

THÈSE

Présentée et soutenue publiquement le 4 mai 2005
pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université Louis Pasteur – Strasbourg I
(Spécialité Géophysique)

par

Juan Martin PI ALPERIN

APPORT D'UNE EXPERIENCE DE SISMIQUE MER-TERRE
A LA RECONNAISSANCE DE LA CROUTE SOUS LE RIFT
DE CORINTHE

Membres du jury :

Rapporteurs : Philippe CHARVIS, *IRD, Géosciences Azur, Villefranche sur Mer*
François MARILLIER, *Université de Lausanne*
Guy MARQUIS, *Université Louis Pasteur, Strasbourg*

Examineur : Alfred HIRN, *IPGP, Paris*

Directeur de thèse : Jean-Michel MARTHELOT, *Université Louis Pasteur, Strasbourg*

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, un très grand merci à Jean-Michel Marthelot car c'est en partie grâce à lui que j'ai pu venir en France pour faire mon DEA, et ma thèse ensuite. J'ai beaucoup apprécié sa disponibilité et les discussions scientifiques sans fin, à rechercher ce qui était – à nos yeux – important. Nous avons passé beaucoup de temps dans son bureau à analyser et essayer de comprendre les observations. Il m'a transmis sa façon très personnelle mais aussi très efficace de travailler et de "voir" la sismique. C'est avec lui que j'ai appris à reconnaître ce qui est important dans les données et à le mettre en valeur. Je le remercie également d'avoir corrigé ce manuscrit.

Je souhaite exprimer ma gratitude à Philippe Charvis, Alfred Hirn, François Marillier et Guy Marquis pour avoir accepté de faire partie de mon jury ainsi que pour leurs remarques constructives sur le manuscrit et pendant la soutenance. Je les remercie d'avoir été présents à la soutenance, même si la logistique n'a pas été facile.

Je remercie la Fundación YPF et l'Ambassade de France à Buenos Aires pour avoir financé mes deux premières années en France par une bourse José A. Estensoro. Je remercie aussi l'Université Marc Bloch (Strasbourg II) pour m'avoir donné la possibilité d'enseigner l'informatique – en particulier François Rousselot –, et l'EOST – en la personne de son directeur Michel Cara –, qui m'ont permis de financer les trois dernières années.

Je tiens aussi à remercier très sincèrement tous ceux qui directement ou indirectement ont contribué à l'avancement des travaux: tout d'abord Audrey Galvé et Jean Louis Veinante de l'IPGP pour leur précieuse aide concernant l'acquisition et la conversion des données; ensuite Marc Schaming et Jacques Durand du Centre d'Archivage Sismique de l'EOST qui m'ont initié à l'utilisation de Géovecteur et avec qui j'ai pu résoudre beaucoup des problèmes d'ordre sismo-informatique; Janine Fischbach enfin pour son efficacité et sa bonne humeur.

Je remercie aussi toute l'équipe Proche Surface de l'IPGS, dirigée par Guy Marquis, pour avoir mis à ma disposition tout le nécessaire afin de mener à bien ce travail. Merci aussi pour la bonne ambiance, dans le désordre, à Maksim Bano, Jean-François Girard, Mathieu Darnet, Olivier Loeffler, Amine Ourabah et tout l'équipe de "la Soutte", mieux connue sous l'appellation "Dream Team": Pascal Sailhac, Pierre-Daniel Matthey et Mickaël Béhaegel.

Je ne peux pas oublier de remercier toutes celles et tous ceux qui ont fait de mon séjour à Strasbourg cinq années inoubliables. Tout d'abord les locataires du bureau 304 de

l'IPGS (Salle de travail) où la bonne ambiance a toujours régné (et le désordre aussi, je dois dire). Je n'oublierai jamais les "Gnin", les "36-37", les "así es el mundo del balón" et plein d'autres ... que je ne citerai pas. Merci donc à: Jean-François (tu es parti à temps, je crois), Mathieu, Olivier (et sa grande "cube" pleine de gasoil), Mickaël et Amine. Je n'oublie pas Mamouche, Tamouche et Samouche qui nous ont bien aidé à passer la canicule 2003. Aux thésards de l'IPGS (de qui j'étais le représentant), Gwenn (on ira en Bretagne un jour, c'est promis!), Mustapha, Alexis (et sa petite "cube", pleine de Redox... Chili Peppers???), Sana, Sevi, Agathe, Anne, Gideon, Benoît, Audrey et Jean, Nico, Sophie, Pierre-Jean...

Merci aux "coincheurs", pour m'avoir appris à jouer et avoir partagé plein des "après-manger" au BDE (avant d'avoir été virés) et plein des "Cara" les vendredis après-midi (vous avez bien profité des "api"!!!): Jean-François et Sophie, Alexis, Gwenn et François, Nico et Aurélie, Mathieu F. et les *sparring partners* d'occasion. A Alexis et François encore, pour les nombreuses parties de flèches (ok François, tu auras ta revanche).

Je veux remercier aussi tous ceux avec qui j'ai partagé de très bons moments à Strasbourg et un peu partout en Europe. Les ERASMUS de Sciences Po: Hans et Maylet, Lina, Robert, Oliver, Uli et surtout Maitena. Le groupe de "Hispanoparlantes", des spécialistes pour ce qui est de faire la fête "comme chez nous": Fede (avec qui j'ai eu aussi le bonheur, ou le malheur, d'aller à la Meinau supporter le Racing ces 5 dernières années, et auteur de la phrase historique "Volvete a Merlo, muñeco!"), Anna, Irene (alias "la Yugo") et "los mejicanos" Lourdes et Eduardo.

Merci aussi au "Foro" qui m'a permis d'effectuer une mise à jour quotidienne avec l'Argentine et plus particulièrement avec mon ancienne faculté. C'est grâce à Analía, Favio et Luis que j'ai eu tous les ragots nécessaires pour survivre.

Je voudrais aussi remercier toute ma famille, qui m'a toujours encouragé à faire ce dont j'avais envie et qui s'est toujours intéressé à mon travail.

Et finalement, je dédie ce travail à tous ceux qui pensent, comme moi, que *así es el mundo del balón*.

TABLE DES MATIERES

1	Introduction Générale.....	1
2	Acquisition et description des données	5
	2.1 La campagne N/O Maurice Ewing de juillet 2001.....	5
	2.1.1 Source sismique.....	9
	2.1.2 Les dispositifs de Derveni et Galaxidi	12
	2.2 Description des données.....	13
3	Analyse des ondes réfractées.....	25
	3.1 Introduction	25
	3.2 L'égalisation spectrale	28
	3.2.1 Théorie	28
	3.2.2 Application aux données du Golfe de Corinthe	32
	3.3 Analyse des données et détermination des vitesses	35
	3.4 Modélisation des temps d'arrivée	44
	3.5 Migration des arrivées réfractées	47
	3.6 Conclusion.....	51
	3.7 Article: Seismic refraction imaging of the southern Corinth Rift shoulder at Derveni.....	52
4	Réflexions profondes.....	61
	4.1 Introduction	61
	4.2 Analyse des réflexions	64
	4.2.1 Réflexion à 10.5 s dans la croûte.....	67
	4.2.2 Réflexion à 13.5 s sur le Moho	73
	4.2.3 Réflexion sous-crustale à 18 s	91
	4.3 Conclusions	93

5	Coefficients de réflexion	95
5.1	Introduction	95
5.2	Coefficients de réflexion-transmission sur une interface plane entre deux milieux anisotropes (isotropie transverse).....	97
5.3	Calcul des coefficients de réflexion-transmission sur le Moho	100
5.4	Discussion et conclusions.....	120
5.4.1	Particularités des coefficients de réflexion.....	120
5.4.2	Application au point brillant sous la région d'Akrata	121
6	Conclusion générale	123
7	Annexes.....	127
7.1	Annexe 1	127
7.2	Annexe 2	129
7.3	Annexe 3	131
8	Table de Figures	137
9	Bibliographie.....	147

1 INTRODUCTION GENERALE

Le Golfe de Corinthe est un rift continental actif situé au sud-ouest de la vaste zone d'extension égéenne. Il est localisé entre la Grèce continentale et le Péloponnèse et s'étend sur 130 km avec un azimut N120°E. Il est caractérisé par une importante sismicité, un taux de déformation rapide et des structures géologiques spectaculaires. Pour préciser le mécanisme d'extension à l'échelle de la croûte, une campagne de sismique réflexion a été réalisée en juillet 2001 par le N/O Maurice Ewing. Une source puissante et une longue flûte ont été utilisées pour obtenir une image détaillée des structures sédimentaires dans le bassin et pour sonder la croûte jusqu'au Moho. Deux dispositifs fixes d'enregistrement sismique terrestres ont été placés sur les épaulements du rift de Corinthe pendant la campagne de sismique réflexion. Ils permettent d'enregistrer à terre les tirs sismiques effectués en mer pour des distances source-récepteur comprises entre 2 km et 65 km. Pour l'étude de la structure de la croûte continentale, ces dépôts sont intermédiaires entre ceux de la sismique réflexion sous incidence quasi-verticale et ceux de la sismique grand-angle sous incidence supérieure à l'incidence critique.

Ce type de dispositif expérimental a été utilisé avec succès pour étudier la structure profonde à la transition entre terre et mer. Par exemple, Nazareth et Clayton (2003) étudient la croûte au sud de la Californie à l'aide des enregistrements sismiques effectués à terre pour des tirs en mer à des dépôts entre 30 km et 241 km. L'analyse des premières arrivées et des réflexions et réfractions au niveau du Moho leur permet de modéliser la structure de la croûte superficielle et profonde sous la zone de transition continent-océan sous le sud de la Californie, près de Los Angeles.

Au cours des dix dernières années, plusieurs expériences ont été réalisées avec des géométries d'enregistrement similaires. Page et Brocher (1993) observent des réflexions sur un segment de croûte océanique plongeant sous la Californie. Brocher et al. (1994) ont étudié la subduction sous le golfe d'Alaska. Lafond et Levander (1995) ont obtenu une image d'un court segment de croûte inférieure par migration de réflexions grand-angle. Hirn et al. (1996) décrivent la structure sous les îles Ioniennes. Sachpazi et al. (1997) ont étudié l'extension dans la mer Egée. Vidal et al. (1998) ont relié des profils sismiques terrestres et marins sur la marge du golfe de Valence. Gallart et al. (1999) ont déterminé la structure de l'île de La Réunion. Walther et al. (2000) ont étudié la subduction sous le Nicaragua. Brocher et al. (2001) ont déterminé la structure des bassins et des failles actives dans la région du Puget au

ped des Cascades. Nicolich et al. (2001) ont observé le Moho au voisinage de l'Etna. Godfrey et al. (2002) ont étudié les déformations de la croûte inférieure sous la faille de San Andreas. Graindorge et al. (2003) étudient la subduction au sud de l'île de Vancouver. Scherwath et al. (2003) étudient la zone de collision continent-continent dans les Alpes du Sud en Nouvelle Zélande. Henrys et al. (2004) et Van Avendonk et al. (2004) produisent une image 3D du Moho sous l'île sud de la Nouvelle Zélande.

