à l'Holocène, ou nous observons la présence d'une unité sédimentaire superficielle pouvant être assimilée aux dépôts turbiditiques d'Augias liés au séisme de 365 AD. (cf. Sismicité régionale et séismes majeurs en Méditerranée orientale).

Les structures superficielles compressives observées sur les données Chirp, que nous identifions comme associées à une structure en fleur positive montrent un mouvement compressif associé à du décrochement. Nous pouvons donc faire l'hypothèse que les structures tectoniques associées dans un premier temps à de l'extension et la mise en place de ce bassin sont actuellement inversées et reprises en compression.

La Figure 150 synthétise ce modèle interprétatif, qui n'est comme nous avons pu le voir, pas le seul modèle pouvant expliquer les structures et unités actuellement observées dans ce bassin.

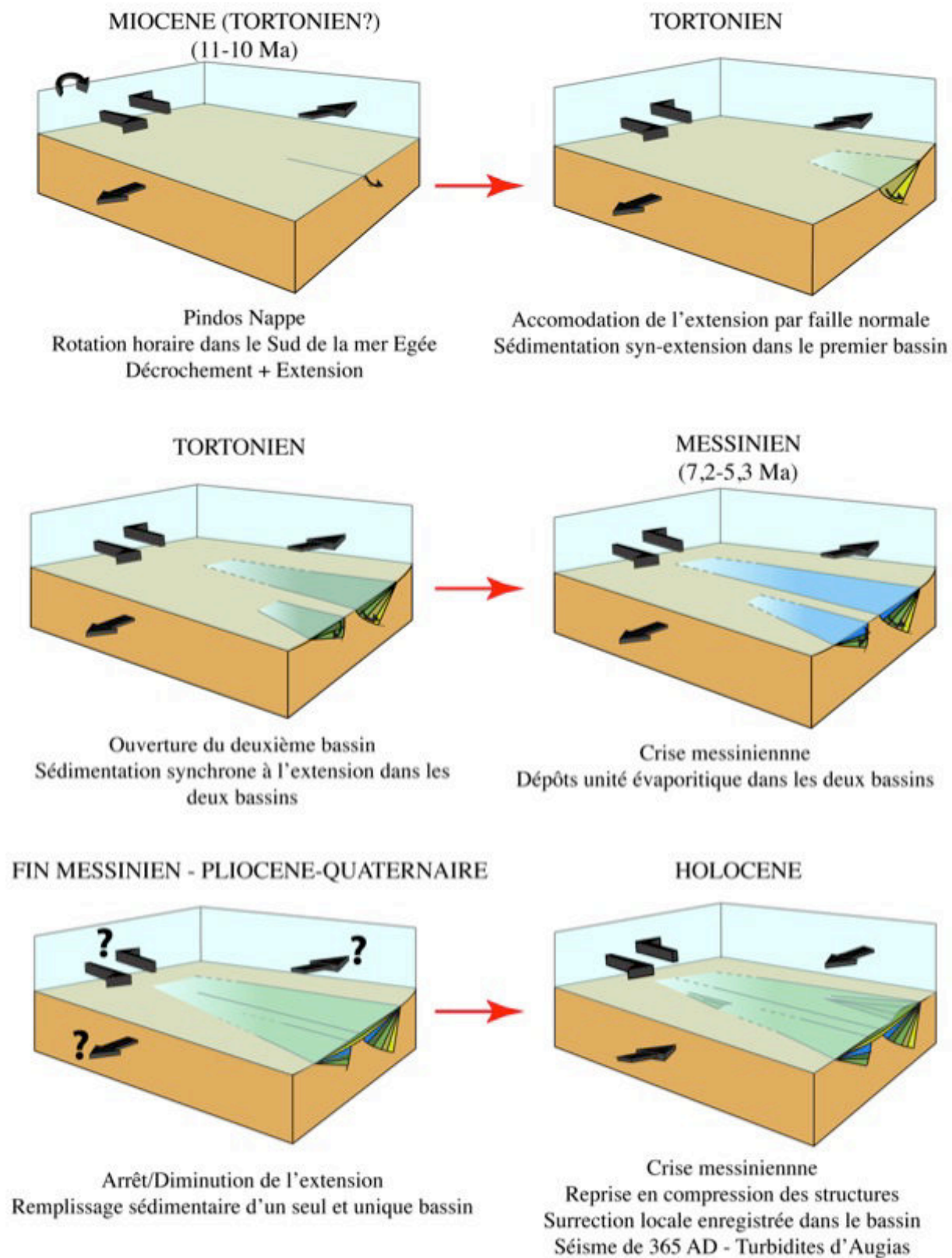


Figure 150 : Reconstitution schématique de la mise en place du bassin en Mer de Crête depuis le Miocène à l'actuel.

5. *D*iscussions

Sur la base d'analyses tomographiques de données de sismique marine grand-angle, l'analyse de données de sismique réflexion multi-trace et l'analyse de données sismique de haute résolution, les résultats présentés dans ce mémoire apportent un éclairage sur la connaissance des différentes structures et unités du domaine avant-arc Egéen, dans la région Sud-Ouest de la zone de subduction hellénique. Dans ce chapitre, je vais discuter des principaux résultats que nous avons pu obtenir au cours de cette étude, en intégrant nos résultats à ceux issus de la littérature, et les contraintes qu'apportent ces résultats sur la compréhension de la géodynamique actuelle de cette zone de subduction.

1. Structure profonde du domaine avant-arc Egéen

1.1. Localisation de l'interplaque

L'analyse des données de sismique grand-angle nous a permis de proposer un modèle de vitesse du domaine avant-arc Egéen dans lequel nous avons pu modéliser un réflecteur profond (Réflecteur 3, Chapitre 3). La comparaison de nos résultats avec ceux de campagnes et d'études précédentes à proximité de notre région d'étude, permet d'interpréter ce réflecteur profond comme correspondant au toit du panneau plongeant.

Comme nous avons pu le voir dans le chapitre 3, une surestimation du modèle de vitesse initial, localise ce réflecteur à une profondeur plus importante que ce qui est observé dans la littérature. Cependant, en prenant en compte cette surestimation, la profondeur à laquelle nous avons pu le modéliser est compatible avec les données antérieures situées plus au Sud-Ouest de notre région d'étude (de Voogd et al., 1992; Jones et al., 2002; Le Meur, 1997; Truffert, 1992). Ces résultats prolongent ainsi vers le Nord notre connaissance de la structure profonde de l'avant-arc.

Nous avons donc pu modéliser par inversion tomographique pour la première fois dans cette région, à une grande distance de l'extrémité du backstop (plus de 100 km), et ce malgré la présence d'unités messiniennes en surface, le toit du panneau plongeant sur une longueur d'environ 45 km, et qui, avec un pendage de $3,5^\circ$ a été localisé entre 18 km et 22 km.

Ce type de pendage du panneau plongeant est comparable avec les modélisations tomographiques qui ont pu être réalisées au niveau de la zone de subduction de Sumatra, qui elle aussi présente des caractéristiques structurales comparables à ce que l'on peut observer au niveau de la zone de subduction Hellénique, comme par exemple un prisme d'accrétion de grande envergure. (Klingelhoefer et al., 2010) propose une interprétation des limites de la zone sismogénique de la région épicertrale du séisme du 26 Décembre 2004, grâce à l'obtention d'un modèle de vitesse des ondes sismiques permettant d'imager le prisme d'accrétion, la géométrie du panneau plongeant, ainsi que l'extrémité du backstop. Ces données sont obtenues à partir de l'acquisition d'un profil de sismique réfraction grand-angle de 250 km de long, et sur lequel 56 instruments ont été déposés, à un intervalle de 4,5 km. L'inversion tomographique a été effectuée en utilisant les codes *Fast* pour un premier modèle, et en utilisant le code *RayInvr* pour modéliser et inverser les arrivées secondaires correspondant à des réfléchies/réfractées sur des interfaces profondes.

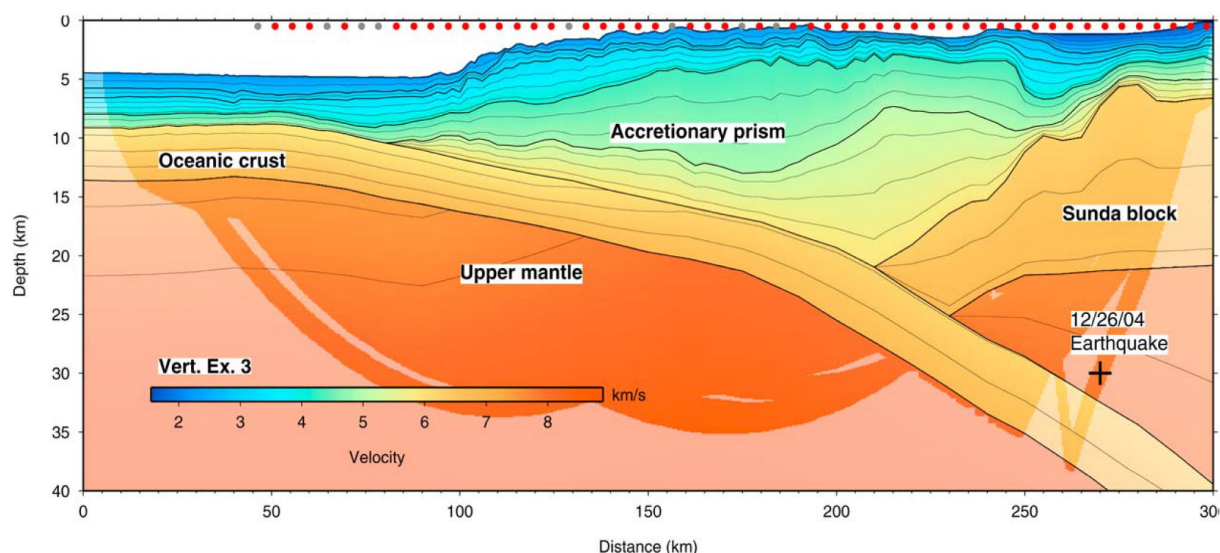


Figure 151 : Modèle de vitesse final proposé par (Klingelhoefer et al., 2010) au niveau de la zone de subduction de Sumatra obtenu par inversion tomographique par les codes *Fast* et *RayInvr*. Figure d'après (Klingelhoefer et al., 2010).

Dans cette même région, (Shulgin et al., 2013), propose un modèle de vitesse le long d'un profil de sismique réfraction de 255 km, composé de 24 instruments, espacés de 10 km les uns des autres. Dans cette étude, l'auteur utilise le même code d'inversion que nous avons utilisé, à savoir Tomo2D (Korenaga. et al., 2000), et procède à une inversion des couches progressive, des plus superficielles aux plus profondes, comme nous avons pu l'effectuer lors de la construction du modèle de vitesse final que nous avons proposé dans cette étude.

Dans cette étude, on peut remarquer une diminution de la densité de rais qui se propagent en profondeur qui ont été utilisés dans l'inversion tomographique. Cette différence avec l'étude de (Klingelhoefer et al., 2010) peut provenir du nombre d'instruments utilisés lors de l'acquisition du profil (56 instruments pour l'un, 24 pour l'autre) mais également de la source sismique utilisée.

Ces deux études, ont été réalisées à travers le prisme d'accrétion jusqu'à la zone de transition avec l'avant-arc, et dans le but d'identifier le contact entre la croûte océanique et le backstop dans cette région. Cependant, dans les deux cas, peu de données permettent de contraindre la localisation et la géométrie du panneau plongeant sous le backstop. L'étude que nous avons réalisée se situe sur le domaine avant-arc bien au-delà du prisme d'accrétion, et dans une zone où le panneau plongeant se situe à une profondeur plus importante que sous le prisme d'accrétion. De plus, nous n'avons pas intégré dans le processus d'inversion le calcul de sismogrammes synthétiques, qui pourraient potentiellement permettre une meilleure résolution des vitesses en profondeur et le prolongement en profondeur de nos interfaces par l'identification d'arrivées secondaires très tardives et délicates à repérer.

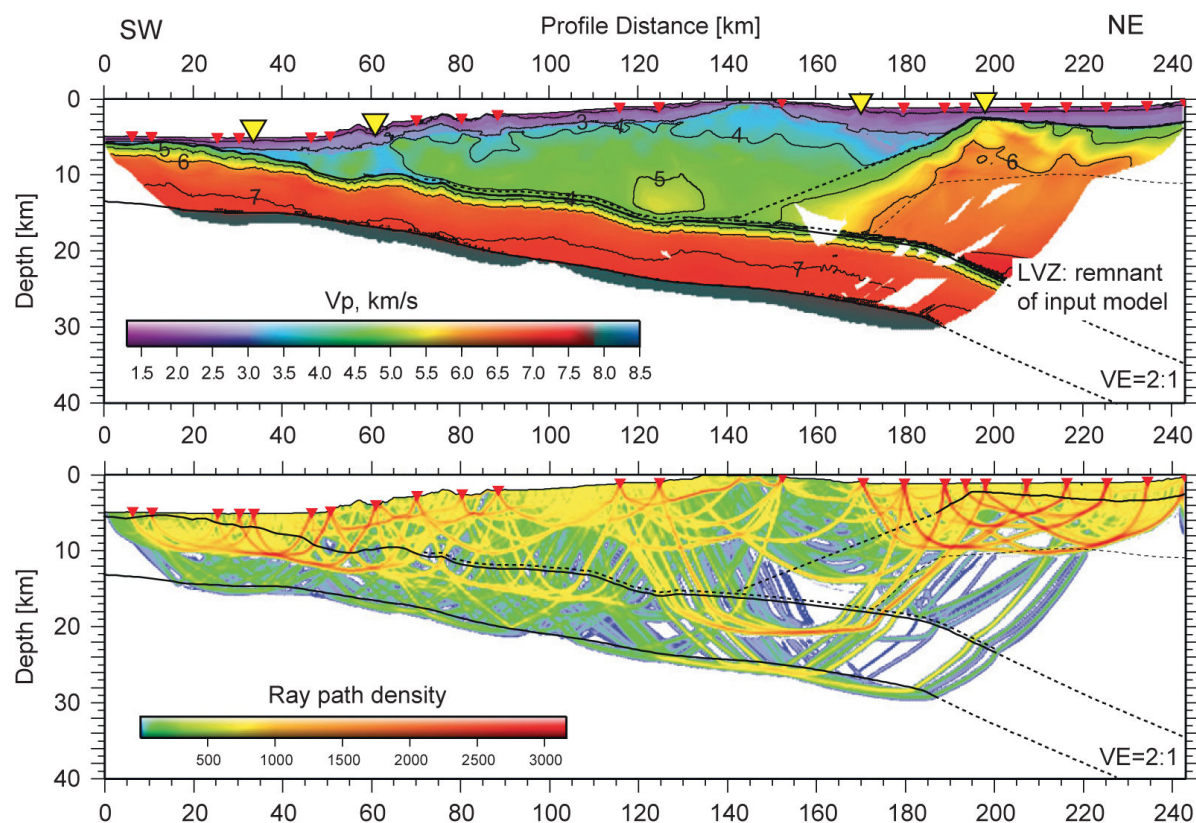


Figure 152 : Modèle de vitesse obtenu après inversion tomographique par le code *Tomo2D* proposé par (Shulgin et al., 2013) au niveau de la zone de subduction de Sumatra, en utilisant les temps d'arrivées enregistrés sur 24 OBS sur le profil de sismique grand-angle. Figure d'après (Shulgin et al., 2013)

La Figure 153 reprend les résultats obtenus au niveau de la subduction de Sumatra, et compare les résultats avec ceux que nous avons pu obtenir au niveau du segment Sud-Ouest de la zone de subduction Hellénique. Les modèles présentés sont à la même échelle verticale et horizontale.

Sur cette figure j'ai représenté la limite externe du backstop et positionné latéralement les modèles par rapport à cette limite. Nous pouvons voir que le modèle de vitesse que nous présentons dans notre étude, se situe à une distance d'environ 100 km de la limite externe du backstop, tandis que ceux acquis à Sumatra se situent sur cette limite. De plus, j'ai représenté sur chacun de ces modèles la limite de 18 km de profondeur, qui correspond à la profondeur à laquelle nous observons le toit du panneau plongeant. J'ai ensuite mesuré la profondeur jusqu'à laquelle cette interface était contrainte sur les modèles tomographiques proposés pour Sumatra.

On constate, à titre indicatif, (nous comparons deux zones de subduction différentes, présentant des géométries et unités géologiques différentes), que la portion du toit du panneau plongeant que nous avons pu modéliser est comparable à ce qui a pu être modélisé par (Shulgin et al., 2013) sur Sumatra, qui a utilisé le code d'inversion tomographique que nous avons utilisé dans notre étude. La profondeur jusqu'à laquelle est contraint le toit de la croûte océanique dans le modèle proposé par (Klingelhoefer et al., 2010) est quant à elle doublée. Dans ces études cependant, les auteurs contraignent efficacement les vitesses dans la croûte

océanique en subduction, tandis que notre modèle de vitesse contraint peu les vitesses dans cette zone. On peut expliquer cette différence en terme de localisation des profils de Sumatra par rapport au domaine avant-arc. En effet, comme nous pouvons le voir sur la figure suivante, l'épaisseur de sédiment et la profondeur à laquelle se localise la croûte océanique dans la partie des modèles situés côté fosse est assez faible, ce qui permet aux ondes de pénétrer plus facilement jusque sous la croûte océanique et de s'y propager.

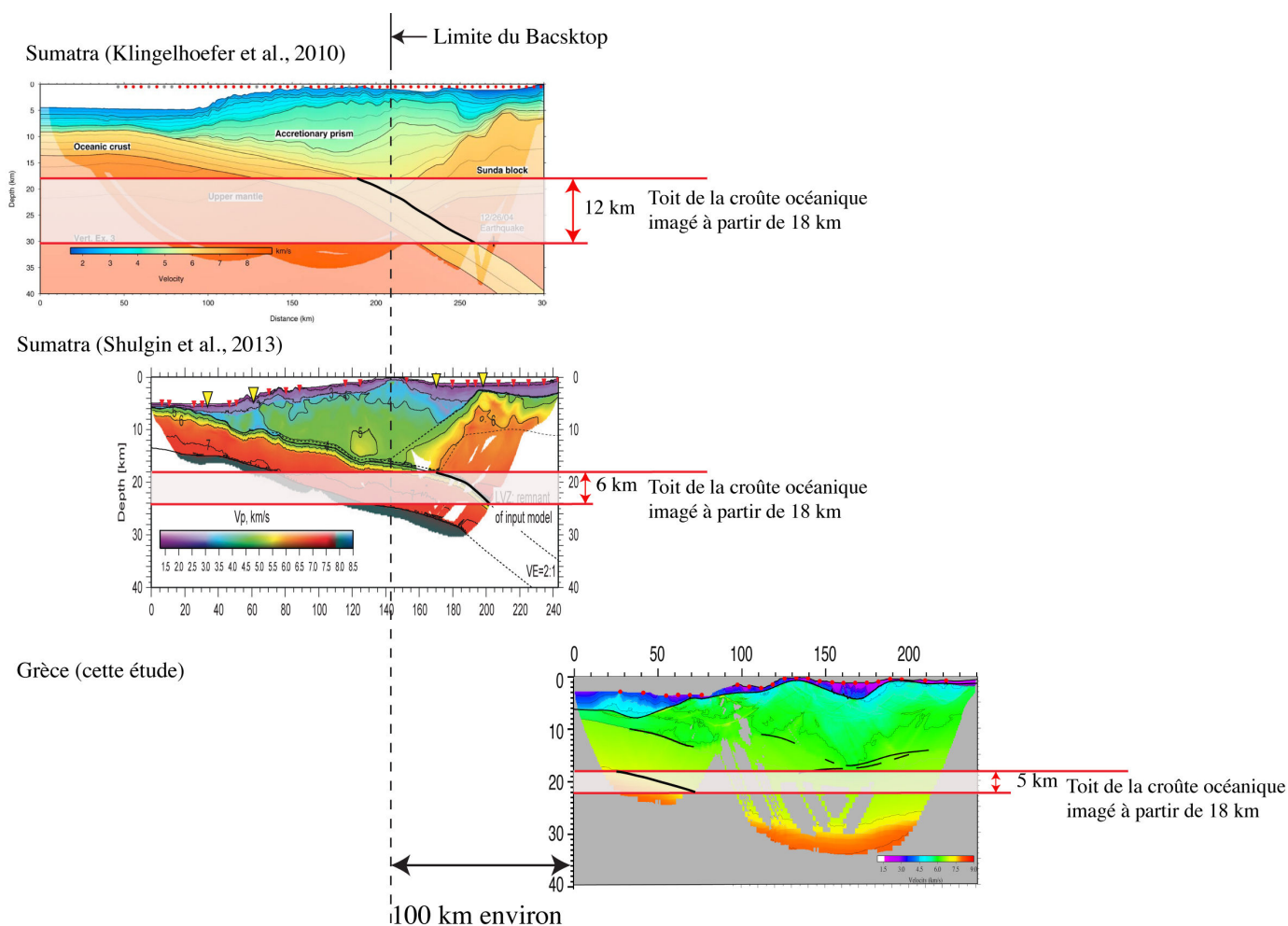


Figure 153: Représentation des modèles de vitesses de la zone de subduction de Sumatra proposés par (Klingelhoefer et al., 2010) et (Shulgin et al., 2013) et du modèle de vitesse que nous avons obtenu dans la région Sud-Ouest de la zone de subduction Hellénique. Ces profils à la même échelle sont localisés les uns par rapport autres, en fonction de la limite du backstop. Est représenté par les encadrés blancs la limite supérieure de 18 km de profondeur à partir de laquelle nous contraignons le toit du panneau plongeant pour comparaison avec les deux autres modèles pour Sumatra.

1.2. Structure crustale de la plaque chevauchante Egéenne

Le modèle de vitesse final que nous avons obtenu nous a également permis de mettre en évidence la présence de réflecteurs intra-crustaux, dans la partie Sud, dans le domaine Ionien, comme dans la partie Nord, dans le domaine Egéen.

Le réflecteur intra-crustal (Réflecteur 2 du Chapitre 3) situé dans le domaine Ionien a pu être corrélé avec un réflecteur identifié sur un profil de sismique réflexion situé dans la continuité et au Sud de notre modèle, lors d'une campagne précédente (Yem et al., 2011). Ce même réflecteur que nous avons pu modéliser sur les données de sismique grand-angle, est également observé sur les données de sismique réflexion multi-trace. La comparaison du profil de sismique multi-trace et du profil de sismique réfraction nous ont assuré le bon accord entre ces deux réflecteurs.

Ce réflecteur se situe à une profondeur de 7 km sous le fond de mer puis plonge à une profondeur de 10 km, 35 km plus au Nord. Il présente un pendage similaire à celui du panneau plongeant. Cette géométrie est observée sur d'autres profils de la campagne que j'ai présenté précédemment. Latéralement, il ne présente pas de variation de profondeur, et semble suivre la topographie du fond de mer.

Nous interprétons ce réflecteur comme une potentielle structure héritée de la mise en place des Nappes Hellénides, et qui pourrait être associée à de la déformation dans la partie Sud du domaine avant-arc. Cette interprétation diffère de celle proposée par (Yem et al., 2011) qui identifie ce dernier comme étant le socle acoustique dont il ne précise pas la nature mais qu'il considère comme reflétant la limite entre la partie sédimentaire et crustale du domaine avant-arc.

Dans la partie située dans le domaine Egéen, nous avons également identifié des réflecteurs intra-crustaux, qui peuvent également être associés à des contacts de nappes en profondeur, ou encore, au toit de la croûte inférieure très réflective plus au Nord mais dont la localisation est ici incertaine.

La modélisation des temps de trajet enregistrés dans la partie Egéenne, nous a également permis de faire une hypothèse quant à la localisation du Moho Egéen, à une profondeur comprise entre 30 et 35 km de profondeur. Ces données, bien que peu résolues, sont en accord avec celles observées à proximité dans la région (Sachpazi et al., 2007; Suckale et al., 2009).

2. Structure superficielle du domaine avant-arc et géodynamique actuelle du segment Sud-Ouest

2.1. Domaine Ionien

L'étude conjointe des données issues de la sismique multi-trace et des données de sismique réfraction nous a permis de contraindre la géométrie d'un réflecteur (Réflecteur 1) que nous avons associé à la limite entre la partie sédimentaire et la partie crustale du domaine avant-arc. Ce réflecteur, par corrélation avec des profils issus de campagnes précédentes, est interprété comme étant potentiellement d'âge Albien (fin du Crétacé Inférieur) (Yem et al., 2011). Cet âge, comme nous avons pu le voir, est à considérer avec précaution pour notre profil, étant donné que les auteurs interprétaient le toit de la partie cristalline du domaine avant-arc comme étant plus en profondeur, potentiellement au niveau de notre réflecteur 2, et qu'il existe un espace relativement grand entre les deux extrémités des profils.

L'identification des structures et des unités sédimentaires que nous avons observées sur les données de sismique multi-trace et sur le modèle de vitesse, nous ont permis de mettre en évidence la présence d'unités associées à la crise de salinité messinienne. La question qui se pose pour cette portion du profil :

Les sédiments se sont-ils déposés sur le domaine avant-arc où proviennent-ils du prisme par chevauchement/écoulement gravitaire ?

Dans la partie le plus au Sud du domaine Ionien, bien que notre interprétation se base essentiellement sur la présence de vitesses de propagation pouvant être associées à des unités messiniennes, celle-ci est en adéquation avec les interprétations des unités sédimentaires observées sur les données de campagnes précédentes et la cartographie des glissements sous-marins liés aux couches évaporitiques (Chamot-Rooke et al., 2005; Yem et al., 2011).

Comme nous avons pu le voir au cours de cette étude, les données de sismique grand-angle et de sismique multi-trace acquises dans le domaine Ionien que nous avons pu observer, présentent une grande complexité, et une identification difficile des unités qui le compose.

La géométrie des unités les unes par rapport aux autres, les interfaces que nous avons identifiées nous permettent d'émettre des hypothèses sur le style de déformation tectonique actuel qui affecte cette région de la zone de subduction Hellénique. En effet, nous avons pu remarquer la présence au sein des unités qui composent la couche sédimentaire, de réflecteurs inclinés à pendage Sud, de forte réflectivité, et qui recoupent la totalité de la couche sédimentaire. En surface, ces réflecteurs, qui, à priori, s'enracinent sur le réflecteur associé à la base de la couche sédimentaire, semblent modifier la topographie du fond de mer.

L'orientation de ces réflecteurs, et l'empreinte laissée par ces derniers dans la bathymétrie nous permet de faire l'hypothèse que ces derniers peuvent être associés à des marqueurs d'une structure en duplex en cours de formation. Ils pourraient correspondre à 2 voire 3 niveaux de décollement successifs qui s'enracineraient sur la base de la couche sédimentaire.

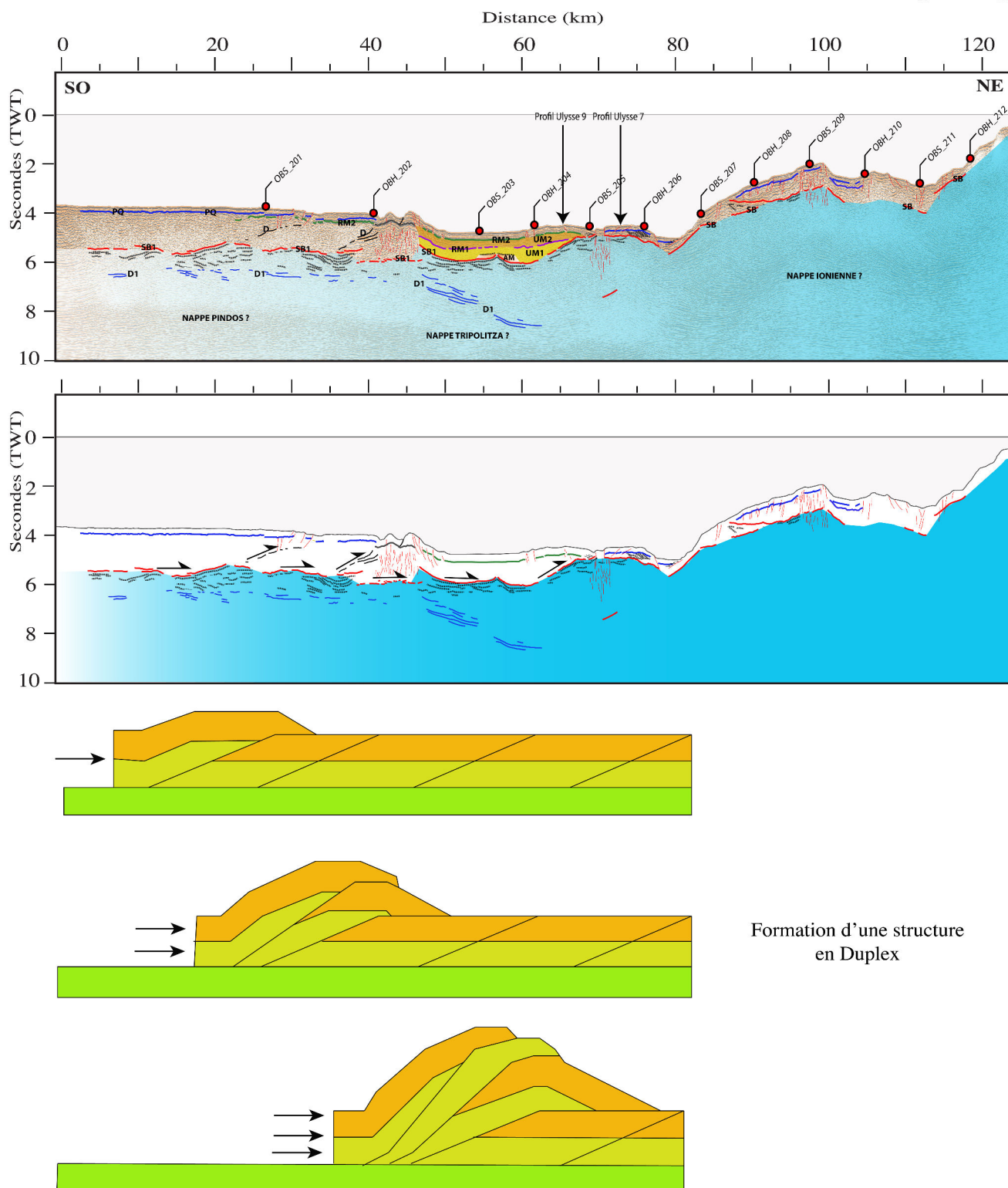


Figure 154 : Interprétation possible de niveaux de décollement intra-sédimentaires pouvant conduire à la formation d'une structure de type duplex

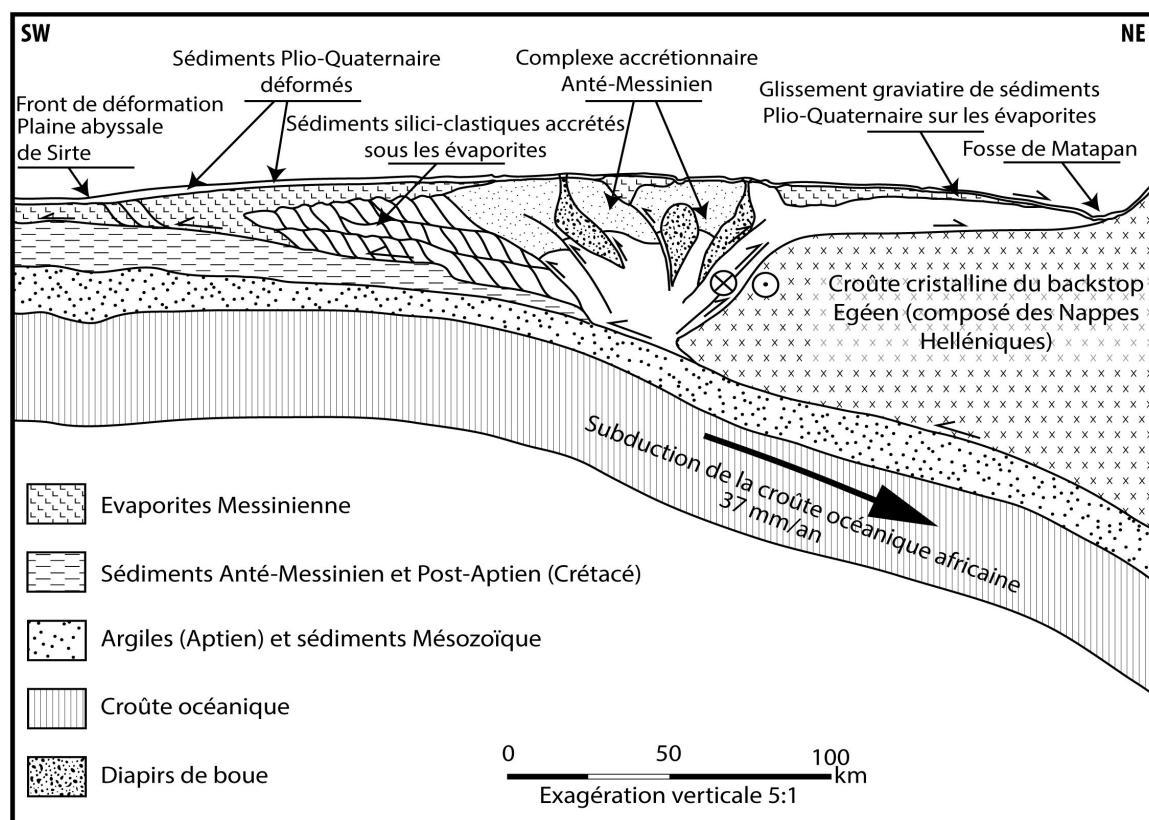


Figure 155 : Coupe interprétative des structures et unités composant la ride méditerranéenne, et la possibilité de présence d'unités sédimentaires provenant du prisme d'accrétion très en aval de la limite du backstop sur le domaine avant-arc. D'après (Westbrook and Reston, 2002).

La formation de ces structures serait associée à un effet à grande échelle de l'accrétion des sédiments au niveau de la ride méditerranéenne, qui conduirait à un mouvement compressif enregistré sur les unités sédimentaires qui reposent sur le butoir. Ce type d'hypothèse serait compatible avec l'interprétation proposée par (Westbrook and Reston, 2002) au travers de la ride méditerranéenne, et de la présence possible de sédiments issus du prisme d'accrétion déposés sur le domaine avant-arc, et sur une grande distance en amont de la limite du backstop.

Cette interprétation peut être discutée, en effet, car la présence d'un prisme d'accrétion étendu sur le domaine avant-arc au niveau d'une zone de subduction n'est pas observable dans d'autres zones de subduction (Noda, 2016). C'est pourquoi nous proposons une deuxième hypothèse, qui pourrait expliquer les variations de la topographie et les structures que nous pouvons observer dans le domaine Ionien, et que nous pourrions associer à des structures compressives.

En effet, comme le montre (Brun and Fort, 2011), et bien que leur étude soit axée sur la comparaison entre la modélisation analogique et la géologie de la tectonique salifère des marges passives. Nous pouvons remarquer une analogie entre les modèles que proposent ces auteurs, et les structures superficielles imagées sur les 30 premiers kilomètres.

Ces auteurs montrent sur leurs modèles analogiques, qu'une couche de sel, et dans notre cas, nous supposons fortement la présence d'unité messinienne dans cette zone, avec

une pente très faible, inférieure à 1° et pour une couche sédimentaire minimale de 1 kilomètre qui la recouvre, il est possible de modéliser des structures similaires à celles que nous pouvons observer.

Ainsi, sur les 30 premiers kilomètres du profil, seule la couche de sel, (ou une partie) de cette unité serait allochtone et proviendrait de l'extrémité du butoir, la couche anté-messinienne, si elle existe, pourrait s'être déposée sur le domaine avant-arc lors de sa mise en place, au Miocène.