Deux campagnes sismiques marines avaient été réalisées dans le Golf de Corinthe jusqu'à maintenant. La première est la campagne SHACKLETON de janvier 1982 (Brooks et Farentinos, 1984; Higgs, 1988) qui a fourni une grille de profils enregistrés avec une flûte de 30 mètres de long comportant 16 hydrophones et comme source sismique un canon à air à haute fréquence d'une capacité de 0.6 litres. Les profils ont permis d'imager moins d'une seconde de sédiments et n'ont pas atteint le socle.

En janvier 1997 a eu lieu la campagne SEISGRECE destinée à étudier les structures sous le rift de Corinthe (Clément, 2000 ; Clément et al., 2004 ; Sachpazi et al., 2003). Les tirs d'une capacité de 47 litres du N/O Le Nadir ont été enregistrés par une flûte de 96 hydrophones qui ont assuré l'enregistrement des réflexions quasi-verticales. Les données de sismique grand angle et réfraction ont été enregistrées par des stations sismologiques terrestres et fond de mer (OBS). Tous ces enregistrements ont permis, pour la première fois, d'imager la structure du socle et d'avoir une fine résolution de la série sédimentaire. Une faille intrasocle à faible pendage a aussi été imagée. Deux stations à terre ont permis d'obtenir les premières images sismiques du Moho sous le Golfe et montrent une diminution de la profondeur de celui-ci d'ouest en est.

Dans ce mémoire nous rapportons les observations effectuées avec les deux dispositifs sismiques placés sur les flancs nord et sud du rift de Corinthe, qui ont enregistré les tirs effectués en mer par le N/O Maurice Ewing. Le deuxième chapitre de cette thèse concerne la description de la campagne N/O Maurice Ewing de juillet 2001, plus particulièrement la source sismique et les réseaux de Derveni et Galaxidi, ainsi qu'une description générale des caractéristiques des données enregistrées.

Le troisième chapitre contient l'analyse des premières arrivées enregistrées par les réseaux de Galaxidi et Derveni. Après une introduction pour placer le cadre géologique du rift, nous décrivons la méthode de filtrage utilisée pour améliorer le rapport signal sur bruit. Nous proposons un modèle qui ajuste les observations sur le réseau de Derveni et nous

effectuons une migration en temps qui nous fournit une image de l'interface de réfraction présente à faible profondeur sous le réseau.

Le quatrième chapitre concerne l'analyse des réflexions profondes enregistrées par le réseau de Derveni. Des réflexions provenant de la croûte inférieure (10.5 s), du Moho (13.5 s) et sous le Moho (17.5 s) sont apparentes sur les récepteurs situés au sud de la faille de Xylocastro pour des tirs dans la partie nord-ouest du golfe. Nous analysons en détail chacune des réflexions enregistrées.

Le cinquième chapitre est dédié à une étude des coefficients de réflexion pour essayer de comprendre l'origine des fortes amplitudes que nous observons en provenance du Moho. Nous avons calculé les coefficients de réflexion-transmission à l'interface entre un milieu anisotrope et un milieu isotrope. L'anisotropie est supposée provenir d'hétérogénéités présentes sous forme de couches fines de basse vitesse dans la croûte inférieure dues à la présence de fluides ou de fusion partielle. En effet, la forte réflectivité du Moho est observée à la pointe ouest du rift, là où le taux d'extension actuel est maximum (15 mm/an). La présence d'une plaque plongeante dans le manteau supérieur est aussi une cause possible pour la formation de telles hétérogénéités dans la croûte profonde.

2 ACQUISITION ET DESCRIPTION DES DONNEES

2.1 La campagne N/O Maurice Ewing de juillet 2001

Une campagne de sismique réflexion dans le rift de Corinthe a été réalisée du 24 au 31 juillet 2001 par l'Université de Hawaii en collaboration avec le laboratoire de sismologie expérimentale de l'IPGP et l'Observatoire National d'Athènes (campagne EW0108 du N/O Maurice Ewing). Les tirs du bateau, déclenchés toutes les 20 s, ont été enregistrés par une flûte sismique de 6 km de long et 240 hydrophones (Taylor et al., 2003). Un réseau régional de 40 stations 3-composantes a été utilisé pour enregistrer les tirs du Maurice Ewing à grands déports (Zelt et al., 2003). Pour compléter ce réseau, nous avons installé au bord de la mer deux dispositifs d'enregistrement linéaires constitués de géophones verticaux. Les dispositifs ont été implantés perpendiculairement au golfe, près de la ville de Derveni au sud et près de la ville de Galaxidi au nord. Le réseau de Galaxidi est localisé sur le flanc de la baie d'Itea. Le réseau de Derveni a été mis en place le long la route qui grimpe de Ligia au pied du Mont Mavron en passant par le village de Pyrgos. Il traverse la prolongation à l'ouest de la faille de Xylokastro.

La Figure 2.1 montre la position des profils et des dispositifs à terre sur une carte bathymétrique et topographique du Golfe de Corinthe. On peut voir la très importante différence d'altitude entre les 900 mètres de profondeur d'eau maximale et les presque 2000 mètres d'altitude à une vingtaine de kilomètres de la côte sud du golfe.

Pour illustrer les conditions dans lesquelles les enregistrements ont été réalisés, on présente des photos prises pendant la campagne. La Figure 2.2 montre une partie du dispositif nord (que nous appellerons Galaxidi) en regardant vers le Sud. On peut voir qu'ici la topographie n'est pas très importante. La pente est faible et régulière. Par contre, la dureté du sol a rendu délicate l'implantation des géophones qui ont été plantés dans la fine couche de terre sèche surmontant les carbonates. Le dispositif sud (que nous appellerons Derveni) commence au bord de la mer et monte jusqu'à 979 mètres d'altitude. Sa longueur est 7,2 km. Il traverse le village de Pyrgos, localisé à environ 4 km de la côte. La Figure 2.3 est une photo prise juste avant le village de Pyrgos en regardant vers la mer. La topographie est très importante, surtout pour un profil sismique, et a provoqué quelques problèmes d'accès pour pouvoir placer les bretelles de géophones. Par contre, l'implantation des géophones dans les sédiments affleurants a été plus facile, avec un meilleur couplage que pour le réseau nord. On

peut aussi voir la route qui monte de la côte en direction du Mont Mavron. La Figure 2.4 a été prise à la fin du dispositif, au pied du Mont Mavron. On peut voir la falaise qui correspond au plan de faille de la faille de Valimi, le dispositif se situant dans son toit.

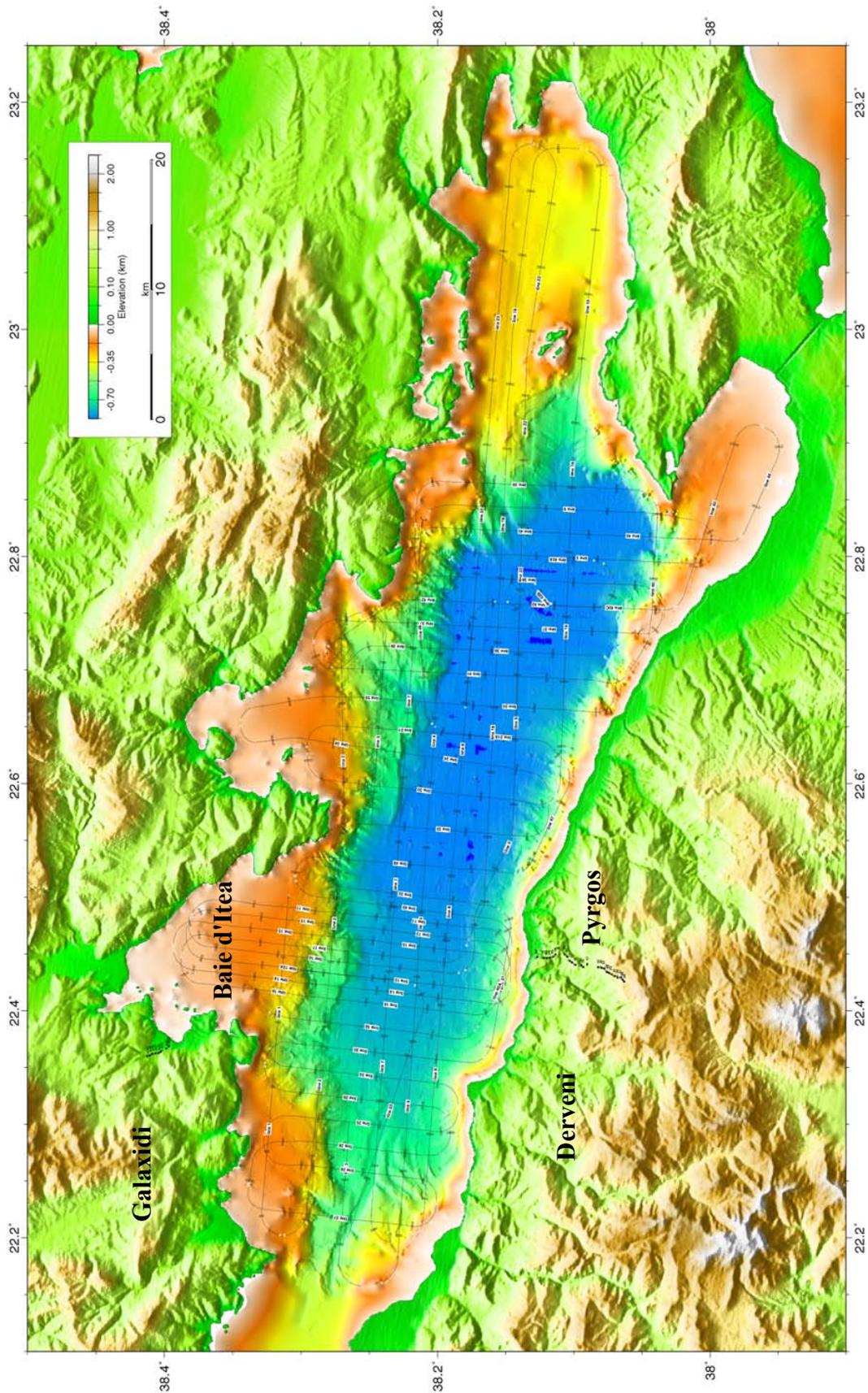


Figure 2.1 Carte topographique et bathymétrique du Golfe de Corinthe montrant les profils sismiques effectués lors de la campagne du Maurice Ewing et l'emplacement des réseaux de Galaxidi et de Derveni



Figure 2.2 Vue vers le Sud du réseau de Galaxidi, de la baie d'Itea, et des montagnes de la côte sud du Golfe de Corinthe.



Figure 2.3 Vue vers le Nord du réseau de Derveni au Nord de Pyrgos, des sédiments syn-rift et de la côte nord du Golfe de Corinthe.

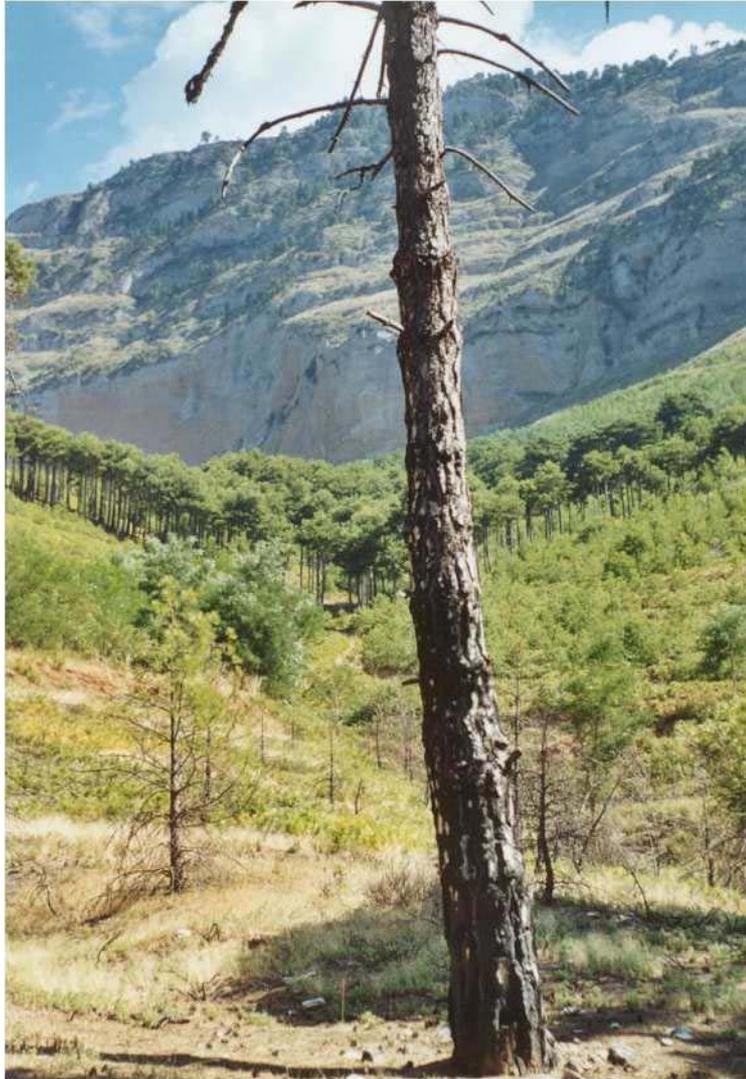


Figure 2.4 Fin du dispositif de Derveni au pied du Mont Mavron.

2.1.1 SOURCE SISMIQUE

La source sismique utilisée par le navire N/O Maurice Ewing est composée de vingt canons à air de différents volumes (entre 2.4 et 14 litres) pour arriver à un volume total de 140 litres pour la configuration maximale (Diebold, www.ldeo.columbia.edu/res/fac/oma/sss).

Quand le canon à air est déclenché, il libère une bulle d'air comprimé qui s'étend très rapidement créant ainsi le pic de pression désiré. L'inertie de la bulle fait que celle-ci s'étend trop créant ainsi une période pendant laquelle la pression est négative. La bulle se contracte, atteint une taille minimale et commence l'expansion à nouveau créant ainsi un deuxième pulse. Ces oscillations continuent jusqu'à ce que la friction ait amorti la bulle ou jusqu'à ce que celle-ci se brise à la surface. La figure 2.5 montre l'onde directe dans l'eau enregistrée par la trace 1 de la flûte sismique tirée par le bateau lors de notre expérience pour 60 tirs

consécutifs. On observe la première arrivée à 125 ms, correspondant à un départ de 188.5 m, suivie des oscillations dues aux bulles des différents canons. La période d'oscillation de la bulle dépend de sa taille, de la pression initiale et de la pression ambiante. La période d'oscillation augmente au fur et à mesure que la bulle augmente de taille et que le pic de pression diminue. Sur la figure 2.5, on observe principalement la période de 165 ms de la bulle du canon le plus gros utilisé lors de la campagne EW0108.

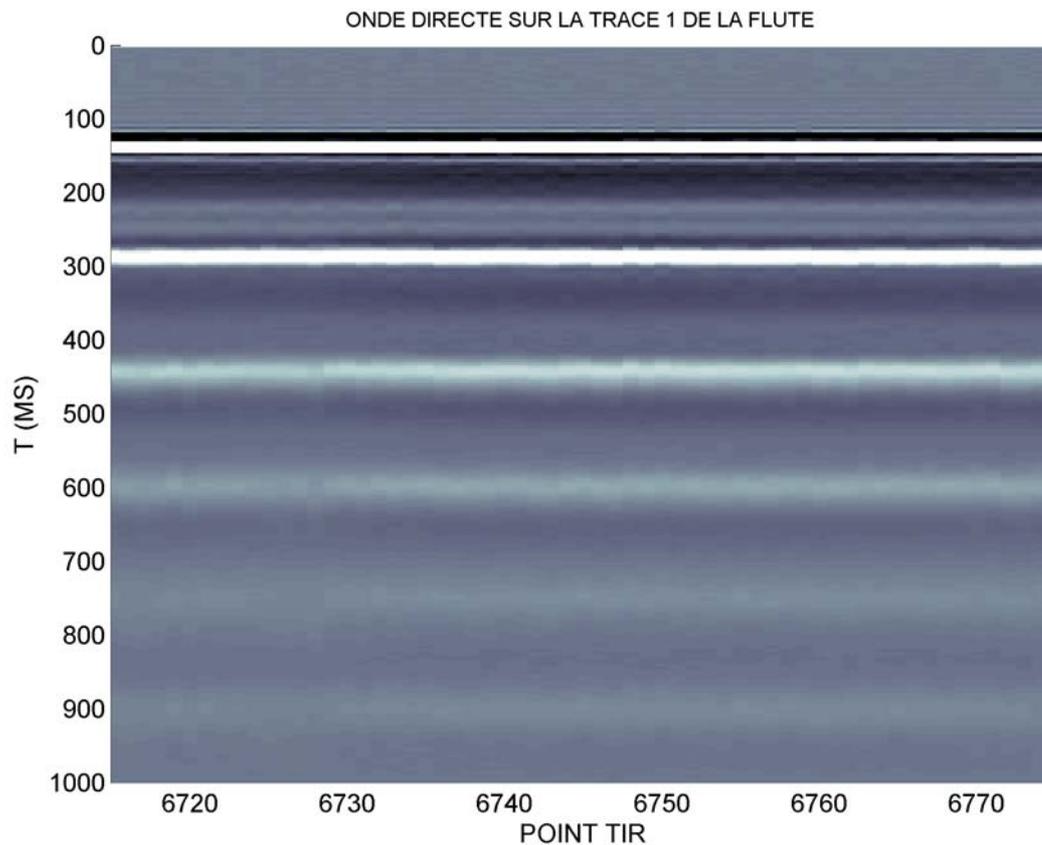


Figure 2.5 Onde directe enregistrée par la trace 1 de la flûte sismique à un départ de 188.5 m. La périodicité de la bulle du canon le plus gros est 165 ms.

Pour que la source sismique marine soit impulsive, on utilise un réseau de canons à air déclenchés simultanément. Ces canons de différents volumes ont chacun une période d'oscillation de bulle différente. La Figure 2.6 montre le principe des interférences entre les signaux émis par les différents canons et le signal résultant. Il est à noter que les interférences destructives entre les bulles ont lieu pour une direction de propagation voisine de la verticale et sont moins efficaces quand l'incidence augmente.

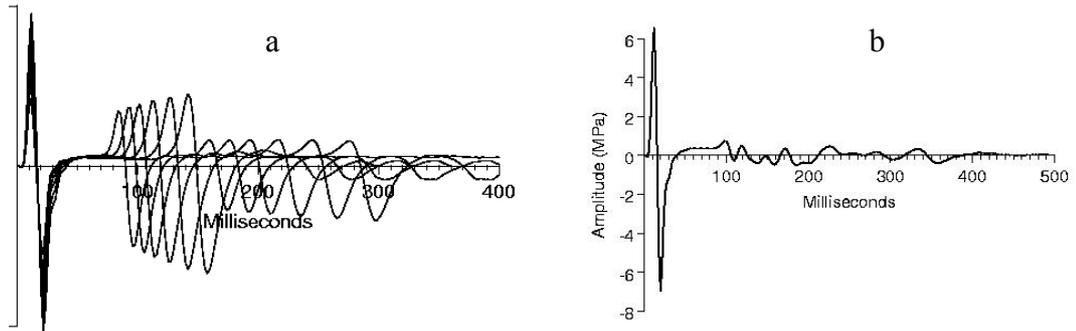


Figure 2.6a. Signaux des différents canons 2.6b. Signal résultant de l'interférence entre eux

L'utilisation d'un réseau de canons permet aussi de contrôler la forme du spectre résultant. La largeur du spectre est directement liée à la profondeur du réseau à cause de l'interférence entre la source réelle et la source virtuelle due à la réflexion sur la surface libre. Plus le dispositif est profond plus le spectre va être basse fréquence, la fréquence du zéro d'amplitude du spectre étant inversement proportionnelle au temps-double de propagation entre la surface et la profondeur de la source. La Figure 2.7b montre le spectre moyen des réflexions enregistrées entre 1 et 2 s temps double sur la trace 1 de la flûte sismique pour 60 tirs consécutifs. On observe clairement les pics correspondant aux différents canons et les trous à 65 et 83 Hz correspondant aux profondeurs de la source et de la flûte à 11.5 et 9 m.

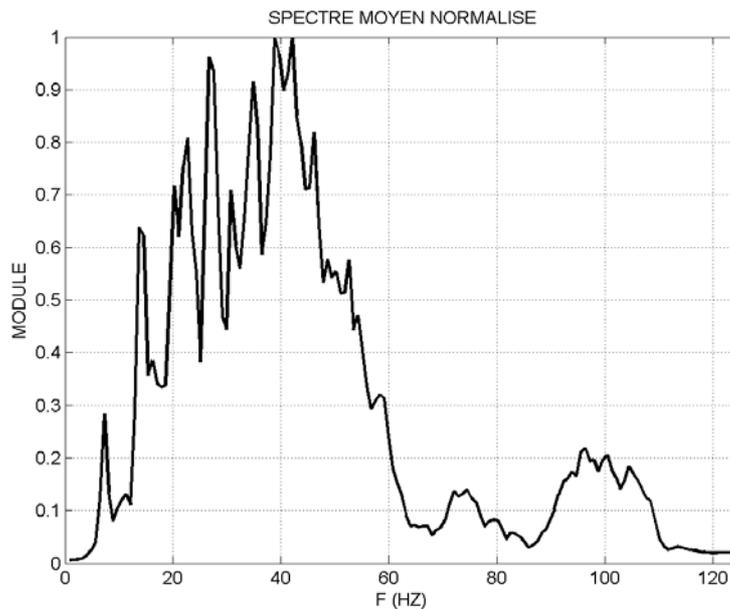


Figure 2.7a. Spectre moyen des réflexions enregistrées entre 1 et 2 s temps double sur la trace 1 de la flûte sismique pour 60 tirs consécutifs

2.1.2 LES DISPOSITIFS DE DERVENI ET GALAXIDI

Les dispositifs d'enregistrement étaient composés de 40 stations sismologiques autonomes trois composantes de type Hathor de l'Institut de Physique du Globe de Paris. 120 bretelles de 6 géophones de l'Université de Patras ont été connectées sur les stations avec une distance entre trace de 80 mètres en moyenne. Cette distance a été choisie afin de limiter l'aliasing spatial dans les regroupements de traces en points de tirs communs tout en allongeant le plus possible les dispositifs. Les stations ont enregistré de façon continue pendant les 8 jours qu'a duré la campagne. Le temps d'acquisition a été donné par GPS.