Glissement Pur

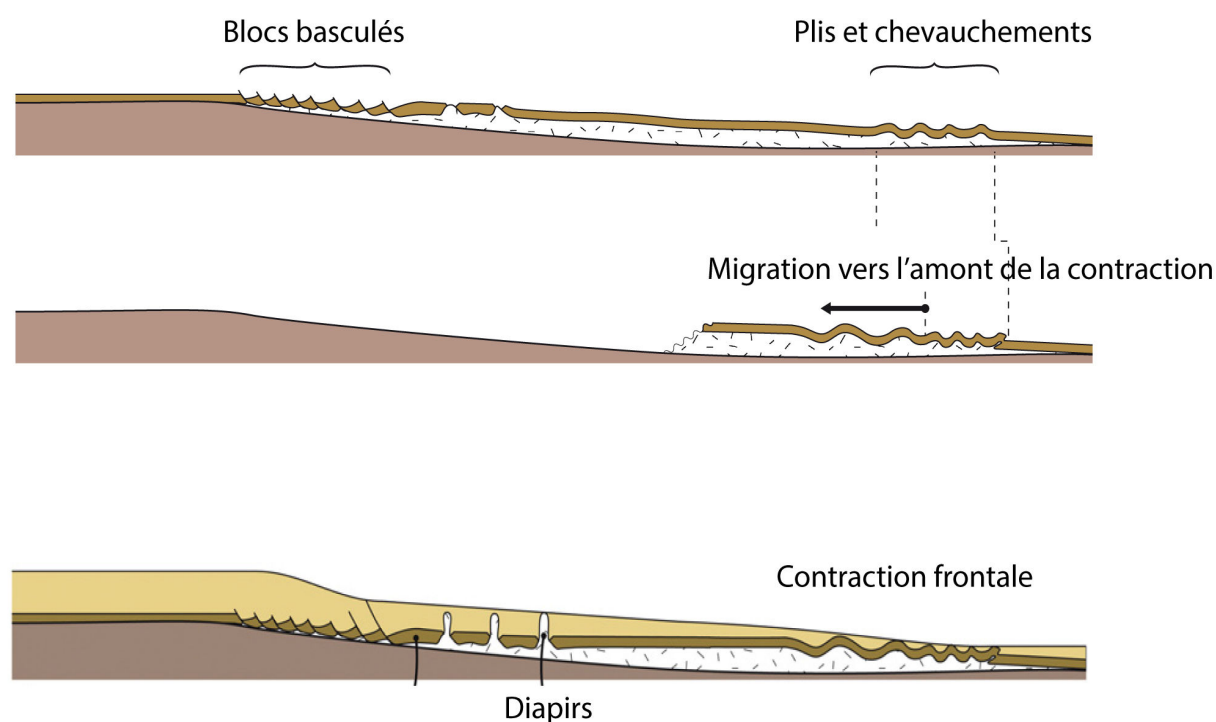


Figure 156 : Modèles analogiques proposés par (Brun and Fort, 2011) qui proposent la formation de plis et chevauchements en pied de pente des marges passives lié uniquement au glissement gravitaire d'une couche de sel sous-jacent, et ce pour une pente minimale de 1° . Figure modifiée d'après (Brun and Fort, 2011).

2.2. Domaine Egéen

Les données de sismique réflexion que nous avons pu observer dans le domaine Egéen nous ont permis de visualiser un bassin de grande envergure dont la géométrie profonde était inconnue auparavant, et au sein duquel nous avons pu identifier des unités associées à la crise messinienne. L'apport des données de sondeur de sédiments, nous a également permis d'observer les structures sédimentaires superficielles,

Ce bassin asymétrique, nous permet d'émettre un certain nombre d'hypothèses sur la mise en place de ce bassin, et son évolution actuelle. En effet, ce bassin, présente une extension polyphasée dont nous pouvons proposer une chronologie.

L'identification des unités associées au Messinien que nous avons pu observer au sein de ce bassin, nous montre que l'extension de ce dernier est anté-messinienne. La région

Egéenne a été marquée entre la fin de l'Oligocène et le milieu du Miocène par de l'extension arrière-arc (voir Chapitre 1) (Duchene et al., 2006; Gautier et al., 1999; Gautier and Brun, 1994; Lister et al., 1984), et que l'exhumation des unités métamorphiques dans la région crêtoise s'effectue jusqu'au Miocène Moyen (11-10 millions d'années) (Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., 1996). Le Sud et le Sud-Est de la région Egéenne subit une rotation horaire à cette époque (voir Chapitre 1) (Duermeijer et al., 2000; Haubold et al., 1997; Kissel and Laj, 1988; Van Hinsbergen et al., 2005; Van Hinsbergen and Schmid, 2012). Nous pouvons donc faire l'hypothèse que la mise en place de ce bassin soit synchrone à cette époque, c'est-à-dire au Miocène, et potentiellement au Tortonien, ce qui serait en accord avec ce que pouvait proposer (Bartole. et al., 1983), bien que ce dernier n'ait pas été en mesure, à l'époque, de visualiser les couches profondes de ce bassin.

L'extension de ce bassin, décomposé en deux bassins dans la partie Est, se serait poursuivie jusqu'au Messinien, dont nous avons pu identifier les unités associées à ces dépôts. Les unités sédimentaires post-messinienes montrent que l'extension se poursuit après le Messinien, mais avec une migration de la sédimentation dans le centre du bassin impliquant une subsidence du horst qui sépare au préalable les deux sous-bassins asymétriques. L'analyse des unités sédimentaires récentes, nous montrent finalement que ce bassin semble actuellement repris en compression.

Cette hypothèse conduit à une remise en question de la géodynamique dans cette région de la zone de subduction. Quelles sont les origines possibles pouvant permettre de la compression dans un domaine avant-arc qui est communément considéré en extension ?

Je propose ici une liste non-exhaustive des possibles mécanismes qui pourraient expliquer une compression actuelle enregistrée dans ce bassin.

Hypothèse 1 : Partitionnement du mouvement décrochant au niveau du backstop

Une étude proposée par (N. Chamot-Rooke et al., 2005) propose, par l'interprétation de la cartographie en Mer Méditerranée des failles actives et des volcans de boues, la présence d'une zone de cisaillement liée à la convergence oblique de la plaque africaine par rapport à la marge Hellénique, et la formation d'une possible structure en fleur positive dextre au niveau de la zone de contact entre le butoir et la prisme d'accrétion. Cette étude, est en accord avec l'interprétation proposée par (Westbrook and Reston, 2002).

La présence d'une telle structure caractérise un mouvement décrochant, associé à de la compression. On peut donc émettre l'hypothèse que ce décrochement, ne se localise pas uniquement au niveau de la zone de contact entre le backstop et le prisme d'accrétion, mais pourrait se distribuer jusque dans le Sud Egéen, et que la composante compressive que nous pourrions avoir observée dans le bassin soit associé à ce type de partitionnement.

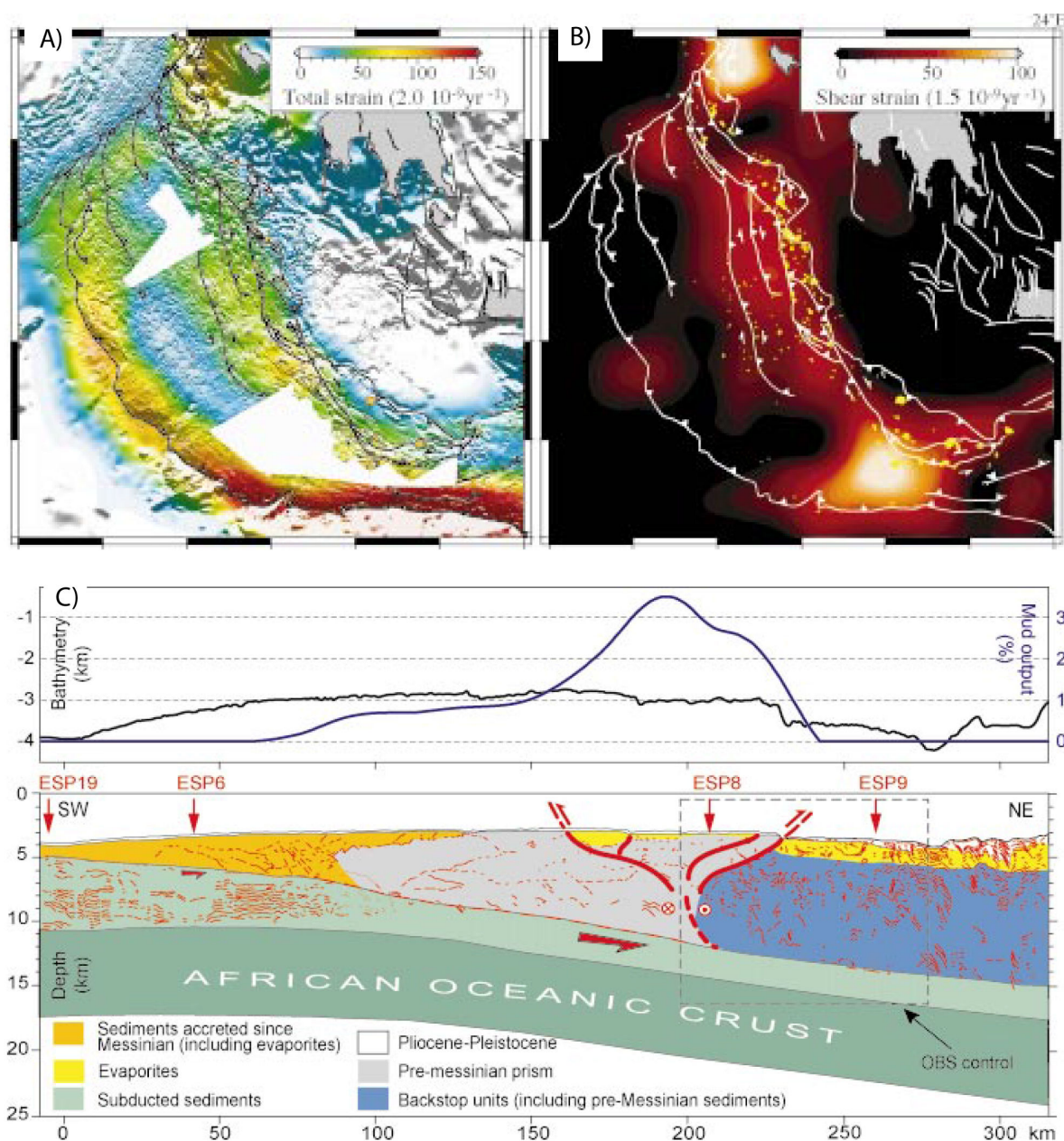


Figure 157 : A) Taux de contraintes horizontales obtenues par modélisation. B) Contraintes cisailantes issus du taux de contrainte horizontal. C) Interprétation des structures et cinématique associée du prisme d'accrétion et du backstop. Figure d'après (N. Chamot-Rooke et al., 2005)

Hypothèse 2 : Variation latérale dans la nature du panneau plongeant

Sur la cartographie des grandes unités en méditerranée orientale, nous pouvons remarquer une diminution de la largeur du prisme d'accrétion, ainsi qu'une avancée vers le Nord de la marge africaine, et plus précisément de la plateforme Cyrénaïque au Sud de la Crète. La distance séparant le domaine avant-arc de la marge continentale africaine dans cette zone est plus réduite que dans la région du Sud Péloponnèse ce qui suggère que la marge africaine à ce niveau commence à entrer en interaction avec le domaine avant-arc. En effet le panneau plongeant qui entre en subduction dans cette région, est probablement constitué d'un

matériel qui ne soit plus uniquement constitué de matériel associé à de la lithosphère océanique, mais correspondant à de la lithosphère qui se situe dans la zone de transition entre la lithosphère continentale et océanique. Ce changement dans la nature du panneau plongeant, pourrait conduire à une compression régionale dans cette région.

3. Le séisme de 365 AD

Concernant l'occurrence du séisme de 365 AD dans cette région de la zone de subduction, certains auteurs proposent le jeu d'une faille à pendage Nord (splay fault), qui s'enracinerait sur l'interplaque, et qui expliquerait l'absence de couplage sismique sur l'interface de subduction. Les données que nous avons pu visualiser et modéliser au cours de notre étude, ne nous permettent pas de visualiser cette faille.

Les données qui ont été acquises au cours de la campagne Ulysse se situent pourtant à l'Ouest de la Crête, et en considérant la possibilité de présence de cette faille, nous devrions avoir été en mesure de l'observer sur nos données. L'absence d'observation d'éléments nous permettant d'identifier une telle structure nous conduit à penser que cette faille n'est pas présente, et qu'à priori, le séisme de 365 AD se serait localisé au niveau de l'interplaque, cette interface étant la seule structure suffisamment importante pour avoir permis la nucléation d'un tel événement, de magnitude supérieure à 8 je le rappelle.

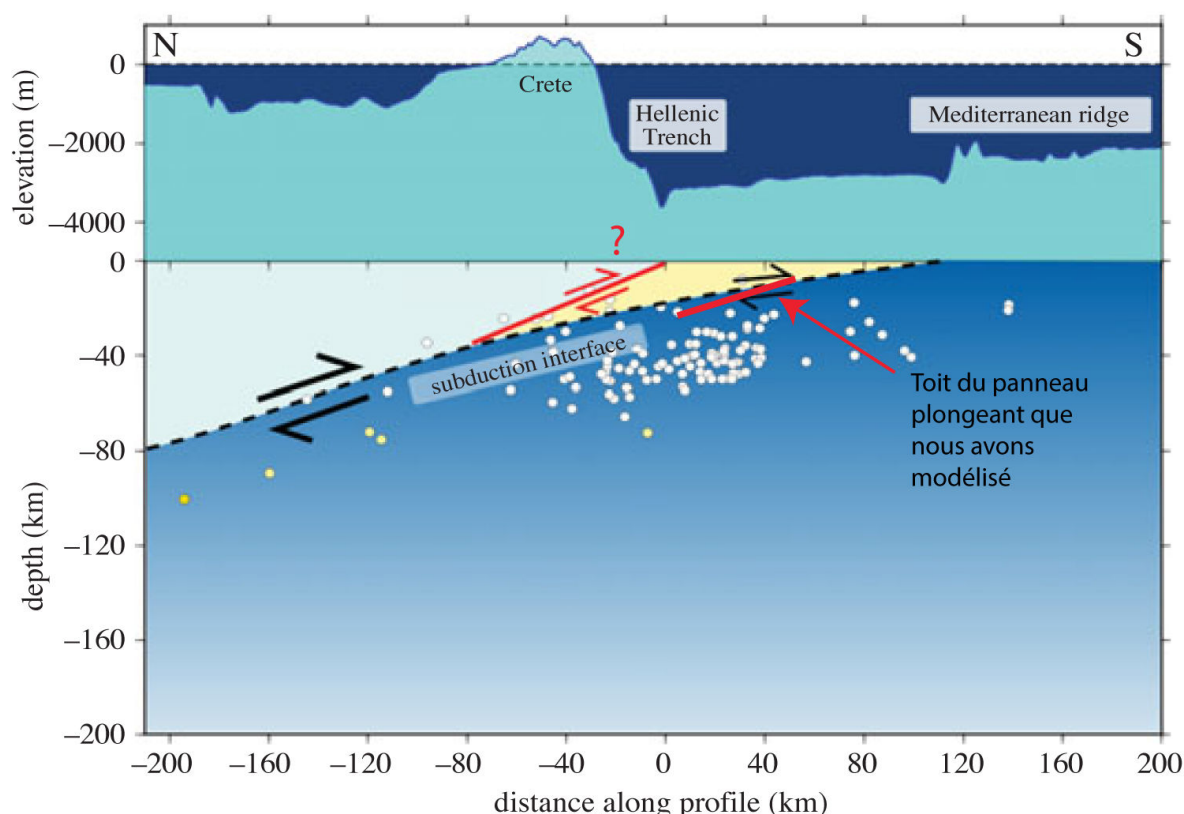


Figure 158 Localisation de l'interplaque et présence d'une faille inverse à l'origine possible du séisme de 365 AD proposé par (Shaw et al., 2008), sur cette figure j'ai également reporté la localisation du panneau plongeant que nous avons pu modéliser dans cette étude.

6. **C**onclusions et Perspectives

1. Conclusions

Le but de l'investigation sismique du domaine avant-arc Egéen de la zone de subduction Hellénique qui a été réalisée lors de la campagne Ulysse et dont je présente les premiers résultats dans le cadre cette thèse, s'inscrivent dans cette volonté d'apporter un éclairage et des éléments nouveaux sur la zone de nucléation du plus grand séisme historique connu en Méditerranée, et qui est paradoxalement considérée comme essentiellement asismique.

La question du couplage sismique dans cette zone, est largement débattue dans la littérature, et ce, notamment en raison de l'absence de contraintes sur la géométrie et l'architecture de la zone de contact entre la plaque Egéenne, et la lithosphère Ionienne en subduction.

Les modélisations géodésiques récentes montrent un très faible taux de raccourcissement du domaine avant-arc, qui conduisent une grande partie de la communauté scientifique à considérer ce segment de la subduction Hellénique comme faiblement couplée.

Cependant, ces modélisations reposent sur des mesures réalisées ponctuellement sur le domaine avant-arc, ce dernier étant presque totalement immergé. L'absence de point de mesures entre l'arc volcanique et l'extrémité du domaine avant-arc en mer ne permet pas de contraindre le champ de déformation dans cette région efficacement.

Ce travail, qui se base sur une analyse conjointe de données de sismique réflexion multi-trace, de données de sismique réfraction grand-angle et de données sismique haute résolution, apporte des éléments de réponse qui contribueront à une meilleure compréhension de cette région de la zone de subduction Hellénique. En effet, dans le cadre de cette thèse, j'ai pu apporter des éléments de contrainte sur :

- 1) La localisation du toit du panneau plongeant sous le domaine avant-arc :

La localisation du toit de la lithosphère océanique en subduction dans cette région apporte un élément de contrainte dans le cadre des modélisations géodésiques effectuées dans cette région. Ce résultat est une première étape vers une meilleure quantification du degré de couplage sismique de cette interface.

- 2) Confirmation de l'identification de la faille responsable du séisme de 365 AD :

L'absence de visualisation d'une faille s'enracinant sur l'interplaque à l'Est de la Crète et qui serait, selon certaines études considérée comme étant celle ayant rompu pour le séisme de 365 AD, remet en question la localisation de ce séisme. La localisation de ce séisme de magnitude supérieure à 8 au niveau de l'interplaque, qui semble être la seule structure majeure pouvant être à l'origine de ce méga-séisme remet en question le calcul du taux de moment sismique accumulé sur cette interface, et la notion de risque sismique dans cette région.

3) La topographie du socle du domaine avant-arc de la subduction :

La modélisation de la topographie du socle ainsi que sa visualisation sur les données de sismique multi-trace, va permettre d'améliorer la localisation de la sismicité offshore et identifier les failles potentiellement actives de ce domaine avant-arc en intégrant ces résultats dans le processus de relocalisation des séismes régionaux et notamment dans la partie marine de la région située entre le Sud Péloponnèse et la Crète.

4) La géodynamique récente (Post-Messinien) enregistrée dans le domaine avant-arc :

Dans le domaine Egéen, les structures observées, nous font envisager la possibilité que cette région que l'on pensait plutôt être caractérisée par de l'extension dans le contexte de retrait du slab est en fait soumise à un régime compressif récent, potentiellement post-Messinien et dont nous énumérons certaines origines possibles, notamment un possible mouvement décrochant associé à l'obliquité de la marge par rapport à la direction de convergence.

Dans la partie Ionienne, les figures sédimentaires compressives que nous avons pu observer, ainsi que l'identification d'unités messiniennes dans cette partie du domaine avant-arc, nous permet de proposer plusieurs interprétations, notamment un phénomène d'écoulement gravitaire lié à la présence des unités évaporitiques messiniennes, qui pourrait être associé au débordement du prisme sur le toit de la croûte avant-arc au fur et à mesure de la convergence de la plaque supérieure vers la fosse.