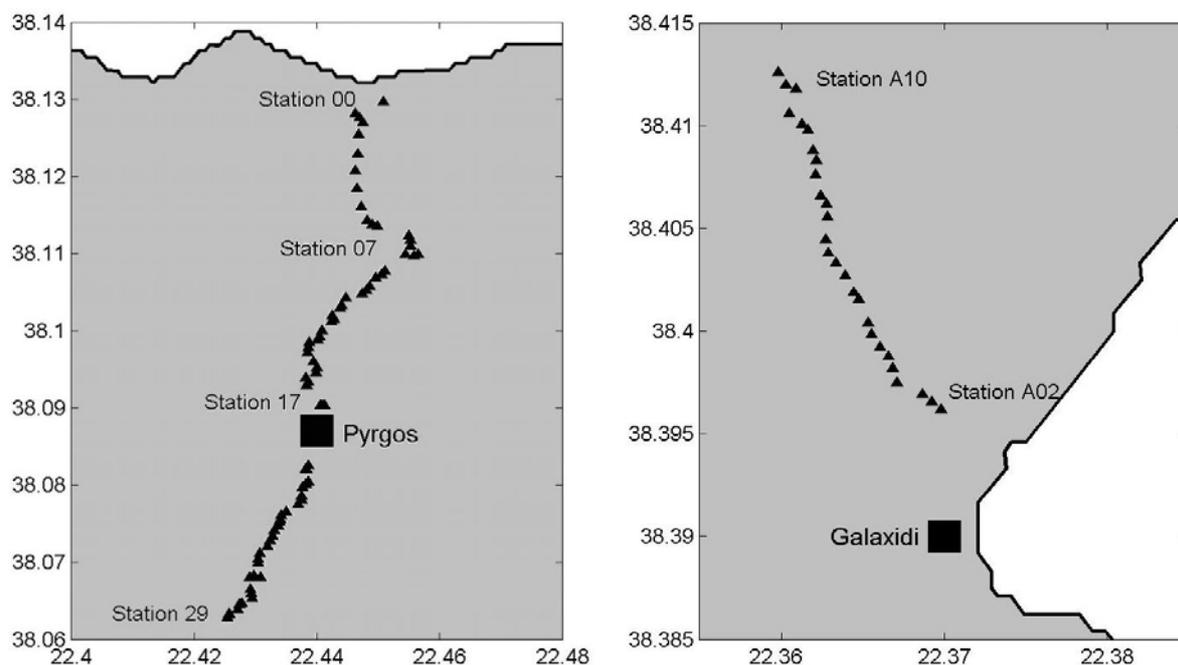


Figure 2.8a Profil de Derveni. 7.2 km de long et 7.1° de pente moyenne
2-8b Profil de Galaxidi. 2.4 km de long et 2.4° de pente moyenne.

Le dispositif de Derveni est composé de 30 stations et donc 90 traces (Figure 2.8a). Sa longueur est de 7,2 km, et la pente moyenne est de 7,1°. Les irrégularités spatiales présentes dans le dispositif sont dues à des pannes dans quelques stations et aussi à la présence du village de Pyrgos (Figure 2.1). La prolongation de la faille de Xylokastro traverse le dispositif juste avant le village de Pyrgos.

Le dispositif de Galaxidi est composé de 10 stations et donc 30 traces (Figure 2.8b). Sa longueur est de 2.4 km et la pente moyenne de 2,4°. Ici aussi, les pannes en quelques stations ont provoqué des irrégularités dans l'espace des traces.

2.2 Description des données

Les fichiers de données enregistrées par les stations sismologiques sont organisés en profils récepteur commun. Les profils ont été appelés GOC (Golf of Corinth) suivis d'un numéro. Le suivi des numéros permet de reconstruire la trajectoire du bateau. Pour chaque trace et chaque profil on a un fichier. Les fichiers ont été convertis au laboratoire de sismologie expérimentale de l'IPGP du format d'enregistrement propre aux stations au format SEG-Y 32bits pour pouvoir être lus par différents logiciels de traitement sismique. La longueur d'enregistrement est de 30 s avec un pas d'échantillonnage de 4 ms.

La distance entre tirs est de 50 mètres et la distance entre profils parallèles est en moyenne de 2 km. Dans la baie d'Itea, les profils en ligne avec nos dispositifs sont éloignés de 1 km. La plupart des profils sont dans la direction N-S à cause de la largeur étroite du Golfe, mais les profils les plus longs sont dans la direction E-O, et dépassent le millier de tirs.

L'analyse et l'étude des différents profils ont pris beaucoup de temps et de travail. En effet, la complexité de la géologie sous les tirs et sous les réseaux à terre a fait que l'étude méthodique des différents profils pour les différentes stations a été nécessaire. Pour le faire, nous avons utilisé Matlab®. La capacité de Matlab à travailler avec des matrices (temps-trace, dans notre cas) et sa puissance de graphismes sont bien adaptées aux données sismiques. Le premier pas a été de développer un programme pour lire les fichiers SEG-Y sur un PC Windows XP. La puissance des machines d'aujourd'hui fait que la lecture d'un fichier de 1000 traces de 7500 échantillons peut se faire en quelques secondes.

Avant de décrire quelques sections sismiques nous allons remarquer l'importance des ondes propagées dans l'eau. Les tirs du Maurice Ewing ont été effectués avec le réseau des canons en sa totalité: 140 litres d'air comprimé par tir afin d'envoyer le plus d'énergie possible pour pouvoir imager les structures profondes sous le rift. La partie de cette énergie qui ne pénètre pas dans le sous-sol, en particulier celle émise hors du cône limité par l'incidence critique au fond de l'eau, va subir des réflexions multiples verticalement dans la colonne d'eau et horizontalement sur les bords de la cuvette que constitue le Golfe. La Figure 2.9 illustre la bathymétrie du Golfe de Corinthe à partir des mesures faites par le Maurice Ewing le long des différents profils. Elle montre bien sa forme en cuvette allongée. De plus les flancs du Golfe correspondent parfois à des falaises qui réfléchissent efficacement les ondes se propageant horizontalement dans l'eau.

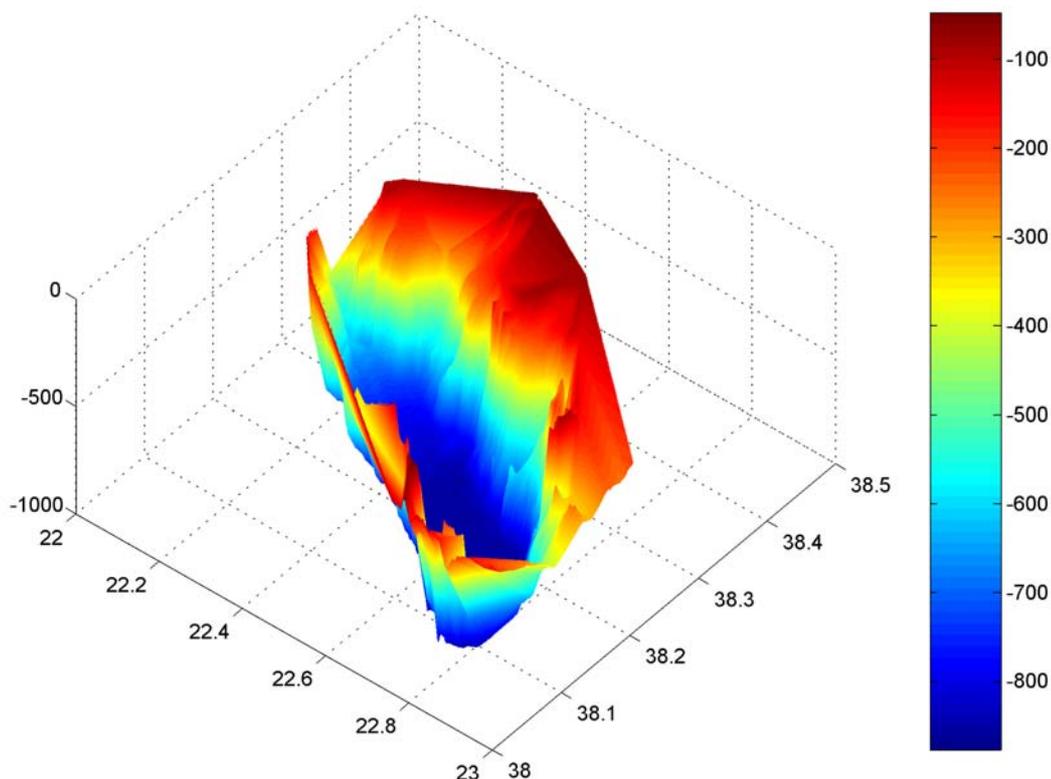


Figure 2.9 Bathymétrie du Golfe de Corinthe illustrant la forme en cuvette du bassin et la raideur du flanc sud du golfe. La vue est en regardant vers l'ONO et les graduations correspondent à la longitude et la latitude.

Pour montrer une section sismique typique, nous présentons sur la Figure 2.11 le profil GOC11 enregistré par la station la plus au nord du dispositif de Derveni, située à proximité du rivage (Station00 Figure 2.8a, profil GOC11 Figure 2.10). Les arrivées les plus énergétiques sont celles que nous appellerons directes, c'est à dire qui se propagent dans l'eau à une vitesse proche de 1500 m/s. Ces arrivées sont visibles sur un large intervalle en temps à cause des réverbérations présentes dans le bassin. Nous verrons plus tard que leur amplitude ne va pas dépendre seulement de la distance source-récepteur, mais aussi de la position de la station par rapport aux failles normales à terre. Ce facteur sera déterminant pour la suite de l'étude.

Une autre arrivée que nous pouvons observer distinctement est la première arrivée, c'est à dire l'arrivée réfractée dans les sédiments et le socle. On peut la suivre très clairement à partir des dépôts les plus proches jusqu'à une distance de 20 km environ. Cette arrivée a été enregistrée par toutes les stations et pour la plupart des profils.