2. Perspectives

1) Concernant les données de sismique réflexion multi-trace :

L'acquisition conjointe des données de sismique multi-trace aux données de sismique grand-angle nous a permis de proposer un modèle de vitesse qui pourrait être utilisé pour effectuer une migration profondeur des données de sismique réflexion. Ce traitement appliqué aux données de la campagne Ulysse permettrait de mieux contraindre la géométrie réelle des unités sédimentaires et interfaces que nous avons pu identifier.

2) Concernant les données de sismique réfraction grand-angle :

Le modèle initial que nous avons utilisé pour effectuer ce travail d'inversion tomographique, nous l'avons fait en nous basant uniquement sur les temps d'arrivées que nous avons pu identifier sur les sections OBS/OBH du profil de sismique réfraction grand-angle. Il serait envisageable d'exploiter ces données en modélisant des temps de propagation ou des sismogrammes synthétiques permettant d'aider à la prise en compte de phases secondaires très tardives sur des interfaces à plus grandes profondeurs qui pourraient être ajoutées aux données.

3. Concernant les marqueurs d'une possible compression récente enregistrée dans le domaine avant-arc :

Les observations que nous avons pu faire sur le bassin du domaine Egéen, ont été effectuées à partir des données de sismique réflexion dite « lourde », qui a permis une bonne visualisation des structures profondes, et ce, au détriment de la résolution verticale, et à partir des données de sondeur de sédiments, qui nous a permis de visualiser les structures très superficielles avec une grande résolution.

Il serait intéressant de pouvoir avoir accès à des données de pénétration et résolution intermédiaire dans ce bassin, de type sismique rapide ou HR, qui nous permettrait de faire le lien entre nos données superficielles et profondes. Une campagne en mer de ce type, axée sur ce bassin, pourrait apporter des éléments de contrainte, pouvant confirmer ou infirmer nos observations et hypothèse quant à la reprise en compression possible de ce bassin.

7. **R**éférences Bibliographiques

- Angelier, J.,** Gigout, M., 1974. *Sur les plates-formes marines et la neotectonique Quaternaires* de la region d'Ierapetra (Crete, Grece). Comptes rendus l'académie des Sci. Paris 278, 2103–2106.
- Angelier, J.,** Lyberis, N., Le Pichon, X., Barrier, E., Huchon, P., 1982. *The tectonic development of the hellenic arc and the sea of crete: a synthesis*. Tectonophysics 86, 159–196.
- Armijo, R.,** Lyon-Caen, H., Papanastassiou, D., 1992. *East-West extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc*. Geology 20, 491–494.
- Armijo, R.,** Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, a, Papanastassiou, D., 1996. *Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean*. Geophys. J. Int. 126, 11–53. doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb05264.x
- Armijo, R.,** Papanastassiou, D., 2013. *East-west extension and Holocene normal- fault scarps in the Hellenic arc*. Geology 7613, 1992–1994. doi:10.1130/0091-7613(1992)
- Aubouin, J.,** 1959. *Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: Les confins de l'Epire et de la Thessalie; Place des Hellénides parmi les édifices structuraux de la Méditerranée orientale*.
- Aubouin, J.,** Bonneau, M., Davidson, J., Leboulenger, P., Matesco, S., Zambetakis, A., 1976. *Esquisse structurale de l'Arc égéen externe: des Dinarides aux Taurides*. Bull. la Société Géologique Fr. série 7 18, 327–336. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.2.327
- Auzende, J.-M.,** 1978. *Histoire tertiaire de Méditerranée Occidentale*.
- Badji, R.,** 2014. *Structure profonde de la croûte et potentiel pétrolier des bassins sédimentaires à l'ouest de l'algérie*.
- Badji, R.,** Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsì, M., Ribodetti, A., Benaissa, Z., Klingelhofer, F., Medaouri, M., Beslier, M.-O., 2014. *Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria : A witness of a Subduction-Transform Edge Propagator*
- Bartole., R.,** Catani., G., Lenardon., G., Vinci., A., 1983. *Tectonics and sedimentation of the southern aegean sea*.
- Becker, D.,** Meier, T., 2010. *Seismic Slip Deficit in the Southwestern Forearc of the Hellenic Subduction Zone*. Bull. Seismol. Soc. Am. 100, 325–342. doi:10.1785/0120090156
- Berkhout, A.J.,** Verschuur, E.J., 1995. *Estimation of multiple scattering by iterative inversion*. 65th Ann. Internat. Mtg 62, 715–718.
- Bertoni, C.,** Cartwright, J.A., 2006. *Controls on the basinwide architecture of late Miocene (Messinian) evaporites on the Levant margin (Eastern Mediterranean)* 189, 93–114. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.03.019
- Biju-Duval, B.,** Le Quéllec, P., Mascle, A., Renard, V., Valéry, P., 1982. *Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigations on the Barbados Ridge complex (Eastern Caribbean): A key to the knowledge and interpretation of an accretionary wedge*. Tectonophysics 86. doi:10.1016/0040-1951(82)90070-1
- Bird, P.,** 1991. *Lateral extrusion of lower crust from under high topography in the isostatic limit*. J. Geophys. Res. 96, 10275–10286. doi:10.1029/91JB00370

- Bohnhoff**, M., Makris, J., Papanikolaou, D., Stavrakakis, G., 2001. *Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data*. Tectonophysics 343, 239–262. doi:10.1016/S0040-1951(01)00264-5
- Bonneau**, M., 1984. *Correlation of the Hellenides nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction*. Geol. Soc. London.
- 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*.
- Brun**, J., Faccenna, C., 2007. *Slab Roll back , back-arc extension and exhumation of HP rocks in the eastern-Central Mediterranean* 9, 7962.
- Brun**, J., 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
- Brun**, J.P., Sokoutis, D., 2007. *Kinematics of the Southern Rhodope Core Complex (North Greece)*. Int. J. Earth Sci. 96, 1079–1099. doi:10.1007/s00531-007-0174-2
- Buick**, I.S., 1991. *The late Alpine evolution of an extensional shear zone, Naxos, Greece*. J. Geol. Soc. London. 148, 93–103. doi:10.1144/gsjgs.148.1.0093
- Chamot-Rooke**, N., Rabaute, A., Kreemer, C., 2005. *Western Mediterranean Ridge mud belt correlates with active shear strain at the prism-backstop geological contact*. Geology 33, 861–864. doi:10.1130/G21469.1
- Chamot-Rooke**, N., Rangin, C., Le Pichon, X., 2005. *DOTMED : A synthesis of deep marine data in eastern Mediterranean*.
- Chaumillon**, E., Mascle, J., 1995. *Variation latérale des fronts de déformation de la Ride méditerranéenne (Méditerranée orientale)*. Bull. la Soc. Géologique Fr. 5, 463–478. doi:10.2113/gssgfbull.166.5.463
- Chaumillon**, E., Mascle, J., Hoffmann, H.J., 1996. *Deformation of the western Mediterranean Ridge: Importance of Messinian evaporitic formations*. Tectonophysics 263, 163–190. doi:10.1016/S0040-1951(96)00035-2
- Christensen**, N.I., Mooney, W.D., 1995. *Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view*. J. Geophys. Res. Solid Earth 100, 9761–9788. doi:10.1029/95JB00259
- Chronis**, G., Lykousis, V., Anagnostou, C., Karageorgis, A., Stavrakakis, S., Poulos, S., 2000. *Sedimentological processes in the southern margin of the Cretan Sea (NE Mediterranean)*. Prog. Oceanogr. 46, 143–162. doi:10.1016/S0079-6611(00)00016-1
- Cita**, M.B., Rimoldi, B., 1997. *Geological and Geophysical evidence for a holocene tsunami deposit in the eastern mediterranean deep-sea record* 24, 293–304.
- Crittenden**, M., Coney, P., Davis, G., 1980. *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*.
- de Voogd, B., Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Huchon, P., Lallemand, S., Le Pichon, X., 1992. *Two-ship deep seismic soundings in the basins of the méditerrananean sea (Pasiphae cruise)*. Geophys. J. Int. 536–552. doi:10.1111/j.1365-246X.1992.tb00116.x
- Dijkstra**, E.W., 1959. *A Note on Two Probles in Connexion with Graphs*. Numer. Math. 1, 269–271. doi:10.1007/BF01386390

- Dinter**, D.A., Royden, L., 1993. *Late Cenozoic extension in northeastern Greece; Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex*. Geol. [Boulder] 21, 45–48. doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0045:LCEING>2.3.CO;2
- Dogliani**, C., Busatta, C., Bolis, G., Marianini, L., Zanella, M., 1996. *Structural evolution of the eastern Balkans (Bulgaria)*. Mar. Pet. Geol. 13, 225–251. doi:10.1016/0264-8172(95)00045-3
- Duchene**, S., Aissa, R., Vanderhaeghe, O., 2006. *Pressure-temperature-time evolution of metamorphic rocks from naxos (Cyclades, Greece): Constraints from thermobarometry and Rb/Sr dating*. Geodin. Acta 19, 301–321. doi:10.3166/ga.19.301-321
- Duermeijer**, C.E., Nyst, M., Meijer, P.T., Langereis, C.G., Spakman, W., 2000. *Neogene evolution of the Aegean arc: Paleomagnetic and geodetic evidence for a rapid and young rotation phase*. Earth Planet. Sci. Lett. 176, 509–525. doi:10.1016/S0012-821X(00)00023-6
- Dümmong**, S., Hübscher, C., 2011. *Seismic Atlas of the “Messinian Salinity Crisis” Markers in the Mediterranean and Black Seas*. Comm. Geol. Map World Mem. la Société Géologique Fr. Nouv. Série 57.
- El-Robrini**, M., 1986. *Evolution morphostructurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): influence de la néotectonique et de la sédimentation*.
- England**, P., Howell, A., Jackson, J., Synolakis, C., 2015. *Palaeotsunamis and tsunami hazards in the Eastern Mediterranean*. Philos. Trans. R. Soc.
- Evain**, M., 2011. *Structure sismique de la zone de subduction des Petites Antilles : implications sur les dimensions de la zone*.
- Fassoulas**, C., Kiliass, A., Mountrakis, D., 1994. *Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure-low-temperature rocks in the island of Crete*.pdf 13, 127–138.
- Feng**, Y.E., Yankelzon, A., Steinberg, J., Reshef, M., 2016. *Lithology and characteristics of the Messinian evaporite sequence of the deep Levant Basin , eastern Mediterranean*. Mar. Geol. 376, 118–131. doi:10.1016/j.margeo.2016.04.004
- Ferrière**, J., Reynaud, J.-Y., Pavlopoulos, A., Bonneau, M., Migiros, G., Chanier, F., Proust, J.-N., Gardin, S., 2004. *Geologic evolution and geodynamic controls of the Tertiary intramontane piggyback Meso-Hellenic basin, Greece*. Bull. la Soc. Géologique Fr. 175, 361–381. doi:10.2113/175.4.361
- Finetti**, I., 1976. *Mediterranean Ridge : a young submerged chain associated with the Hellenic Arc*. Boll. di Geofis. Teor. ed Appl. 19, 31–65.
- Finetti**, I., Morelli, C., 1972. *Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea*. Boll. di Geofis. Teor. ed Appl. 14, 291–342.
- Flemming**, N.C., 1978. *Holocene Eustatic Changes and Coastal Tectonics in the Northeast Mediterranean: Implications for Models of Crustal Consumption*. Philos. Trans. R. Soc. 289, 405–458.
- Gaki-Papanastassiou**, K., Karymbalis, E., Papanastassiou, D., Maroukian, H., 2009. *Quaternary marine terraces as indicators of neotectonic activity of the Ierapetra normal fault SE Crete (Greece)*. Geomorphology 104, 38–46. doi:10.1016/j.geomorph.2008.05.037

- Gallais, F., Gutscher, M.A., Graindorge, D., Chamot-Rooke, N., Klaeschen, D., 2011.** *A Miocene tectonic inversion in the Ionian Sea (central Mediterranean): Evidence from multichannel seismic data.* J. Geophys. Res. Solid Earth 116, 1–16. doi:10.1029/2011JB008505
- Ganas, A., Drakatos, G., Pavlides, S.B., Stavrakakis, G.N., Ziazia, M., Sokos, E., Karastathis, V.K., 2005.** *The 2001 Mw = 6.4 Skyros earthquake, conjugate strike-slip faulting and spatial variation in stress within the central Aegean Sea.* J. Geodyn. 39, 61–77. doi:10.1016/j.jog.2004.09.001
- Ganas, A., Parsons, T., 2009.** *Three-dimensional model of Hellenic Arc deformation and origin of the Cretan uplift.* J. Geophys. Res. 114, B06404. doi:10.1029/2008JB005599
- Gautier, P., Brun, J.P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J., Jolivet, L., 1999.** *Timing, kinematics and cause of Aegean extension: A scenario based on a comparison with simple analogue experiments.* Tectonophysics 315, 31–72. doi:10.1016/S0040-1951(99)00281-4
- Gurbuz, C., Aktar, M., Eyidogan, H., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A., Ergin, M., Türkelli, N., Polat, O., Üçer, S.B., Kuleli, S., Baris, S., Kaypak, B., Bekler, T., Zor, E., Bicmen, F., Yoruk, A., 2000.** *The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): Results from a microseismic experiment.* Tectonophysics 316, 1–17. doi:10.1016/S0040-1951(99)00253-X
- Gvirtzman, Z., Reshef, M., Buch-leviatan, O., Ben-avraham, Z., 2013.** *Intense salt deformation in the Levant Basin in the middle of the Messinian Salinity Crisis.* Earth Planet. Sci. Lett. 379, 108–119. doi:10.1016/j.epsl.2013.07.018
- Hall, R., Audley-Charles, M., Carter, D., 1984.** *The significance of Crete for the evolution of the Eastern Mediterranean.* Geol. Soc. London.
- Haubold, H., Scholger, R., Kondopoulou, D., Mauritsch, H.J., 1997.** *New paleomagnetic results from the Aegean extensional province.* Geol. en Mijnbouw. Netherlands J. Geosci. 76, 45–55.
- Heezen, B., Ewing, M., 1963.** *The mid-oceanic ridge.* Sea 3, 388–410.
- Hieke, W., 2000.** *Transparent layers in seismic reflection records from the central Ionian Sea (Mediterranean)—evidence for repeated catastrophic turbidite sedimentation during the Quaternary.* Sediment. Geol. 135, 89–98. doi:10.1016/S0037-0738(00)00065-8
- Hieke, W., Hirschleber, H.B., Dehghani, G.A., 2005.** *The Ionian Abyssal Plain (central Mediterranean Sea): Morphology , subbottom structures and geodynamic history – an inventory* 279–310. doi:10.1007/s11001-004-2173-z
- Hirn, A., Sachpazi, M., Siliqi, R., Bride, J.M., Marnelis, F., Cernobori, L., 1996.** *A traverse of the ionian islands front with coincident normal incidence and wide-angle seismics.* Tectonophysics 264, 35–49. doi:10.1016/S0040-1951(96)00116-3
- Howe, T.M., Bird, P., 2010a.** *Exploratory models of long-term crustal flow and resulting seismicity across the Alpine-Aegean orogen.* Tectonics 29, n/a-n/a. doi:10.1029/2009TC002565
- Howe, T.M., Bird, P., 2010b.** *Exploratory models of long-term crustal flow and resulting seismicity across the Alpine-Aegean orogen.* Tectonics 29, n/a-n/a. doi:10.1029/2009TC002565

- Howell, A., Jackson, J., England, P., Higham, T., Synolakis, C., 2015.** *Late Holocene uplift of Rhodes, Greece: evidence for a large tsunamigenic earthquake and the implications for the tectonics of the eastern Hellenic Trench System.* Geophys. J. Int. 203, 459–474. doi:10.1093/gji/ggv307
- Inuma, T., Ohzono, M., Ohta, Y., Miura, S., 2011.** *Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake ($M 9.0$) estimated based on GPS data — Was the asperity in Miyagi-oki ruptured.* 1987, 643–648. doi:10.5047/eps.2011.06.013
- Jenyon, M.K., 1986.** *Salt tectonics.* Kluwer Acad. Publ.
- Jolivet, L., Brun, J.P., 2010.** *Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean.* Int. J. Earth Sci. 99, 109–138. doi:10.1007/s00531-008-0366-4
- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000a.** *Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision.* Tectonics 19, 1095–1106. doi:10.1029/2000TC900018
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffe, B., Burov, E., Agard, P., 2003.** *Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens.* Am. J. Sci. 303, 353–409.
- Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M., Bonneau, M., 1996.** *Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks.* Tectonics 15, 1129. doi:10.1029/96TC01417
- Jolivet, L., Labrousse, L., Agard, P., Lacombe, O., Bailly, V., Lecomte, E., Mouthereau, F., Mehl, C., 2010.** *Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the Corinth Rift and the Aegean.* Tectonophysics 483, 287–304. doi:10.1016/j.tecto.2009.11.001
- Jones, G., Robertson, A.H.F., 1991.** *Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece.* Geol. Soc. London.
- Jones, K.A., Warner, M., Meur, D. Le, Pascal, G., Tay, P.L., Group, W., 2002.** *Wide-angle images of the Mediterranean Ridge backstop structure.* Mar. Geol. 186, 145–166.
- Kastens, K.A., 1991.** *Rate of outward growth of the Mediterranean ridge accretionary complex.* Tectonophysics 199, 25–50. doi:10.1016/0040-1951(91)90117-B
- Kastens, K., Mascle, J., 1992.** *Did a glacioeustatic sea-level drop trigger the messinian salinity crisis in the mediterranean ?*
- Keeley, M.L., 1994.** *Phanerozoic evolution of the basins of Northern Egypt and adjacent areas.* Geol. Rundschau 83, 728–742.
- Kissel, C., Laj, C., 1988.** *The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction.* Tectonophysics 146, 183–201. doi:10.1016/0040-1951(88)90090-X
- Klingelhoefer, F., Gutscher, M., Ladage, S., Dessa, J., Graindorge, D., Franke, D., Andre, C., Permana, H., Yudistira, T., Chauhan, A., 2010.** *Limits of the seismogenic zone in the epicentral region of the 26 December 2004 great Sumatra-Andaman earthquake : Results from seismic refraction and wide-angle reflection surveys and thermal modeling* 115, 1–23. doi:10.1029/2009JB006569
- Knapmeyer, M., Harjes, H., 2000.** *Imaging crustal discontinuities and the downgoing slab beneath western Crete.*

- Kokinou**, E., Kamberis, E., 2009. *The structure of the Kythira-Antikythira strait, offshore SW Greece (35.7 -36.6 N)*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 311, 343–360. doi:10.1144/SP311.14
- Kopf**, A., 2003. *The Mediterranean Ridge: A mass balance across the fastest growing accretionary complex on Earth*. J. Geophys. Res. 108, 2372. doi:10.1029/2001JB000473
- Korenaga**, J., Holbrook., W., Kent., G., Kelemen., P., Detrick., R., Larsen., H., Hopper., J., Dahl-Jensen., T., 2000. *Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography*.
- Krohe**, A., Mposkos, E., 2002. *Multiple generations of extensional detachments in the Rhodope Mountains (northern Greece): evidence of episodic exhumation of high-P rocks*. Geol. Soc. London 204, 151–178. doi:10.1144/GSL.SP.2002.204.01.10
- Laigle**, M., Hirn, A., Sachpazi, M., Clement, C., 2002. *Seismic coupling and structure of the Hellenic subduction zone in the Ionian Islands region*. Earth Planet. Sci. Lett. 200, 243–253.
- Lallemant**, S., Truffert, C., Jolivet, L., Henry, P., Chamot-Rooke, N., de Voogd, B., 1994. *Spatial transition from compression to extension in the Western Mediterranean Ridge accretionary complex*. Tectonophysics 234, 33–52. doi:10.1016/0040-1951(94)90203-8
- Lay**, T., Ammon, C.J., Kanamori, H., Xue, L., Kim, M.J., 2011. *Possible large near-trench slip during the 2011 M w 9 . 0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake* 687–692. doi:10.5047/eps.2011.05.033
- Le Meur**, D., 1997. *Etude géophysique de la structure profonde et de la tectonique active de la partie occidentale de la Ride Méditerranéenne*.
- Le Pichon**, X., 1982. *Land-Locked oceanic basins and continental collision: The Eastern Mediterranean as a case example, Mountain building processes*.
- Le Pichon**, X., Angelier, J., Osmaston, M.F., Stegena, L., 1981. *The Aegean Sea [and Discussion]*. Philos. Trans. R. Soc. 300.
- Le Quellec**, P., Mascle, J., Got, H., Vittori, J., 1980. *Seismic Structure of Southwestern Peloponnesus Continental Margin*. AAPG 64, 243–263.
- Lister**, G., Banga, G., Feenstra, A., 1984. *Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece*. Geology 12, 221–225.
- Lofi**, J., Sage, F., Deverchère, J., Loncke, L., Maillard, A., Gaullier, V., Thinon, I., Gillet, H., Guennoc, P., Gorini, C., 2011. *Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis*. Bull. la Société Géologique Fr. 182, 163–180.
- Lyberis**, N., Angelier., J., Barrier., E., Lallemant., S., 1982. *Active deformation of a segment of arc: the strait of Kythira, Hellenic arc, Greece*. J. Struct. Geol. 4.
- Makropoulos**, K., Kaviris, G., Kouskouna, V., 2012. *An updated and extended earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1900*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12, 1425–1430. doi:10.5194/nhess-12-1425-2012
- Marsellos**, a. E., Kidd, W.S.F., 2008. *Extension and Exhumation of the Hellenic Forearc Ridge in Kythera*. J. Geol. 116, 640–651. doi:10.1086/591995

- Masle**, J., Chaumillon, E., 1998. *An overview of Mediterranean Ridge collisional accretionary complex as deduced from multichannel seismic data*. *Geo-Marine Lett.* 18, 81–89.
- Mcclusky**, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., 2000. *Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern*. *J. Geophys. Res.* 105, 5695–5719.
- Meier**, T., Rische, M., Endrun, B., Vafidis, a, Harjes, H.-P., 2004. *Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic networks*. *Tectonophysics* 383, 149–169. doi:10.1016/j.tecto.2004.02.004
- Meléndez**, A., Sallarès, V., Ranero, C., McIntosh, K., 2009. *Seismic structure of the Nicaragua convergent margin by travel time tomographic inversion of wide-angle seismic data*. *Assembly* 11, 2009.
- Minelli**, L., Faccenna, C., 2010. *Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean)* 29, 1–21. doi:10.1029/2009TC002562
- Moser**, T., 1991. *Shortest path calculation of seismic rays*. *Geophysics* 56, 59–67.
- Nakanishi**, I., Yamaguchi, K., 1986. *A Numerical Experiment on Nonlinear Image Reconstruction From First-Arrival Times for Two-Dimensional Island Arc Structure*. *Lett. J. Phys. Earth* 34, 195–201. doi:10.4294/jpe1952.34.195
- Netzeband**, G.L., Hübscher, C.P., Gajewski, D., 2006. *The structural evolution of the Messinian evaporites in the Levantine Basin* 230, 249–273. doi:10.1016/j.margeo.2006.05.004
- Nocquet**, J.-M., 2012. *Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results*. *Tectonophysics* 579, 220–242. doi:10.1016/j.tecto.2012.03.037
- Noda**, A., 2016. *Forearc basins: Types, geometries, and relationships to subduction zone dynamics*. *Geol. Soc. Am. Bull.* 128, 879–895.
- Nolet**, G., 2008. *A breviary of seismic tomography*. Cambridge Univ. Press 345. doi:10.1017/CBO9780511984709
- Ozawa**, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., Imakiire, T., 2011. *Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake*. *Nature* 475, 373–376. doi:10.1038/nature10227
- Papadopoulos**, G.A., Baskoutas, I., Fokaefs, A., 2014. *Historical seismicity of the Kyparissiakos Gulf , western Peloponnese , Greece*. *Boll. di Geofis. Teor. ed Appl.* 55, 389–404. doi:10.4430/bgta0096
- Papadopoulos**, G.A., Karastathis, V., Charalampakis, M., Fokaefs, A., 2009. *A Storm of Strong Earthquakes in Greece During 2008*. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union* 90, 425–440.
- Papanikolaou**, D., Vassilakis, E., 2010. *Thrust faults and extensional detachment faults in Cretan tectono-stratigraphy: Implications for Middle Miocene extension*. *Tectonophysics* 488, 233–247. doi:10.1016/j.tecto.2009.06.024

- Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M., 2000.** *The geometry of the Wadati – Benio ff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc.* Tectonophysics 319, 275–300.
- Pearce, D., Rondenay, S., Sachpazi, M., Charalampakis, M., Royden, L.H., 2012.** *Seismic investigation of the transition from continental to oceanic subduction along the western Hellenic subduction Zone.* J. Geophys. Res. Solid Earth 117, 1–18. doi:10.1029/2011JB009023
- Peter, Y., Kahle, H.G., Cocard, M., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D., 1998.** *Establishment of a continuous GPS network across the Kephallonia Fault Zone, Ionian islands, Greece.* Tectonophysics 294, 253–260. doi:10.1016/S0040-1951(98)00103-6
- Pichon, X. Le, 1995.** *Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics.* ... Solid Earth (1978– ... 100, 675–690.
- Pichon, X. Le, Angelier, J., 1979.** *The hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern mediterranean area.* Tectonophysics 60, 1–42. doi:10.1016/0040-1951(79)90131-8
- Pichon, X. Le, Lallemand, S., 2002.** *The Mediterranean Ridge backstop and the Hellenic nappes.* Mar. Geol. 186, 111–125.
- Piper, G.P.-P.D.J.W., 2002.** *The igneous rocks of Greece.* Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, Germany.
- Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G., Gasperini, L., 2013.** *Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami.* Sci. Rep. 3, 1285. doi:10.1038/srep01285
- Price, S., Higham, T., Nixon, L., Moody, J., 2002.** *Relative Sea-Level Changes in Crete : Reassessment of Radiocarbon Dates from Sphakia and West Crete.* Annu. Br. Sch. Athens 97, 171–200.
- Rawlinson, N., Pozgay, S., Fishwick, S., 2010.** *Seismic tomography: A window into deep Earth.* Phys. Earth Planet. Inter. 178, 101–135. doi:10.1016/j.pepi.2009.10.002
- Rawlinson, N., Sambridge, M., 2003.** *Seismic Traveltime Tomography of the Crust and Lithosphere.* Adv. Geophys. 46, 81–198. doi:10.1016/S0065-2687(03)46002-0
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S., Vernant, P., 2010.** *Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone.* Tectonophysics 488, 22–30. doi:10.1016/j.tecto.2009.05.027
- Reston, T.J., Fruehn, J., Huene, R. Von, Group, I.W., 2002.** *The structure and evolution of the western Mediterranean Ridge.* Mar. Geol. 186, 83–110.
- Ricou, L.E., Burg, J.P., Godfriaux, I., Ivanov, Z., 1998.** *Rhodope and Vardar: The metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe.* Geodin. Acta 11, 285–309. doi:10.1016/S0985-3111(99)80018-7
- Ring, U., Reischmann, T., 2002.** *The weak and superfast Cretan detachment, Greece:exhumation at subduction rates in extruding wedges.* J. Geol. Soc. London 159, 225–228.

- Robertson**, a. H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, a., Morris, a., Pickett, E., Sharp, I., Ustaomer, T., 1996. *Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic-Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 105, 239–263. doi:10.1144/GSL.SP.1996.105.01.22
- Rohais**, S., 2007. *Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce) : analyse de terrain, modélisation expérimentales et numériques*.
- Roveri**, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lo, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Camerlenghi, A., Lange, G. De, Govers, R., Hilgen, F.J., Hübscher, C., Th, P., Stoica, M., 2014. *The Messinian Salinity Crisis : Past and future of a great challenge for marine sciences* 352, 25–58. doi:10.1016/j.margeo.2014.02.002
- Ryan**, W.B., Hsü, K., Cita, M., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Wezel, F., 1973. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*.
- Ryan**, W.B.F., Kastens, K.A., Cita, M.B., 1982. *Geological evidence concerning compressional tectonics in the eastern mediterranean*. Tectonophysics 86. doi:10.1016/0040-1951(82)90068-3
- Sachpazi**, M., Galvé, A., Laigle, M., Hirn, A., Sokos, E., Serpetsidaki, A., 2007. *Moho topography under central Greece and its compensation by Pn time-terms for the accurate location of hypocenters : The example of the Gulf of Corinth 1995 Aigion earthquake*. Tectonophysics 440, 53–65. doi:10.1016/j.tecto.2007.01.009
- Sachpazi**, M., Laigle, M., Charalampakis, M., Diaz, J., Kissling, E., Gesret, A., Becel, A., Flueh, E., Miles, P., Hirn, A., 2016. *Segmented Hellenic slab rollback driving Aegean deformation and seismicity*. Geophys. Res. Lett. 1–8. doi:10.1002/2015GL066818
- Sallarès**, V., Gailler, A., Gutscher, M.-A., Graindorge, D., Bartolomé, R., Gràcia, E., Díaz, J., Dañobeitia, J.J., Zitellini, N., 2011. *Seismic evidence for the presence of Jurassic oceanic crust in the central Gulf of Cadiz (SW Iberian margin)*. Earth Planet. Sci. Lett. 311, 112–123. doi:10.1016/j.epsl.2011.09.003
- Sallarès**, V., Meléndez, A., Prada, M., Ranero, C.R., McIntosh, K., Grevemeyer, I., 2013. *Overriding plate structure of the Nicaragua convergent margin: Relationship to the seismogenic zone of the 1992 tsunami earthquake*. Geochemistry, Geophys. Geosystems 14, 3436–3461. doi:10.1002/ggge.20214
- San Pedro**, L., Babonneau, N., Gutscher, M.-A., Cattaneo, A., 2016. *Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data*. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2016.05.005
- Sato**, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., Asada, A., 2011. *Displacement Above the Hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake*. doi:10.1126/science.1207401
- Sharland**, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Simmons, M.D., 2001. *The Chrono-sequence stratigraphy of the Arabian Plate*. GeoArabia Spec Publ.
- Shaw**, B., Ambraseys, N.N., England, P.C., Floyd, M.A., Gorman, G.J., Higham, T.F.G., Jackson, J.A., Nocquet, J., Pain, C.C., Piggott, M.D., 2008. *Eastern Mediterranean tectonics and tsunami hazard inferred from the AD 365 earthquake*. Nature 1. doi:10.1038/ngeo151

- Shaw, B., Jackson, J., 2010.** *Earthquake mechanisms and active tectonics of the Hellenic subduction zone*. Geophys. J. Int. 181, 966–984. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04551.x
- Shaw, P.R., Orcutt, J. a, 1985.** *Waveform inversion of seismic refraction data and application to young Pacific crust*. Geophys. J. R. Astr. Soc. 82, 375–414.
- Shulgin, A., Kopp, H., Klaeschen, D., Papenberg, C., Tilmann, F., Flueh, E.R., Franke, D., 2013.** *Subduction system variability across the segment boundary of the 2004 / 2005 Sumatra megathrust earthquakes*. Earth Planet. Sci. Lett. 365, 108–119. doi:10.1016/j.epsl.2012.12.032
- Sodoudi, F., Brüstle, A., Meier, T., Kind, R., Friederich, W., 2015.** *Receiver function images of the Hellenic subduction zone and comparison to microseismicity* 5194. doi:10.5194/se-6-135-2015
- Sodoudi, F., Kind, R., Hatzfeld, D., Priestley, K., Hanka, W., Wylegalla, K., Stavrakakis, G., Vafidis, A., Harjes, H., Bohnhoff, M., 2006.** *Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions* 111, 1–23. doi:10.1029/2005JB003932
- Sokoutis, D., Brun, J., Van Den Driessche, J., Pavlides, S., 1993.** *A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension*. J. Geol. Soc. London 150, 243–246. doi:10.1144/gsjgs.149.6.0867
- Sotiropoulos, S., Kamberis, E., Triantaphyllou, M. V., Doutsos, T., 2003.** *Thrust sequences in the central part of the External Hellenides*. Geol. Mag. 140, 661–668. doi:10.1017/S0016756803008367
- Stampfli, M., Vavassis, I., De Bono, A., Rosselet, F., Matti, B., Bellini, M., 2003.** *Remnants of the Paleotethys oceanic suture- zone in the western Tethyan area . Stratigraphic and structural evolution on the Late Carboniferous to Triassic Continental and Marine Suc ... Bolletino la Soc. Geol. Int. 2.*
- Stiros, S.C., 2010a.** *The 8.5+ magnitude, AD365 earthquake in Crete: Coastal uplift, topography changes, archaeological and historical signature*. Quat. Int. 216, 54–63. doi:10.1016/j.quaint.2009.05.005
- Stiros, S.C., 2001.** *The AD 365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in the Eastern Mediterranean : a review of historical and archaeological data* 23, 545–562.
- Suckale, J., Rondenay, S., Sachpazi, M., Charalampakis, M., Hosa, A., Royden, L.H., 2009.** *High-resolution seismic imaging of the western Hellenic subduction zone using teleseismic scattered waves*. Geophys. J. Int. 178, 775–791. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04170.x
- Taylor, B., Weiss, J.R., Goodliffe, A.M., Sachpazi, M., Laigle, M., Hirn, A., 2011.** *The structures, stratigraphy and evolution of the gulf of Corinth rift, Greece*. Geophys. J. Int. 185, 1189–1219. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05014.x
- Taymaz, T., Jackson, J., Westaway, R., Sciences, G., Road, S., Dhle, D., 1990.** *Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete* 695–731.
- Thiebault, F., 1982.** *Evolution géodynamique des Hellénides extenres en Péloponnèse méridional (Grèce)*.
- Tichelaar, B., Ruff, L., 1993.** *Depth of seismic coupling along subduction zones*. J. Geophys.

- Res. 98, 2017. doi:10.1029/92JB02045
- Tobergte**, D.R., Curtis, S., 1970. *Site 374 : Messina Abyssal Plain, Journal of Chemical Information and Modeling*. doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- Trotet**, F., Jolivet, L., Vidal, O., 2001. *Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece)*. *Tectonophysics* 338, 179–206. doi:10.1016/S0040-1951(01)00138-X
- Truffert**, C., 1992. *De la compression de la Ride Méditerranéenne à l'extension en mer Egée*, Géodynamique de la Méditerranée orientale.
- Truffert**, C., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Voogd, B., Huchon, P., Pichon, X., 1993. *The Crust of the Western Mediterranean Ridge From Deep Seismic Data and Gravity Modelling*. *Geophys. J. Int.* 114, 360–372. doi:10.1111/j.1365-246X.1993.tb03924.x
- Vamvaka**, A., Kiliyas, A., Mountrakis, D., Papaoikonomou, J., 2006. *Geometry and structural evolution of the Mesohellenic trough (Greece): a new approach*. *Geol. Soc. London*.
- Van Hinsbergen**, D., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulenkamp, J.E., Wortel, R., 2005. *Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece*. *Geology* 33, 325. doi:10.1130/G20878.1
- Van Hinsbergen**, D.J.J., Schmid, S.M., 2012. *Map view restoration of Aegean-West Anatolian accretion and extension since the Eocene*. *Tectonics* 31, 1–40. doi:10.1029/2012TC003132
- Vandenberg**, L.C., Lister, G.S., 1996. *Structural analysis of basement tectonites from the Aegean metamorphic core complex of Ios, Cyclades, Greece*. *J. Struct. Geol.* 18, 1437–1454. doi:10.1016/S0191-8141(96)00068-5
- Vanderhaeghe**, O., Teyssier, C., 2001. *Partial melting and flow of orogens*. *Tectonophysics* 342, 451–472. doi:10.1016/S0040-1951(01)00175-5
- Vernant**, P., Reilinger, R., McClusky, S., 2014. *Geodetic evidence for low coupling on the Hellenic subduction plate interface*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 385, 122–129. doi:10.1016/j.epsl.2013.10.018
- Westbrook**, G.K., Reston, T.J., 2002. *The accretionary complex of the Mediterranean Ridge : tectonics , fluid flow and the formation of brine lakes an introduction to the special issue of Marine Geology*. *Mar. Geol.* 186, 1–8.
- Wyss**, M., Baer, M., 1981. *Earthquake Hazard in the Hellenic Arc*. *Earthq. Predict.* 4.
- Yem**, L.M., Camera, L., Mascle, J., Ribodetti, A., 2011. *Seismic stratigraphy and deformational styles of the offshore Cyrenaica (Libya) and bordering Mediterranean Ridge*. *Geophys. J. Int.* 185, 65–77. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.04928.x
- Yilmaz**, O., 1987. *Seismic data processing, in: Investigations in Geophysics*.
- Zelt**, B.C., Taylor, B., Sachpazi, M., Hirn, A., 2005. *Crustal velocity and Moho structure beneath the Gulf of Corinth, Greece*. *Geophys. J. Int.* 162, 257–268. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02640.x
- Zelt**, C.A., 1998. *Lateral velocity resolution from three-dimensional seismic refraction data*. *Geophys. J. Int.* 135, 1101–1112. doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00695.x
- Zelt**, C.A., Barton, P., 1998. *Three-dimensional seismic refraction tomography: A*

comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin. J. Geophys. Res. 103, 7187–7210.