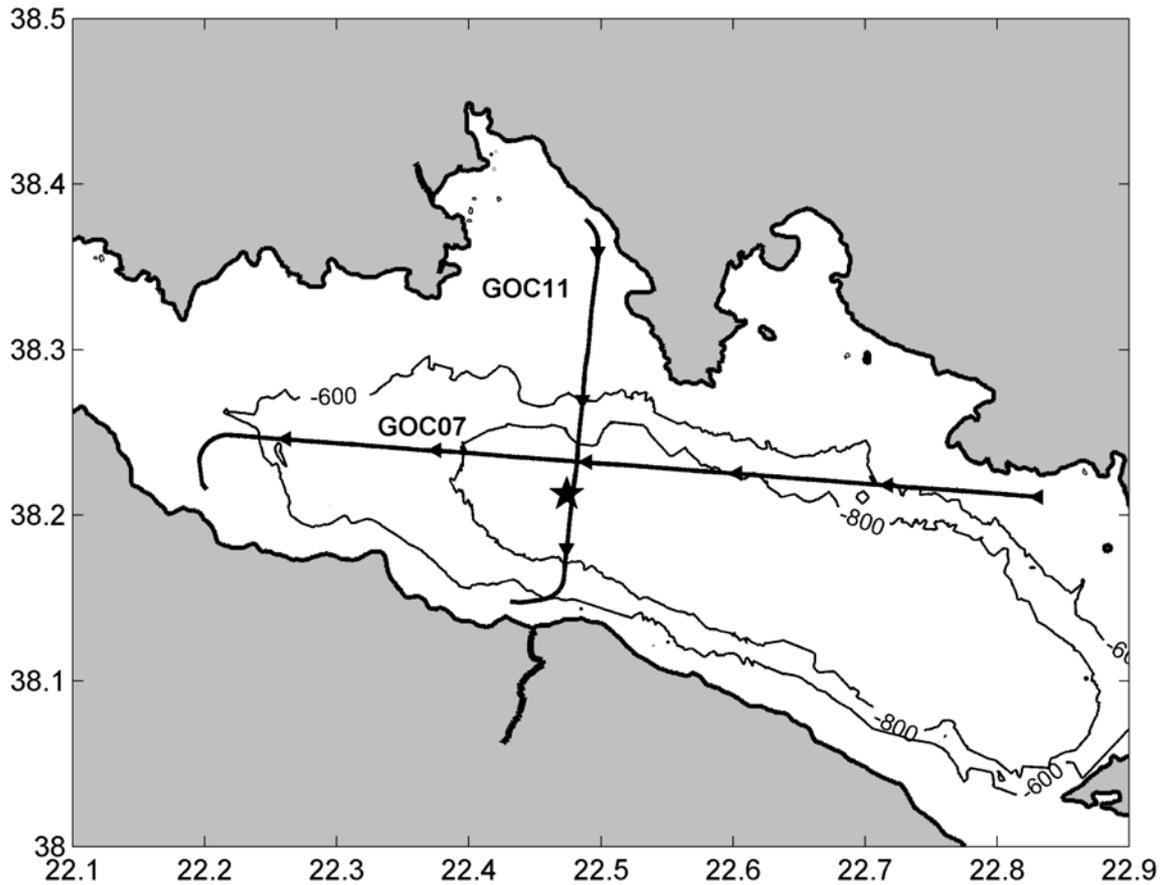


Figure 2.10 Profils utilisés pour illustrer les caractéristiques des enregistrements faits sur les réseaux de Derveni au Sud et Galaxidi au Nord. L'étoile indique la position du bateau où le séisme de Skyros a été enregistré. Les contours bathymétriques sont en mètres.

Les fichiers sismiques constitués pour chaque profil ont une longueur de 30 s pour permettre l'enregistrement des arrivées à grand départ. Comme le bateau a tiré en moyenne toutes les 20 s, on peut voir des arrivées à partir de 22 secondes aux petits départs sur la Figure 2.11. Cette arrivée est très irrégulière puisque les tirs n'ont pas été effectués tous les 20 s exactement mais tous les 50 mètres.

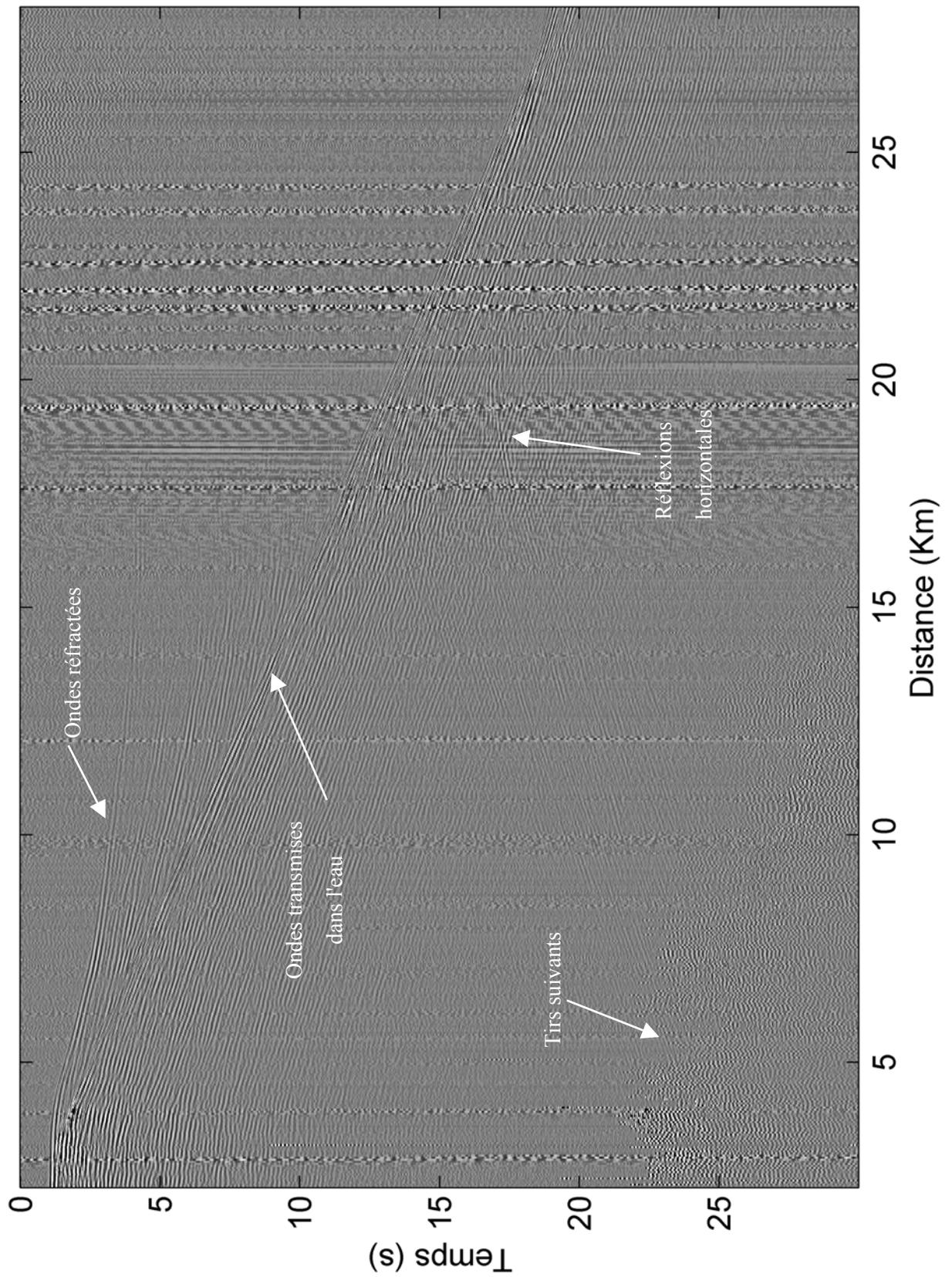


Figure 2.11 Profil GOC11 enregistré par la station 00 du réseau de Derveni située près de la côte montrant les principales arrivées enregistrées.

Aux temps supérieurs à 15 s, on observe des arrivées avec un move-out linéaire inverse (décroissant avec le déport) semblable à celui des ondes dans l'eau. Elles indiquent que les ondes dans l'eau se réfléchissent sur le flanc nord du bassin. Une réflexion particulièrement nette est observable à un déport de 20 km à 17 s (Figure 2.12), un temps qui pourrait indiquer qu'il s'agit d'une réflexion profonde. Il s'agit en fait de la réflexion de l'onde dans l'eau sur la côte abrupte de la péninsule limitant la baie d'Itea à l'est. Il faut rester attentif pour ne pas confondre ces ondes se propageant horizontalement avec des réflexions profondes.

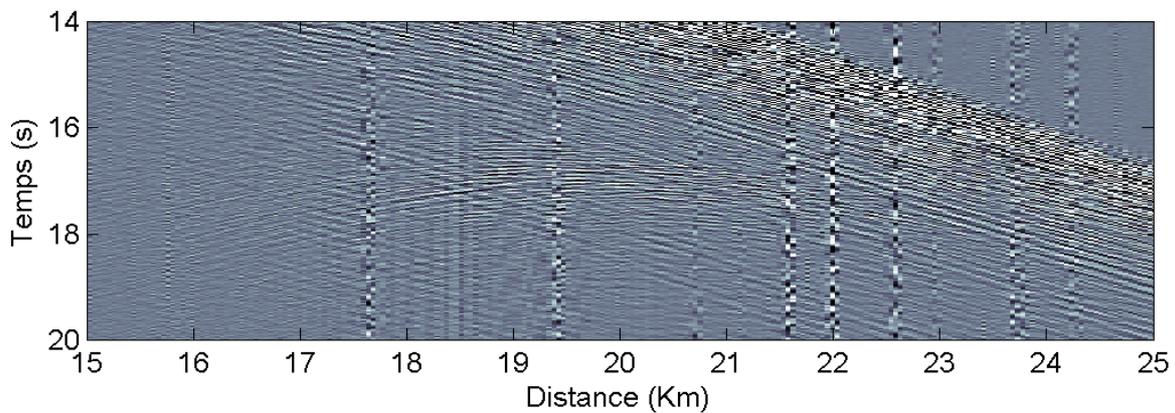


Figure 2.12 Zoom sur la réflexion des ondes dans l'eau sur la péninsule limitant la baie d'Itea à l'Est.

La Figure 2.13 montre le même profil GOC11 enregistré par la station A02 du réseau de Galaxidi. Une première observation importante est que les ondes transmises dans l'eau sont beaucoup moins importantes en amplitude et ne sont pas présentes dans tout le profil. Nous pouvons les observer par exemple à 15 km de déport et à 10 s. La forme asymétrique du bassin de Corinthe fait que la conversion des ondes propagées dans l'eau vers la terre s'effectue efficacement sur son flanc sud, dont la pente est très raide. Par contre, la bathymétrie au nord du golfe a une pente beaucoup plus douce, spécialement dans la direction du réseau de Galaxidi. Cette différence de pente explique probablement le fait que les ondes dans l'eau ne sont pas enregistrées pour tous les tirs aux stations du réseau de Galaxidi. Par contre, les premières arrivées réfractées sont très claires à tous les déports.