Zelt, C. a., Smith, R.B., 1992. *Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure.* Geophys. J. Int. doi:10.1111/j.1365-246X.1992.tb00836.x

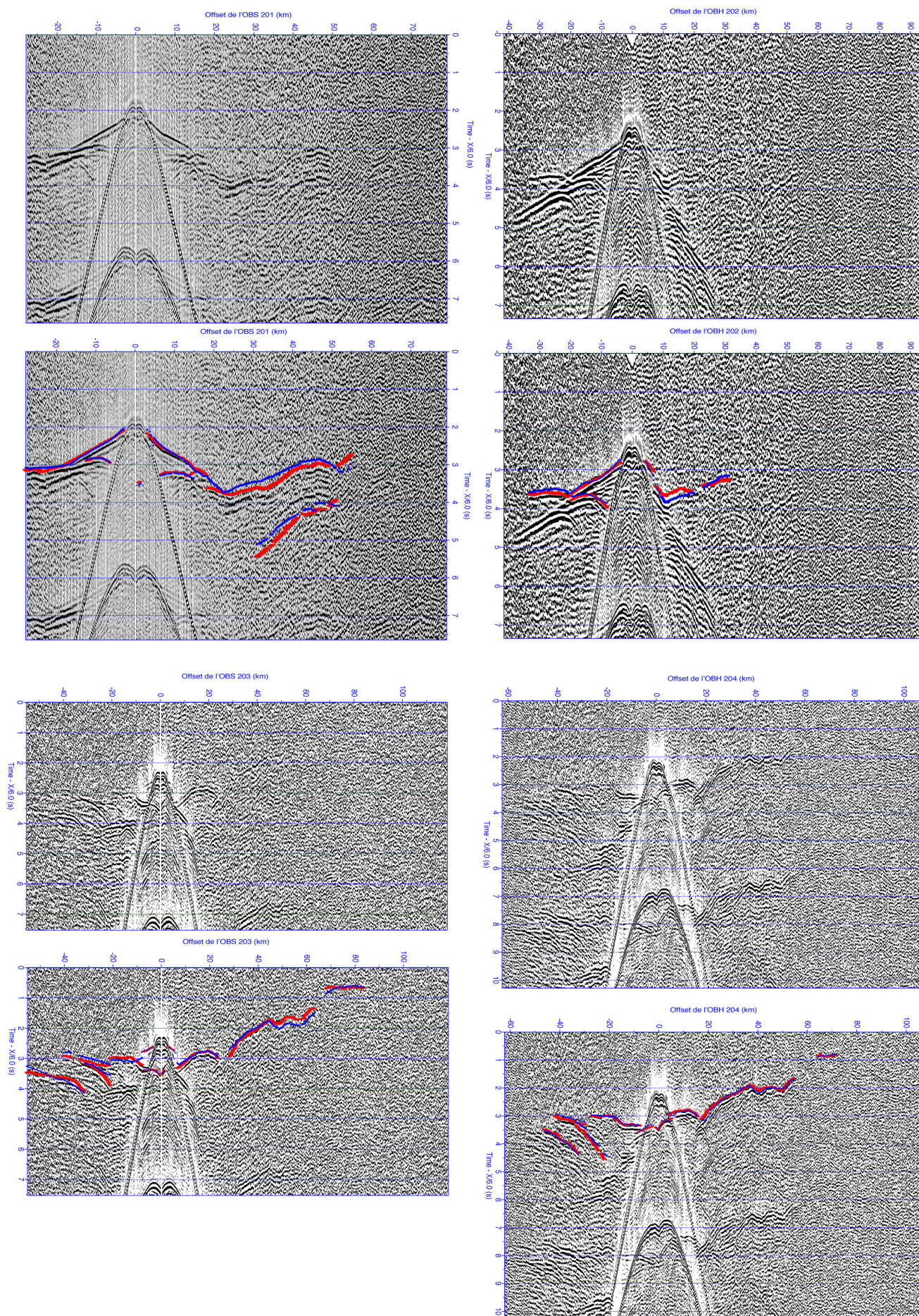
8. **A**nnexes

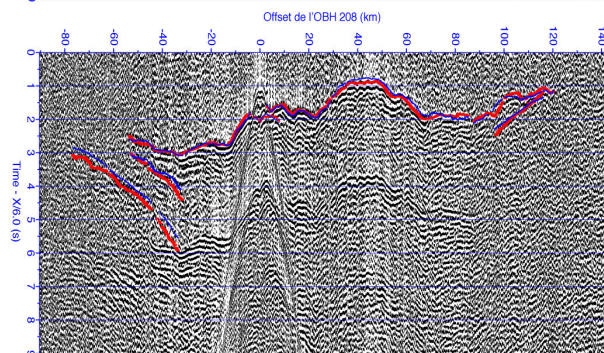
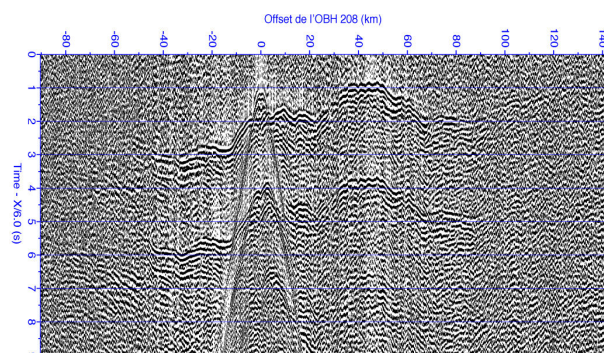
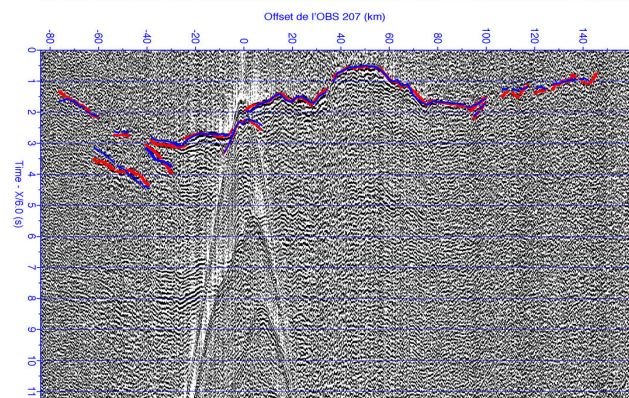
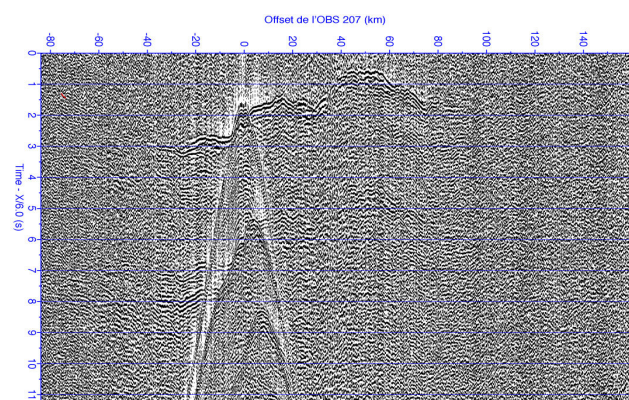
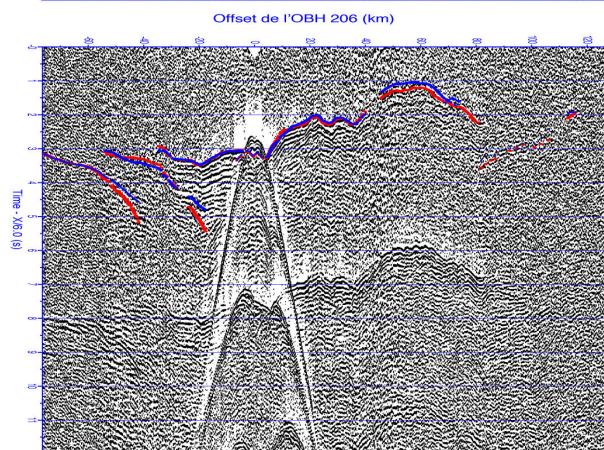
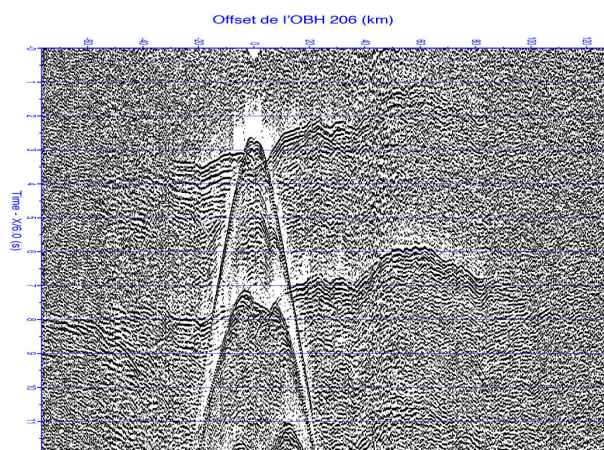
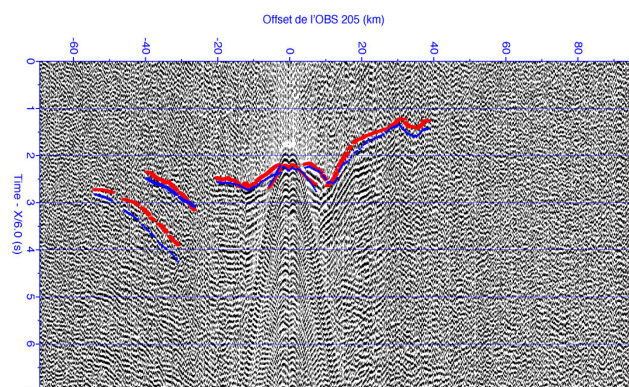
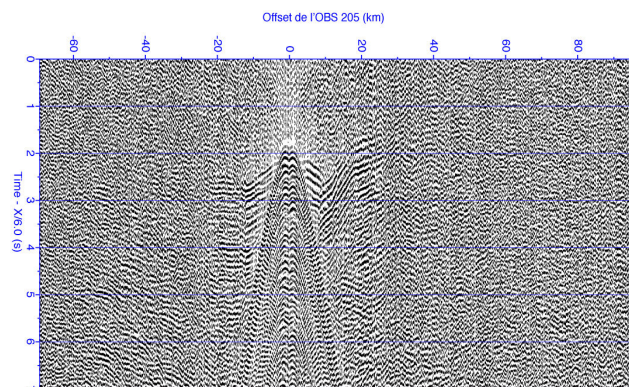
1) Annexe 1

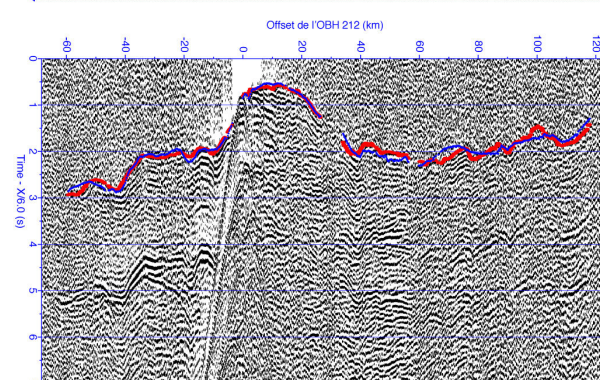
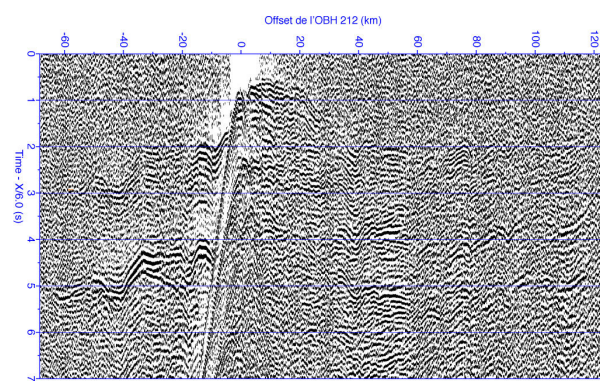
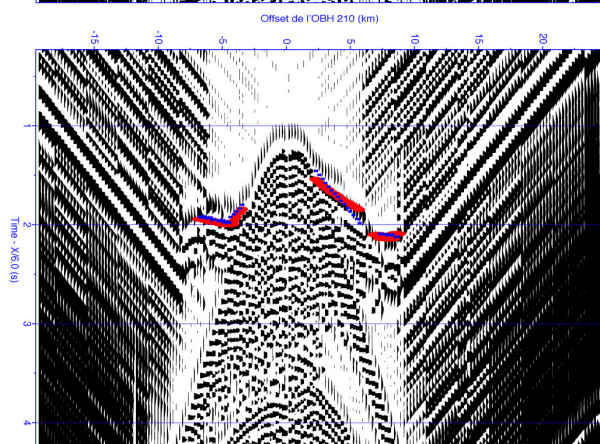
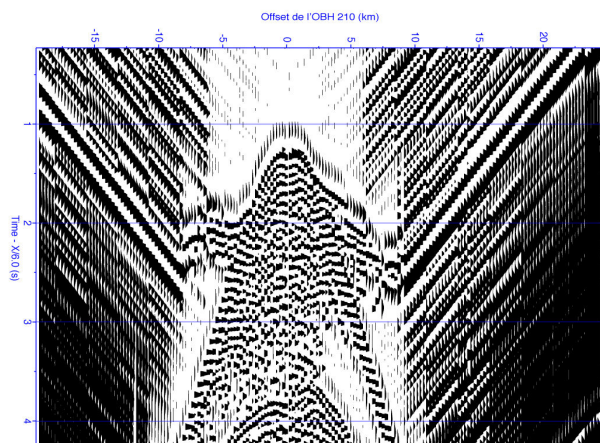
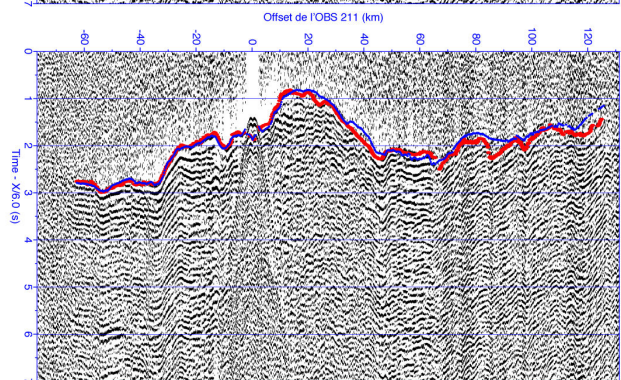
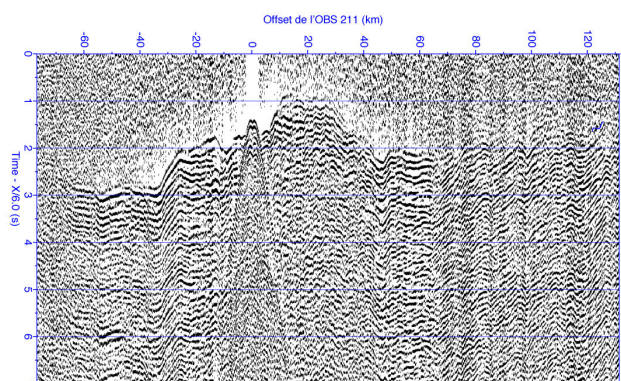
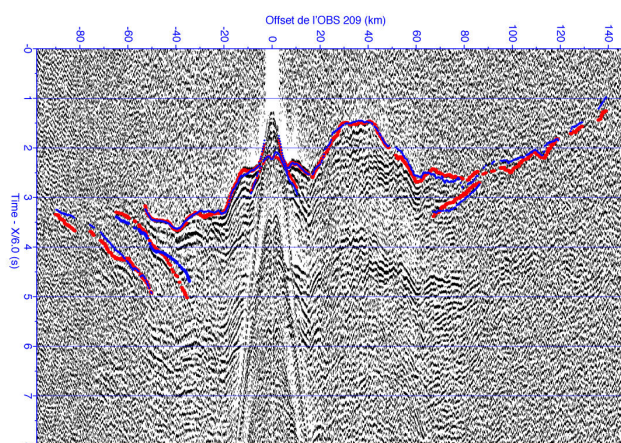
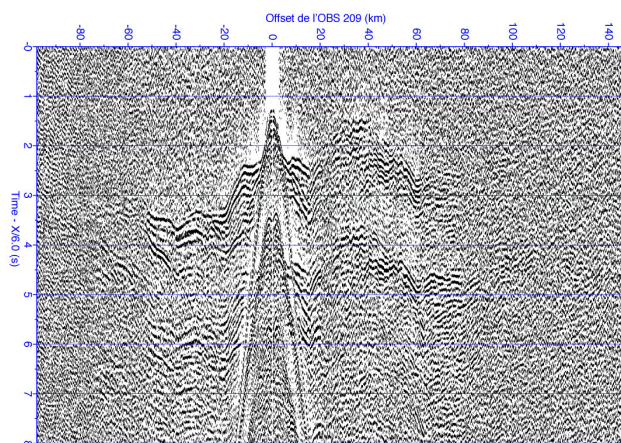
Les sept pages suivantes contiennent une représentation de chaque enregistrement OBS/OBH le long du profil de sismique réfraction acquis lors de la campagne Ulysse. Chaque OBS/OBH est représenté sans interprétation et avec la représentation des pointés effectués sur les instruments. En rouge, les temps observés mesurés sur les OBS/OBH du profil. En bleu, les temps calculés pour chaque pointé, lors du processus d'inversion pour obtenir le modèle de vitesse final qui a été présenté dans cette thèse.