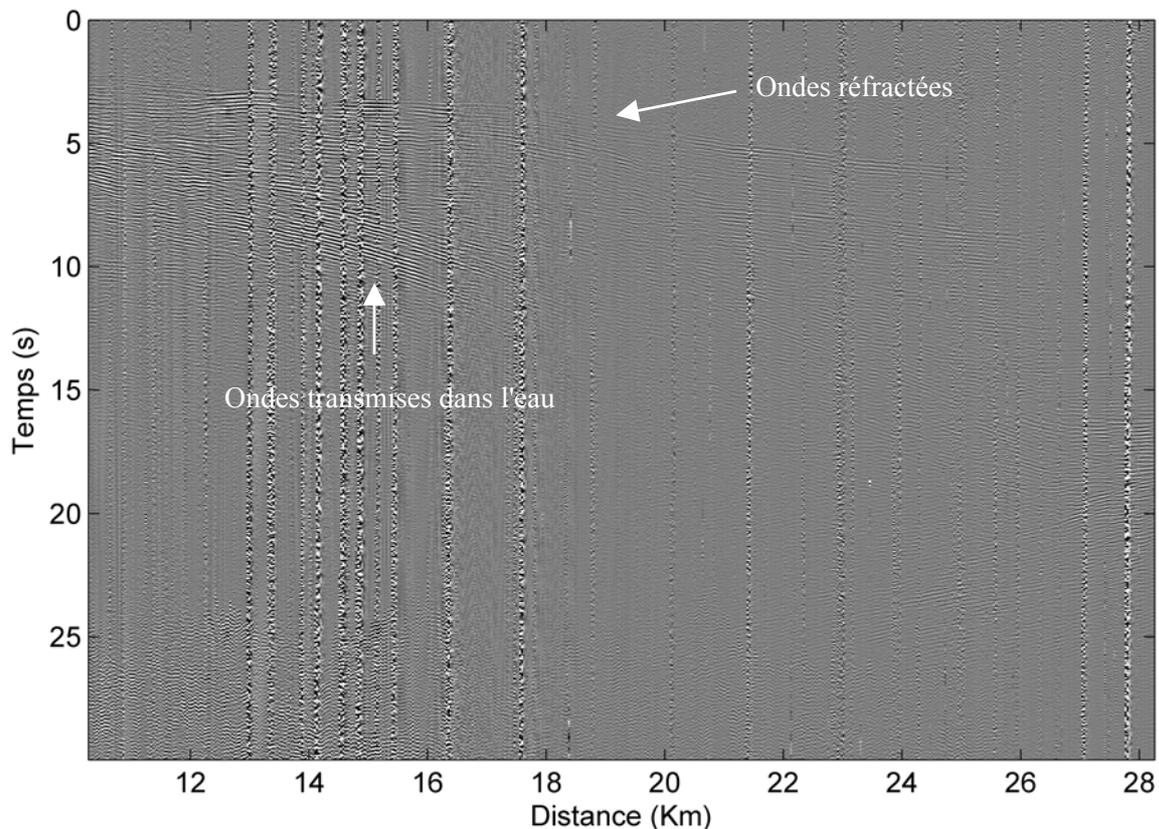


Figure 2.13 Profil GOC11 enregistré par la Station 02 du réseau de Galaxidi

Le Maurice Ewing a effectué aussi des profils dans la direction est-ouest perpendiculairement aux réseaux de Derveni et Galaxidi. Ces profils, regardés en sections récepteur-commun, montrent les variations des structures avec le déport et l'azimut. Nous allons présenter le profil GOC07, qui a été effectué d'est en ouest, en comparant les enregistrements effectués par des stations situées loin et près de la côte.

La Figure 2.14 montre le profil GOC07 enregistré par la station 29 située à l'extrémité sud du réseau de Derveni (Figure 2.8a, Figure 2.10). La première arrivée est observée pour tous les tirs de façon très continue. Si nous regardons juste au nord de la station, vers le tir 600, nous voyons que l'arrivée réfractée est présente et très claire, comme elle l'était pour le profil GOC11 sur la station 00. Par contre, les arrivées dans l'eau transmises à terre sont plus faibles. Ceci sera un élément important dans la suite de notre travail. Si nous regardons la première arrivée vers l'est (numéro de tir décroissant) nous voyons que le temps d'arrivée augmente et l'amplitude diminue. Ces effets sont normaux puisqu'on s'éloigne de plus en plus de la station. Par contre, si nous regardons vers l'ouest du tir 700 (numéro de tir croissant) nous voyons que le temps d'arrivée n'augmente pas autant que vers l'est. Cet effet est du

principalement à la variation de profondeur du bassin sédimentaire sous le Golfe qui est plus importante à l'est qu'à l'ouest (Figure 2.1).

En ce qui concerne les ondes propagées dans l'eau, nous pouvons remarquer un effet très intéressant: elles sont présentes seulement sur la moitié est du profil GOC07. Nous pouvons les voir clairement du tir numéro 1 jusqu'au tir 750, mais presque pas du tout vers l'ouest. C'est ce phénomène qui va nous permettre d'observer des arrivées en provenance de la croûte profonde à l'ouest alors que les ondes propagées dans l'eau du côté est masquent les éventuelles arrivées provenant de la croûte profonde. Les amplitudes des ondes dans l'eau à l'est sont importantes mais très atténuées en comparaison avec les amplitudes enregistrées avec les profils plus proches de la côte. Nous allons faire la comparaison tout de suite.

La Figure 2.15 présente le même profil GOC07 enregistré avec la station 00 proche de la côte (Figure 2.8a). Nous trouvons deux différences principales avec l'enregistrement de la station 29. D'une part, les amplitudes des ondes propagées dans l'eau sont beaucoup plus importantes, si bien que la première arrivée est difficile à voir à cause de la très importante dynamique d'amplitudes présente dans l'enregistrement. D'autre part, à la différence de la station 29, nous observons les arrivées dans l'eau à l'est et à l'ouest de la station.

Pour finir avec cette description générale des caractéristiques des enregistrements des profils GOCs sur les stations à terre, nous montrons sur la Figure 2.16 le profil GOC07 enregistré par la station A10 la plus au nord du réseau de Galaxidi (Figure 2.8b). Ici, contrairement au réseau de Derveni, il n'y a pas de grandes différences avec l'enregistrement du profil GOC11 avec la station A02. En effet, l'arrivée la plus claire est la première. Elle est suivie de nombreuses réverbérations présentes pendant plusieurs secondes. Les ondes propagées dans l'eau n'apparaissent pas clairement.

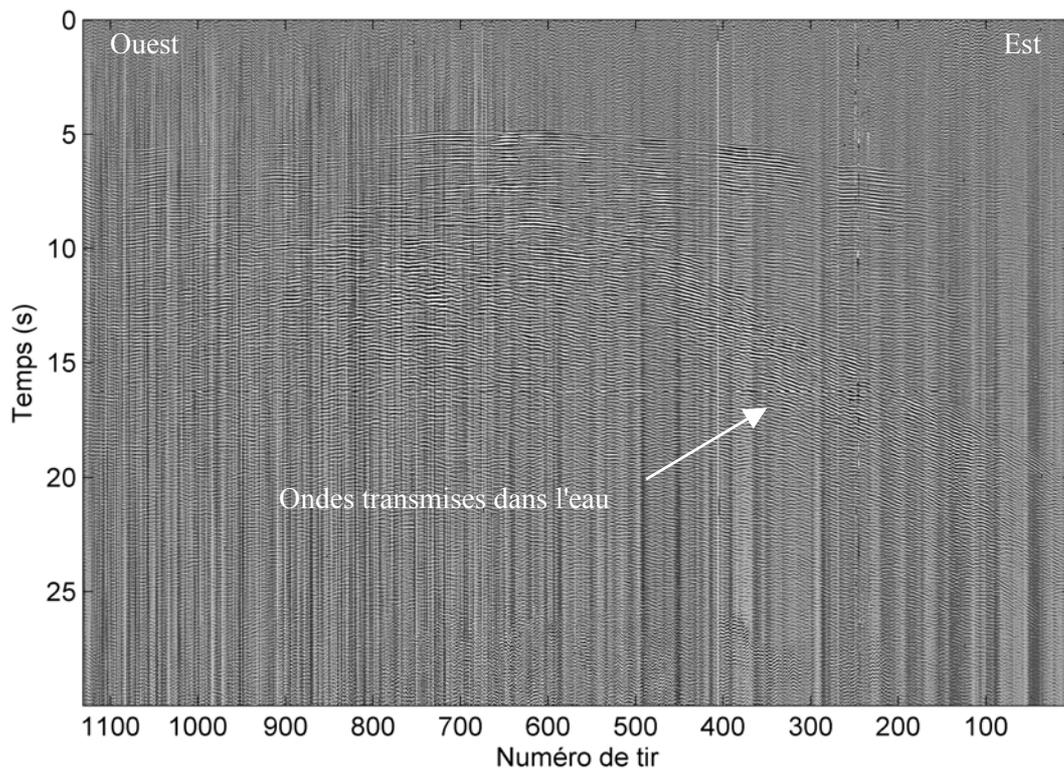


Figure 2.14 Profil GOC07 enregistré par la station 29 située à l'extrémité sud du réseau de Derveni. Seuls les tirs effectués à l'est du Golfe montrent des ondes transmises dans l'eau avec une forte amplitude.

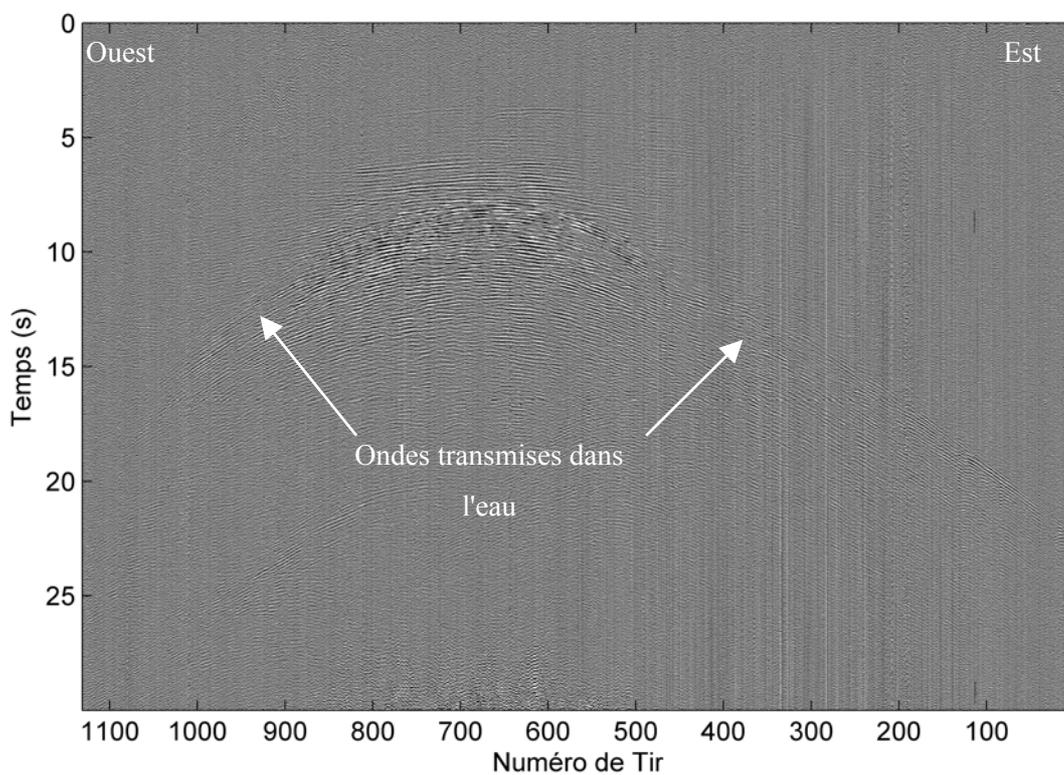


Figure 2.15 Profil GOC07 enregistré par la station 00 du réseau de Derveni située près de la côte. Tous les tirs montrent des ondes transmises dans l'eau avec une amplitude dominant toutes les autres arrivées.

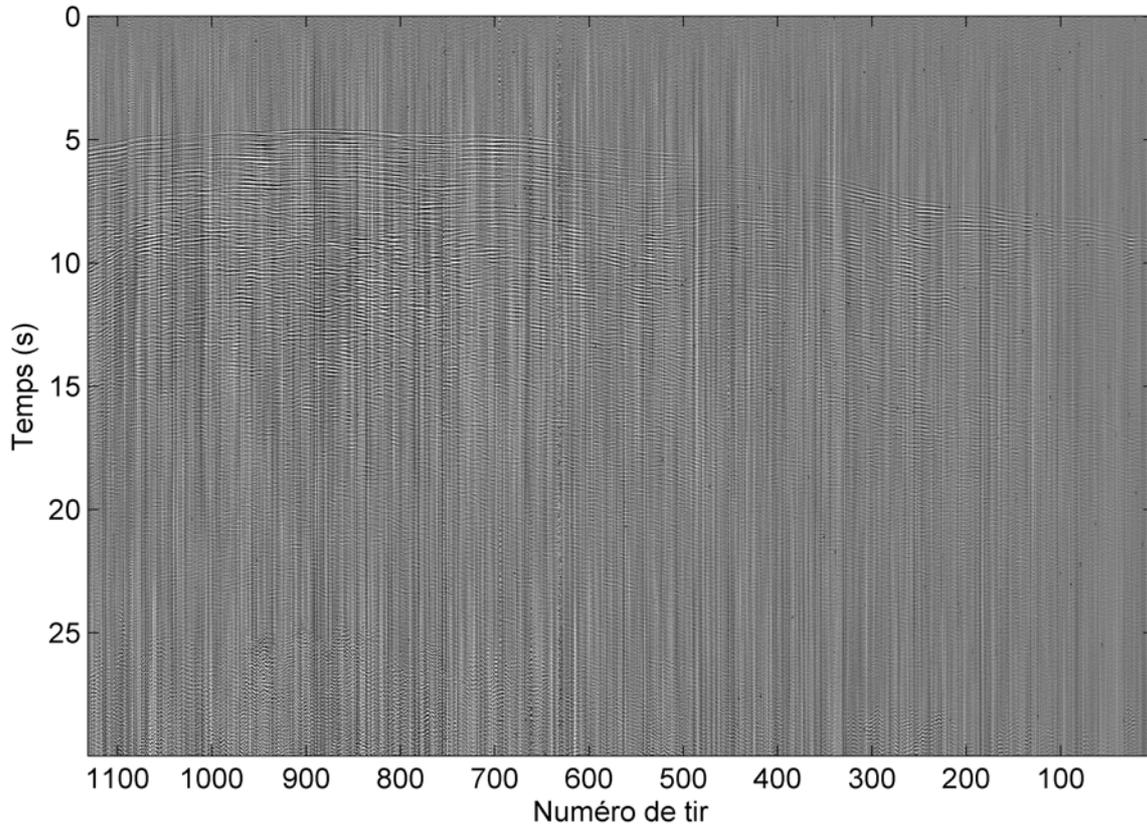


Figure 2.16 Profil GOC07 enregistré par la station A10 du réseau de Galaxidi

Pour illustrer les fortes valeurs d'amplitude des ondes dans l'eau et leur atténuation lors de leur propagation après conversion sur le flanc sud du Golfe de Corinthe, nous allons présenter l'enregistrement d'un fort séisme qui a eu lieu pendant la campagne du Maurice Ewing. Le 26 juillet 2001 à 21h36 (heure locale) a eu lieu un séisme de magnitude 6.6 près de l'île de Skyros dans la mer Egée (Lat: 39.059°, Lon: 24.244°). La distance entre l'épicentre et la station 00 du réseau de Derveni est d'environ 250 km. Toutes les stations déployées à terre ont enregistré l'événement. Nous allons utiliser le séisme pour avoir une idée de la puissance des canons du Maurice Ewing, qui se trouvait en ligne avec le dispositif de Derveni dans la partie la plus profonde du golfe (Figure 2.10). La Figure 2.17 montre la trace correspondant au moment où le séisme a eu lieu. Nous pouvons voir la première arrivée, pas très forte, les ondes dans l'eau issues des canons et le séisme. L'amplitude des ondes dans l'eau est de l'ordre de celles provenant du séisme de magnitude 6.6. Même si l'épicentre se trouve à 250 km, les amplitudes restent très importantes. La grande puissance de la source sismique utilisée et la bathymétrie du Golfe vont faire que nous retrouverons dans beaucoup de nos enregistrements des arrivées provenant de réverbérations et de réflexions multiples qui ont été propagées dans l'eau.

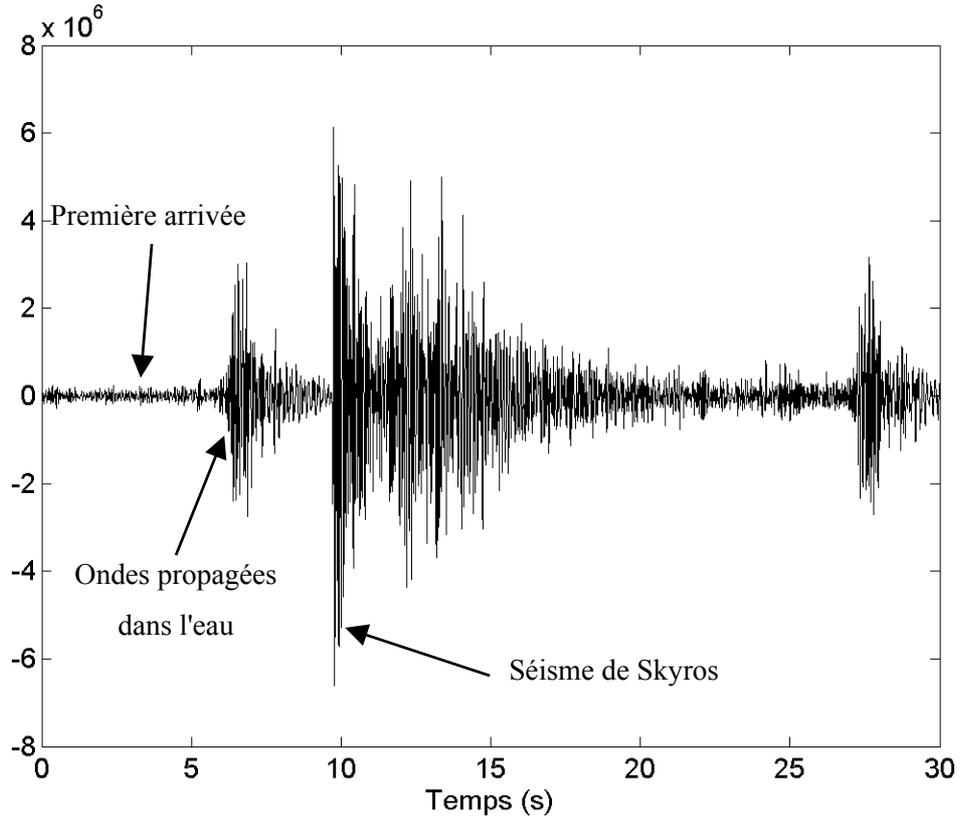


Figure 2.17 Séisme de Skyros enregistré par la station 00 du réseau de Derveni près de la côte.

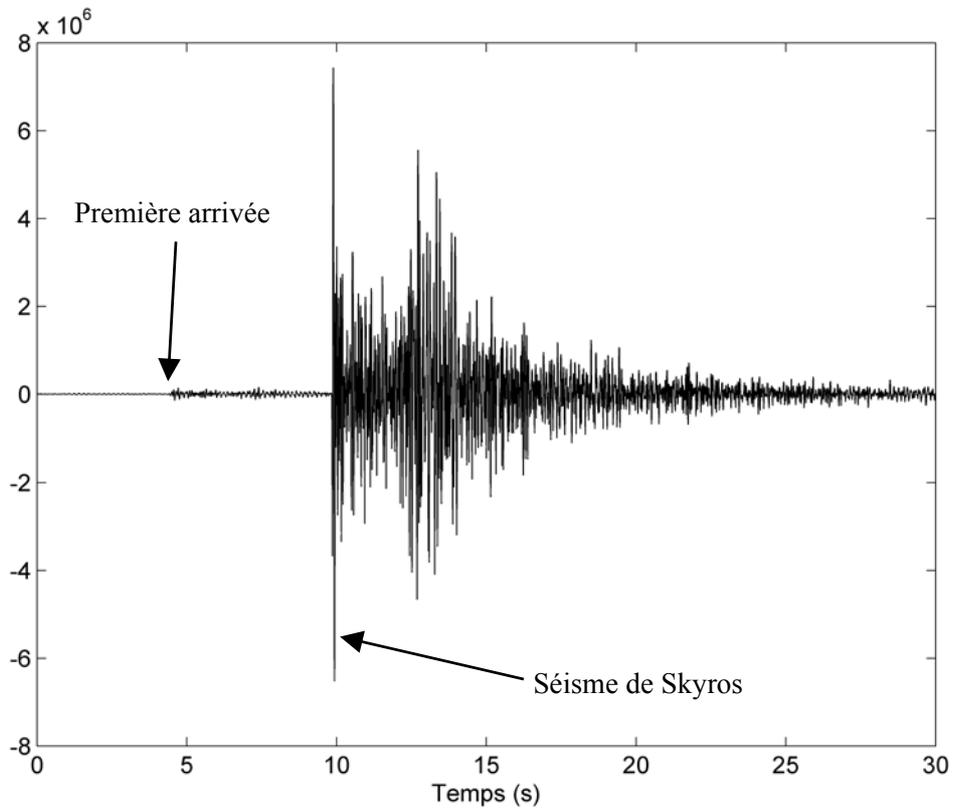


Figure 2.18 Séisme de Skyros enregistré par la station 29 située à l'extrémité sud du réseau de Derveni.