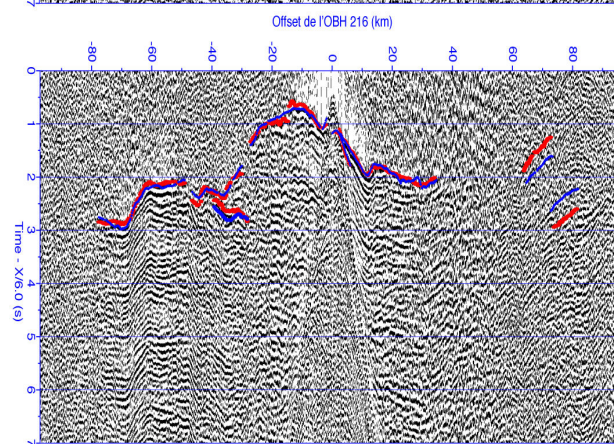
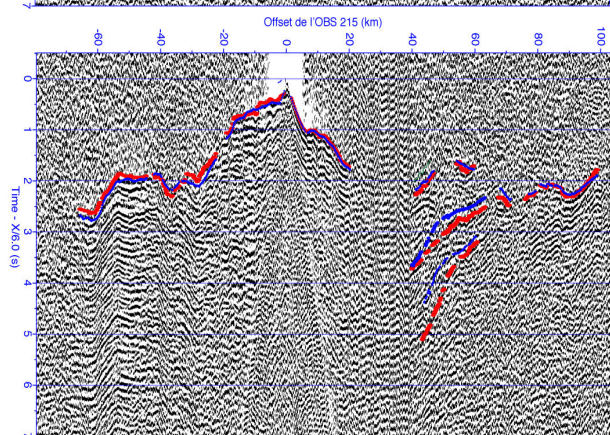
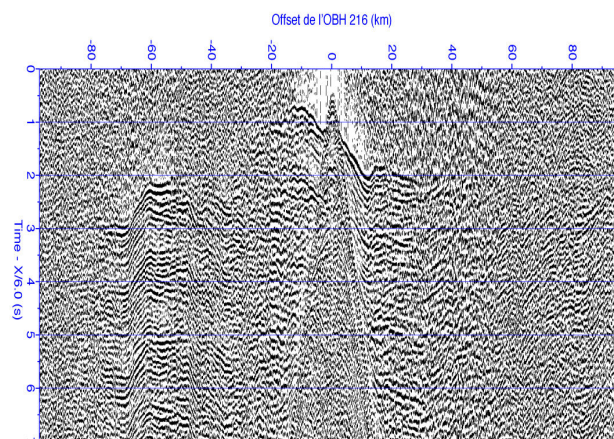
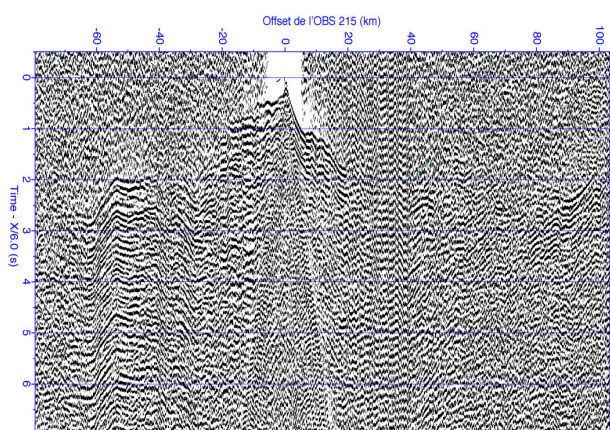
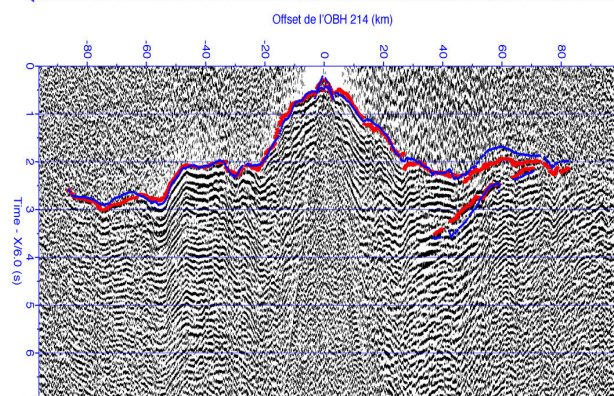
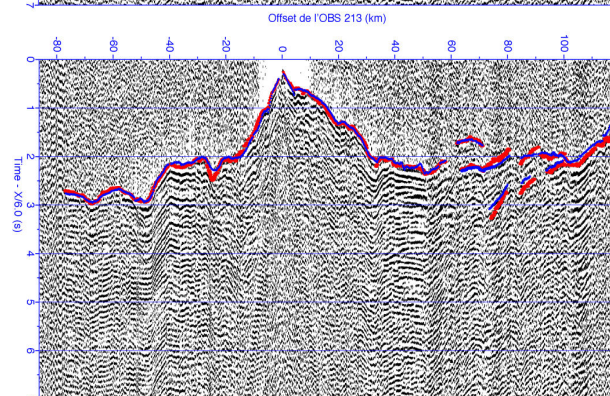
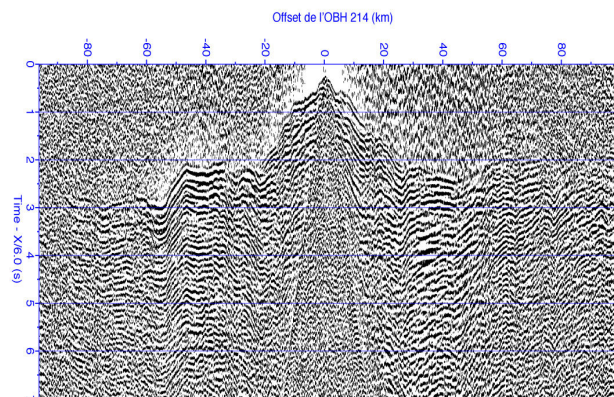
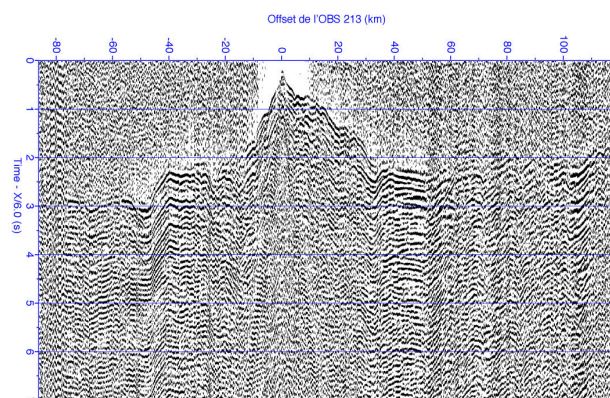
Les sections OBS/OBH présentées ici sont celles obtenues après le traitement présenté dans cette étude (blanchiment, filtre passe-bande et AGC). Elles sont représentées dans leur totalité pour permettre une visualisation de tout les pointés effectués sur les instruments. Chaque pointé à été le sujet de nombreuses vérifications, et visualisé sous différents aspects (en faisant varier la vitesse de réduction, le gain appliqué aux données, la visualisation en polarité positive ou négative etc) pour permettre un pointé optimal des données sur les instruments.

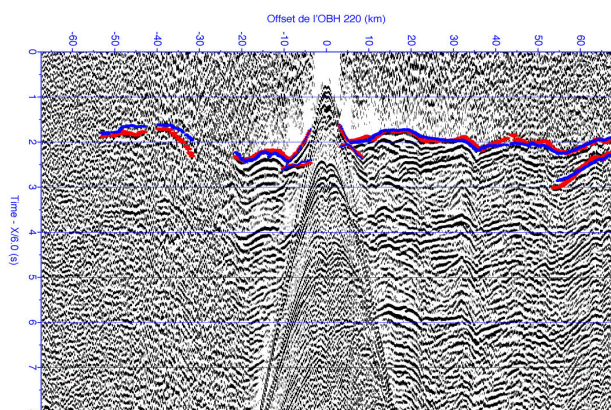
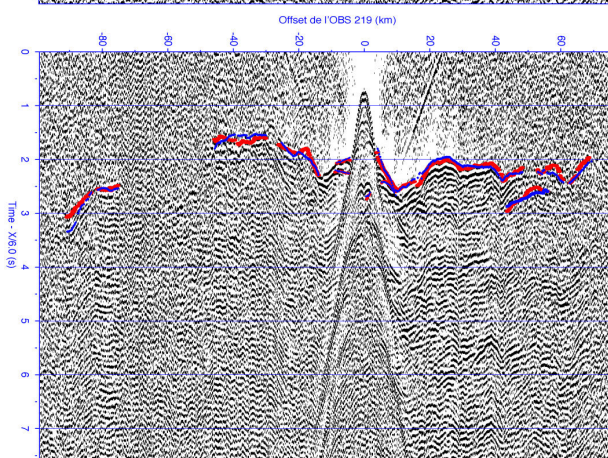
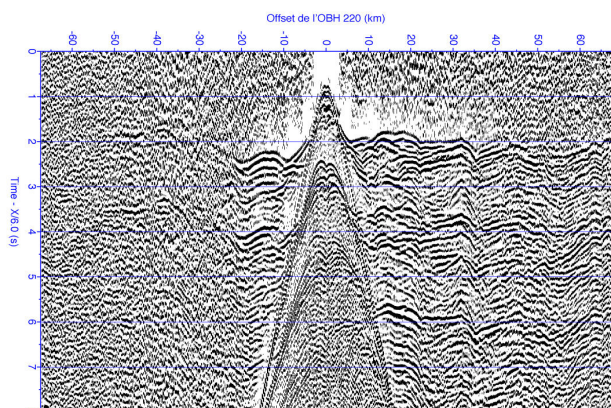
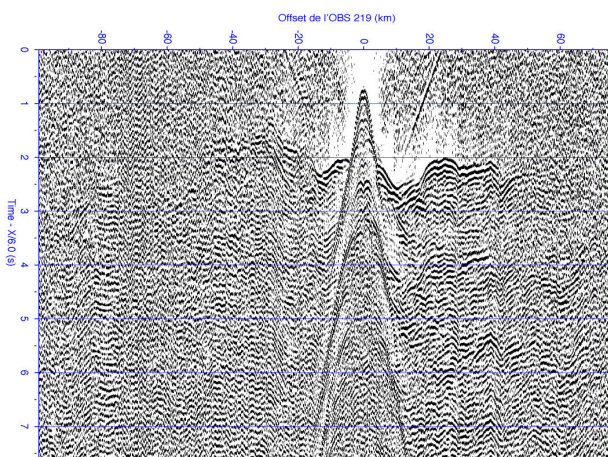
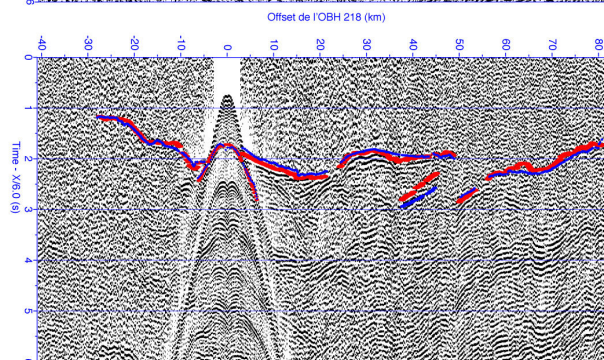
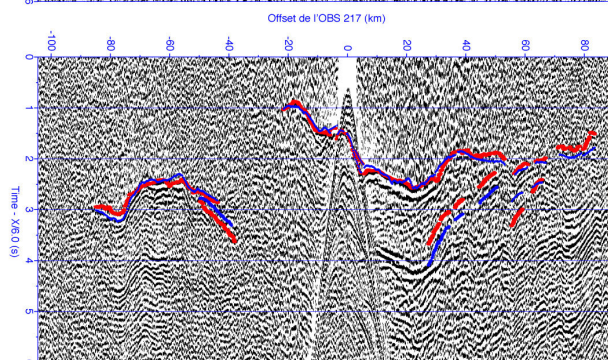
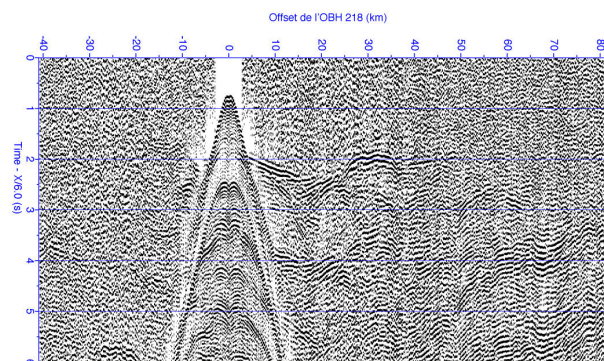
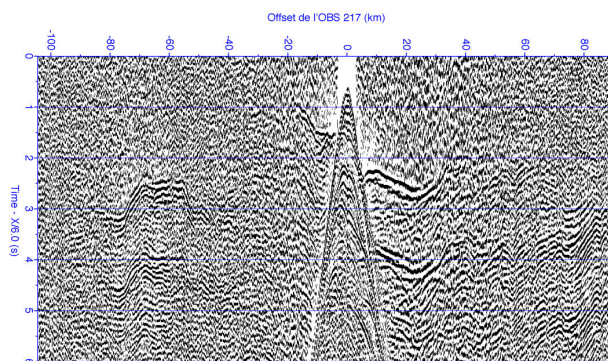
Toutes les figures qui suivent sont représentées avec une vitesse de réduction appliquée de 6 km/s.

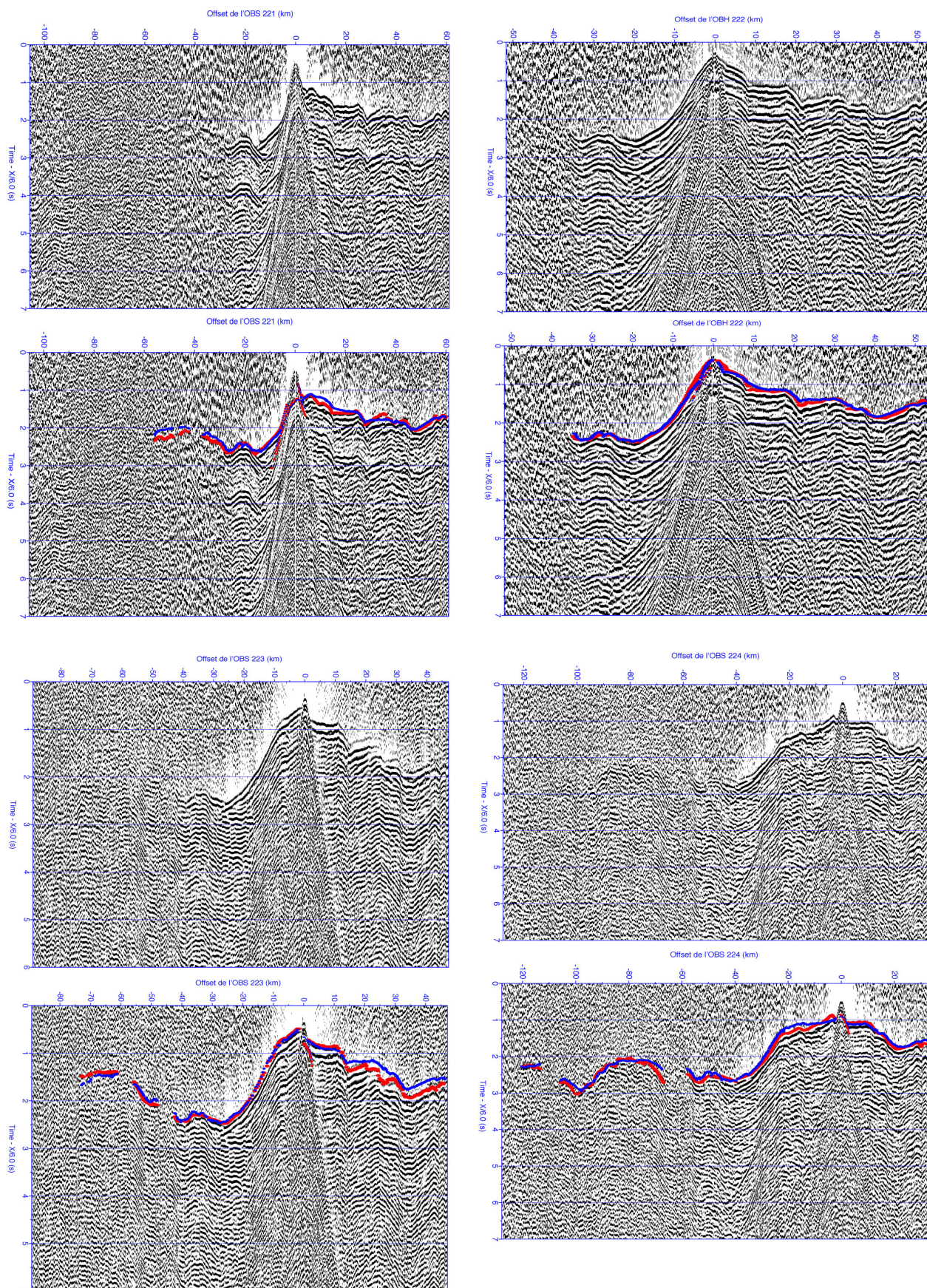


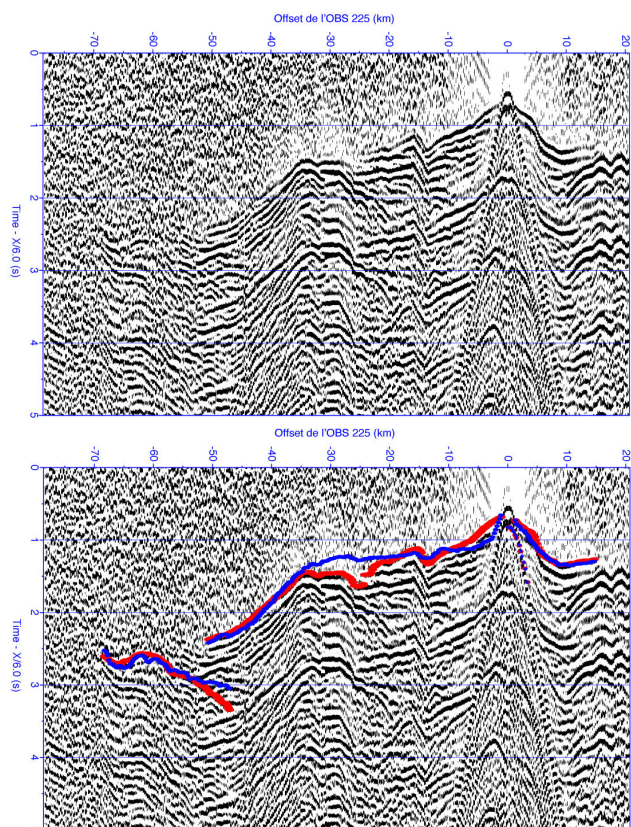












2) Annexe 2

Présentation des profils de sismique multi-trace de la campagne Ulysse qui ne sont pas présentés dans le texte, mais qui ont été utilisés dans l'interprétation des unités et structures observées dans le domaine Ionien, notamment les profils Ulysse 6 et Ulysse 8

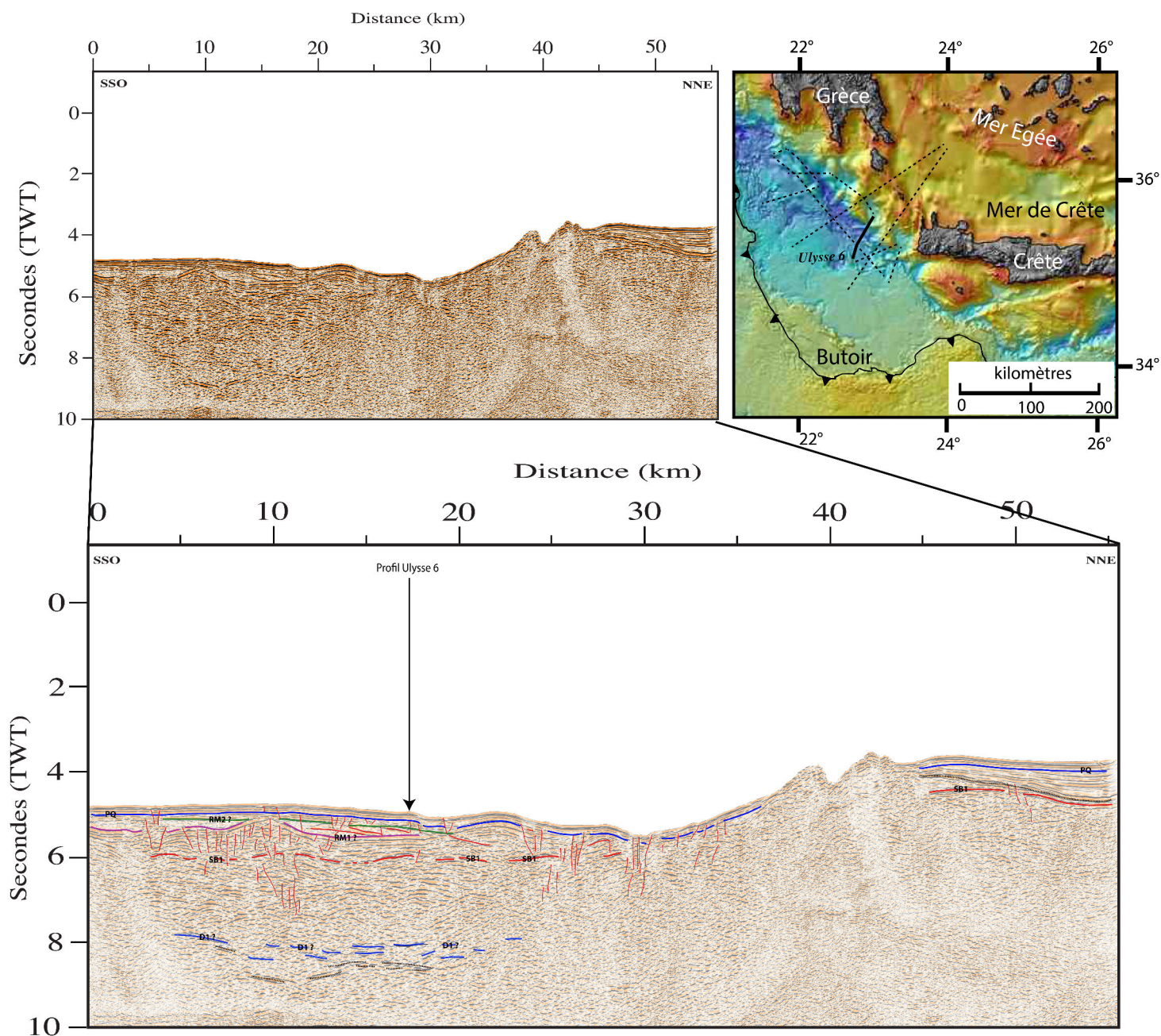


Figure 159 : Profil Ulysse 6 avec et sans interprétation.

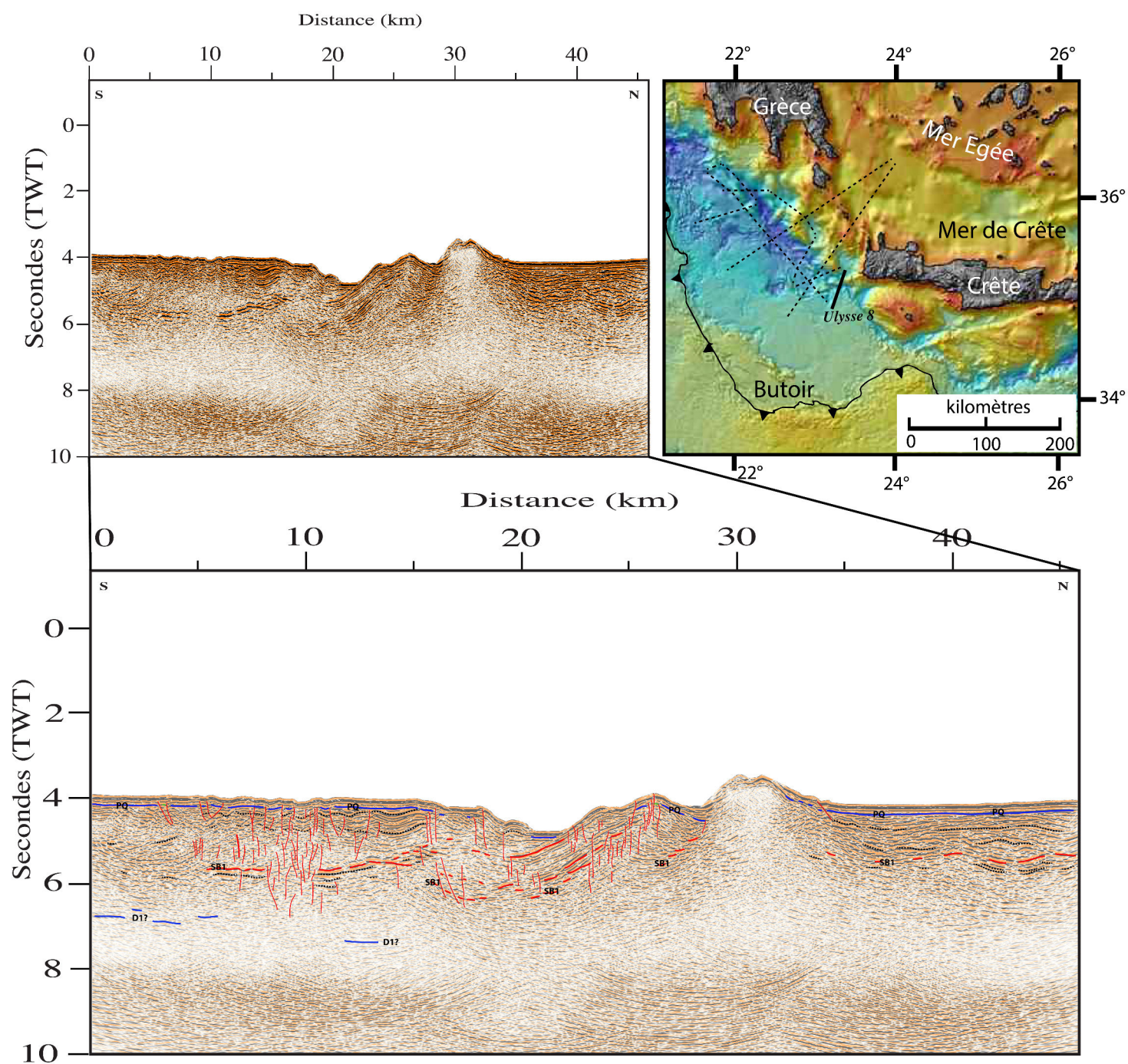


Figure 160 : Profil Ulysse 8 avec et sans interprétation.

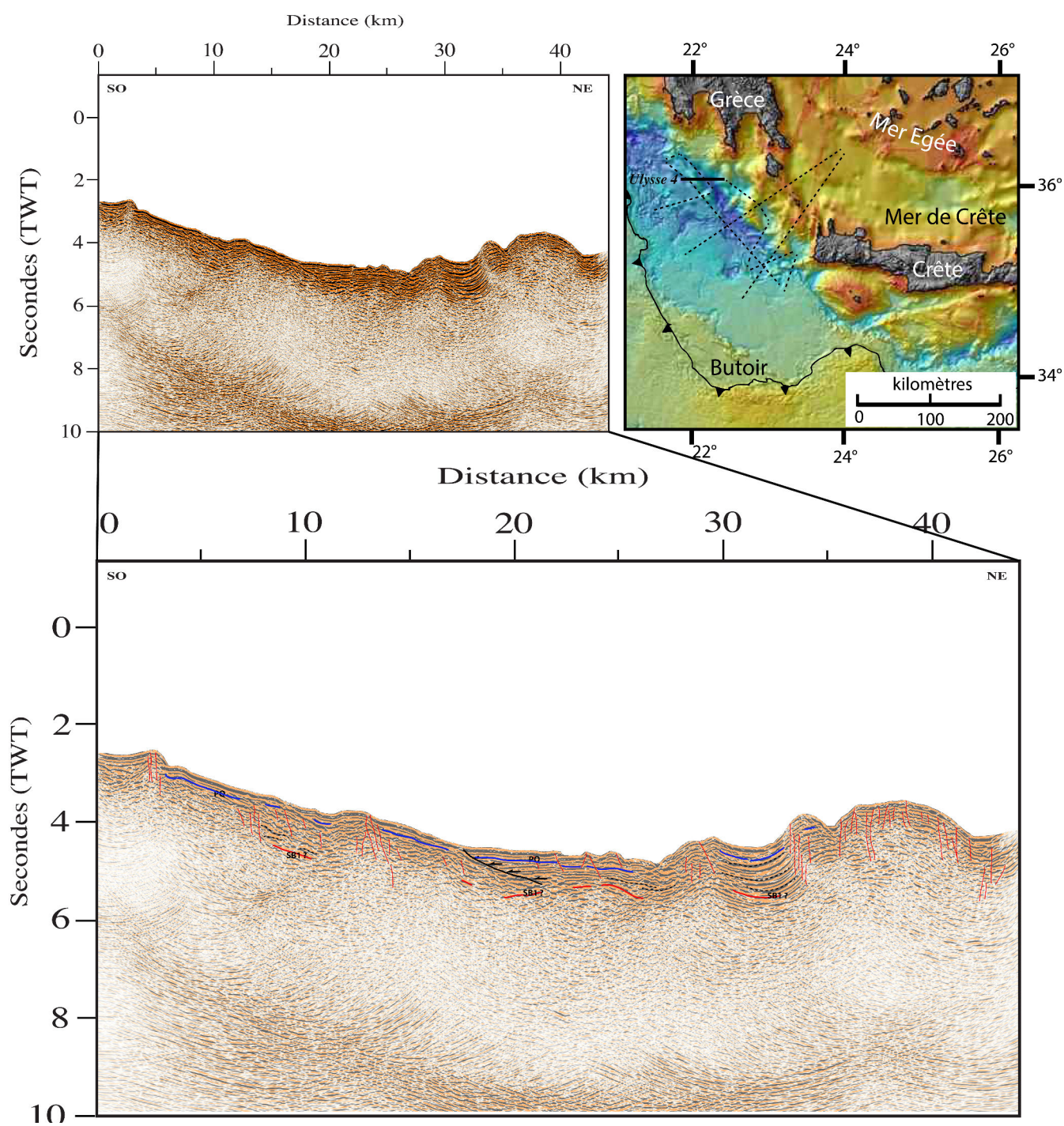


Figure 161: Profil Ulysse 4 avec et sans interprétation.

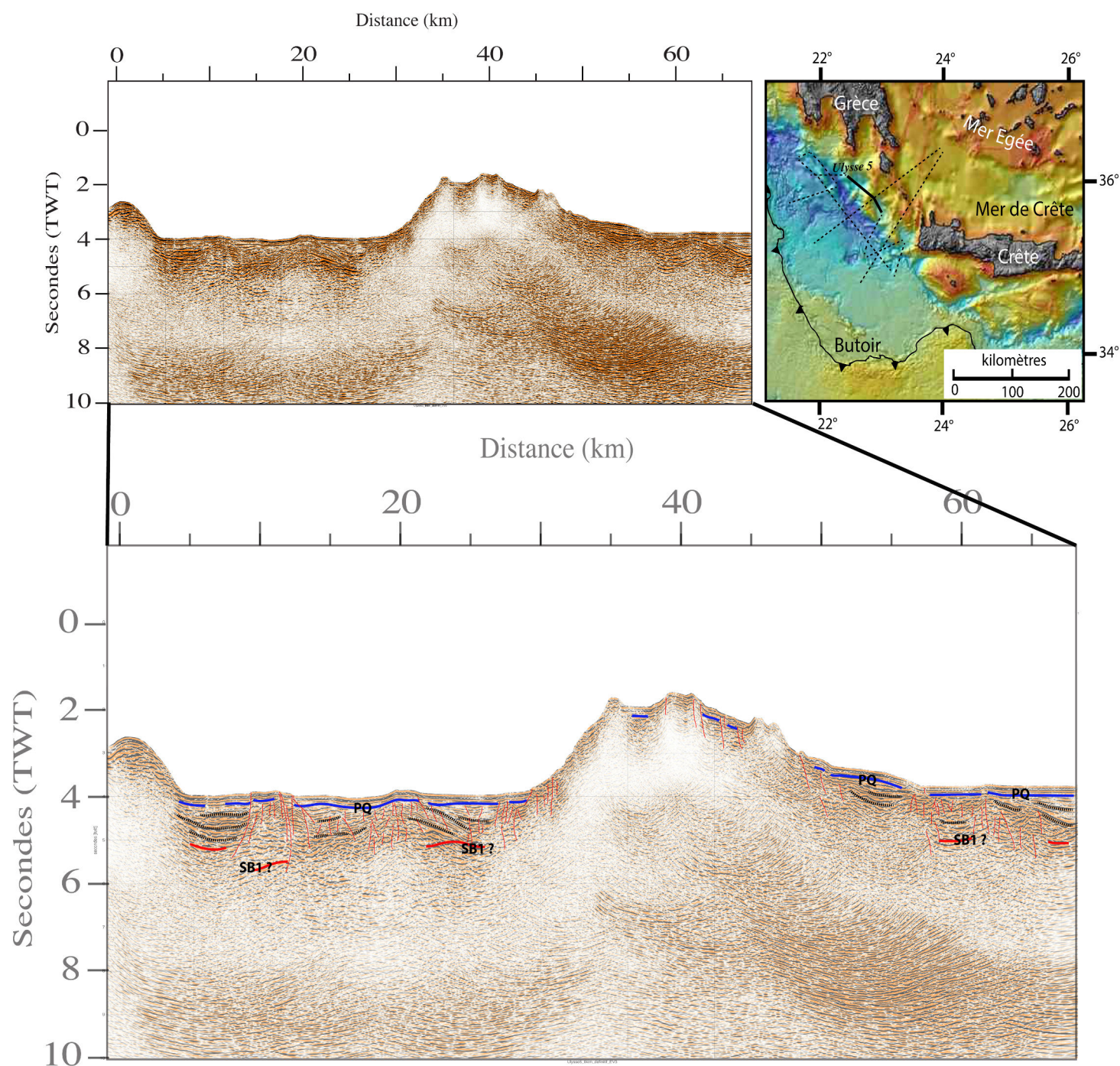


Figure 162 : Profil Ulysses 5 avec et sans interprétation.

3) Annexe 3

Evolution de la RMS en fonction des itérations lors des différentes étapes d'inversion. des couches superficielles vers les plus profondes.

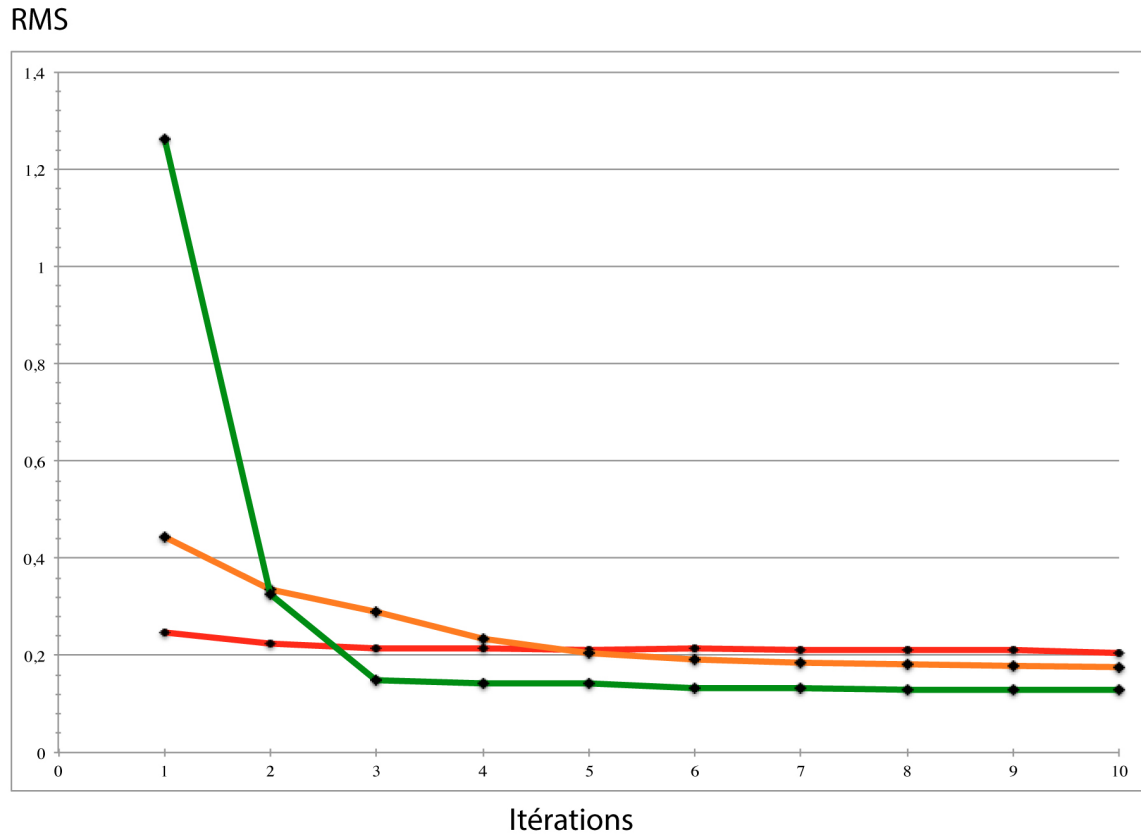


Figure 163 : Evolution de la RMS des différentes étapes de l'inversion en fonction des itérations. En vert évolution de la RMS lors de l'inversion de la couche sédimentaire, en orange lors de l'inversion intermédiaire de la partie crustale, en rouge, évolution de la RMS du modèle final présenté dans cette thèse.