Heureusement pour les stations les plus au sud du réseau de Derveni et pour les profils GOCs au nord-ouest du réseau, les ondes dans l'eau transmises à terre sont efficacement atténuées. Cette atténuation se produit, comme nous le verrons en détail par la suite, lors de la traversée de la faille de Xylokastro qui coupe le réseau au niveau du village de Pyrgos (Figure 2.8a). Un bon exemple est l'enregistrement effectué par la station 29 de la même trace correspondant au séisme de Skyros (Figure 2.18). Cette figure nous montre que les arrivées enregistrées sont la première arrivée issue du N/O Maurice Ewing et le séisme. Nous pouvons aussi voir que l'amplitude du séisme est pratiquement la même pour les deux stations. La différence entre les traces n'est donc pas due à une différence de couplage des géophones.

3 ANALYSE DES ONDES REFRACTEES

3.1 Introduction

Le rift de Corinthe est un graben asymétrique avec un épaulement au sud soulevant le nord du Péloponnèse et un affaissement de la côte nord (Figure 3.1). Dans la partie centrale et est du golfe, où la largeur atteint 30 km, le bassin sédimentaire a une épaisseur de 2.4 km (Clément, 2000, Sachpazi, 2003). La différence d'élévation entre le socle du bassin sédimentaire et le sommet de 2.3 km de hauteur situé 10 km au sud du réseau de Derveni est de plus de 5 km sur une distance horizontale de 30 km.

Le rift est considéré comme résultant de deux phases tectoniques (Armijo et al., 1996). La première phase concerne un proto-golfe (Ori, 1989) et prend place dans le contexte extensif de l'Egée à la fin du Miocène. Les dépôts sédimentaires issus de cette phase sont visibles sur la côte sud (Figure 2.3) grâce aux anciennes failles et anciens deltas soulevés qui se retrouvent jusqu'à 1500 m d'altitude avec des épaisseurs pouvant dépasser 1000 m (Ori, 1989). Le flanc nord du Péloponnèse est recouvert par ces sédiments synrift deltaïques et lacustres découpés en blocs faillés. Le proto-golfe a été réactivé il y a environ 1 Ma (Armijo et al., 1996, Moretti et al., 2003) avec le développement d'une nouvelle génération de failles est-ouest rangées en échelon. Elles sont bien visibles le long de la côte sud du golfe. La vitesse de subsidence a augmenté et de nouveaux sédiments se sont déposés.

La vitesse actuelle d'ouverture du rift varie de 15 à 5 mm/an d'ouest en est (Briole et al., 2000; Nyst et Thatcher, 2004). Cette ouverture rapide entraîne une importante sismicité. Plusieurs séismes de forte magnitude ont eu lieu récemment dans la partie nord du Golfe à une profondeur de 10 km environ (Bernard et al., 1997). Certains séismes, comme ceux de Galaxidi en 1992 d'une magnitude $M_S = 5.9$ (Hatzfeld et al., 1996) et d'Aigion en 1995 d'une magnitude $M_S = 6.2$ suggèrent un plan de faille avec un pendage de 30° vers le nord (Figure 3.1). Mais dans d'autres études (Rigo et al., 1996, Rietbrock et al., 1996 et Bernard et al., 1997), les répliques et la microsismicité sont interprétées comme des glissements sur une faille de détachement à faible pendage dans la croûte moyenne (Figure 3.2). Ces séismes pourraient se trouver dans la prolongation vers le nord dans la croûte moyenne d'une faille de détachement de faible pendage, connectant la croûte supérieure faillée avec la croûte inférieure ductile (Chéry, 2001) et amincie (Tiberi et al., 2001). Cette zone pourrait être un

des rares exemples de faille normale active à faible pendage dans la croûte supérieure (Wernicke, 1995).

Les plans de failles qui affleurent sur la côte sud du golfe et ceux qui sont imagés par la sismique réflexion dans le golfe (Clément, 2000) sont considérablement plus raides que le plan de glissement indiqué par la sismicité (Figure 3.2). La connexion géométrique entre les failles affleurant en surface et la zone sismique active profonde est encore une question ouverte et différentes interprétations sont discutées. Les failles vues en surface conservent-elles un angle important jusqu'au détachement à faible pendage et sismiquement actif (Figure 3.2; Rigo, 1994 et Rigo et al., 1996) ou descendent-elles en se courbant au fur et à mesure jusqu'à se transformer en un détachement à faible pendage (Figure 3.3; Sorel, 2000)? Sorel (2000) a proposé un modèle d'évolution de la partie centrale du rift de Corinthe pour le nord du Péloponnèse, dans lequel des blocs faillés se sont formés successivement du sud vers le nord, au dessus d'une faille de détachement dans le socle. Ce détachement serait asismique dans la partie correspondant au nord du Péloponnèse. Sachpazi et al. (2003) ont observé sur un profil de sismique réflexion entre la Baie d'Itea et Derveni une réflexion à faible pendage qui pourrait indiquer la présence d'une faille de détachement.

Le socle pre-rift est composé de nappes mésozoïques issues de l'orogénèse alpine qui se sont mises en place pendant la formation des Hellénides. Les reliefs de la Grèce Centrale sont formés par la chaîne des Hellénides qui correspond à une succession de chevauchements de nappes dans la direction NW-SE. Nous trouvons successivement de l'est vers l'ouest, la nappe du Parnasse surmontant celle du Pinde puis celle de Tripolitsa (Le Pourhiet et al., 2003). Ces nappes sont, en grande partie, constituées de carbonates avec, parfois, des intercalations de flysch et elles reposent sur des unités schisteuses du socle alpin (Figure 3.4; Sorel, 2000).

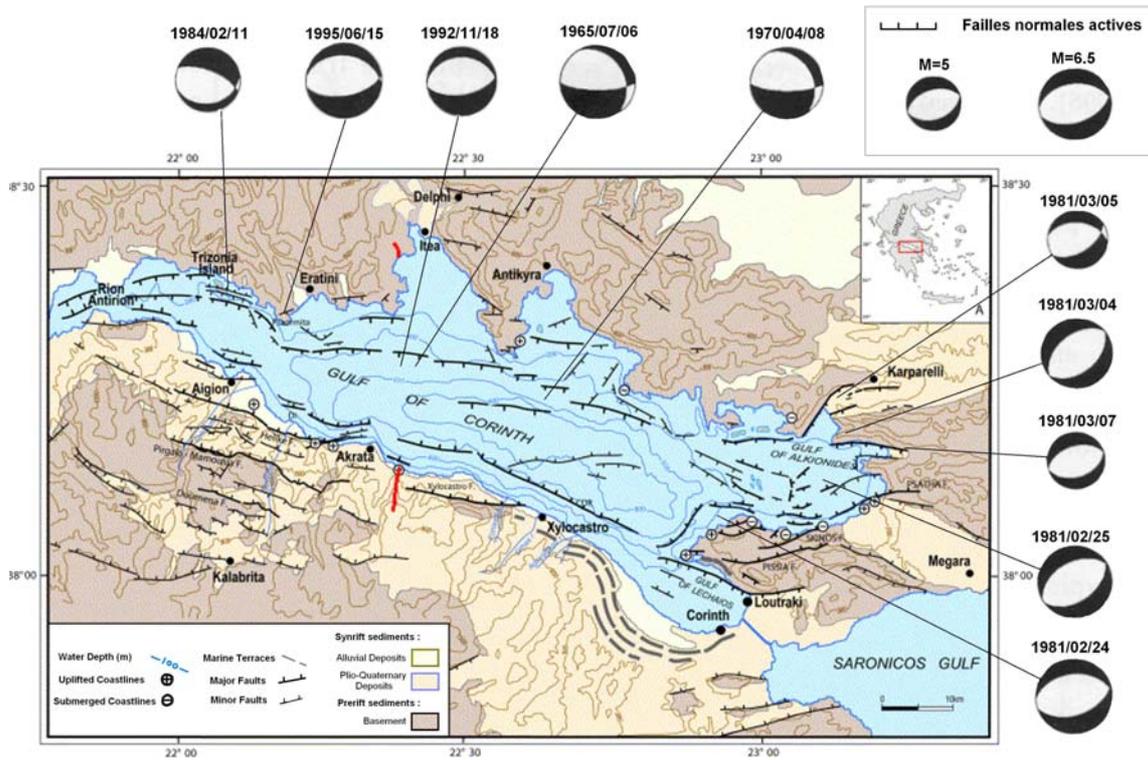


Figure 3.1 Carte du Golfe de Corinthe d'après Moretti (2003) et Bernard (1997)

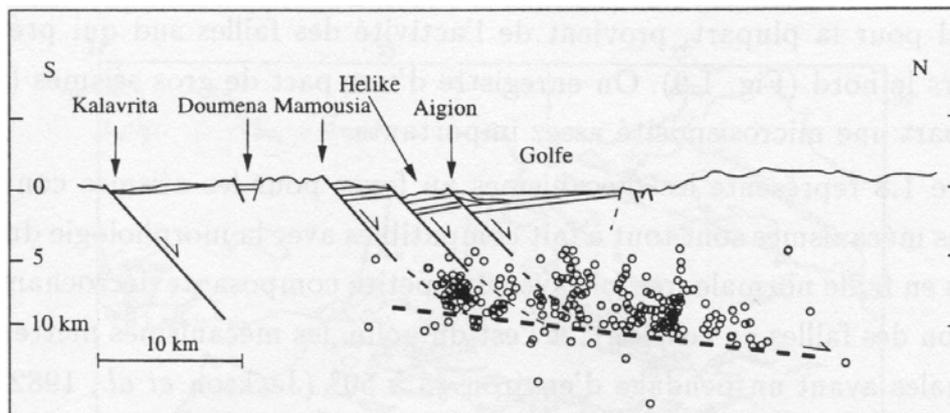


Figure 3.2 Coupe du Rift de Corinthe dans sa partie ouest d'après Rigo (1996)

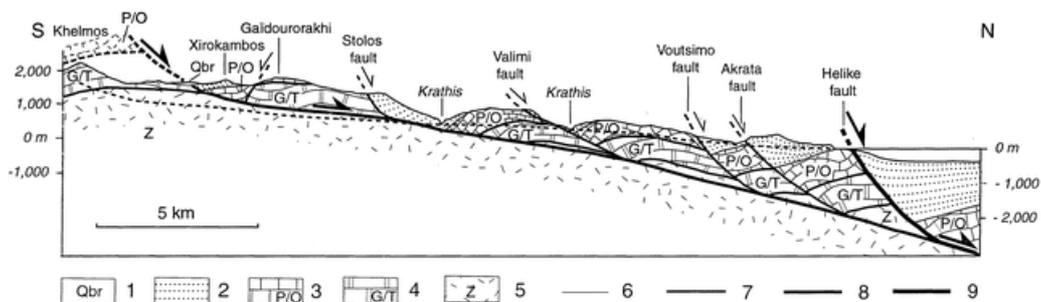


Figure 3.3 Coupe montrant l'interprétation faite par Sorel (2000) des structures extensives visibles à terre à l'ouest du réseau de Derveni

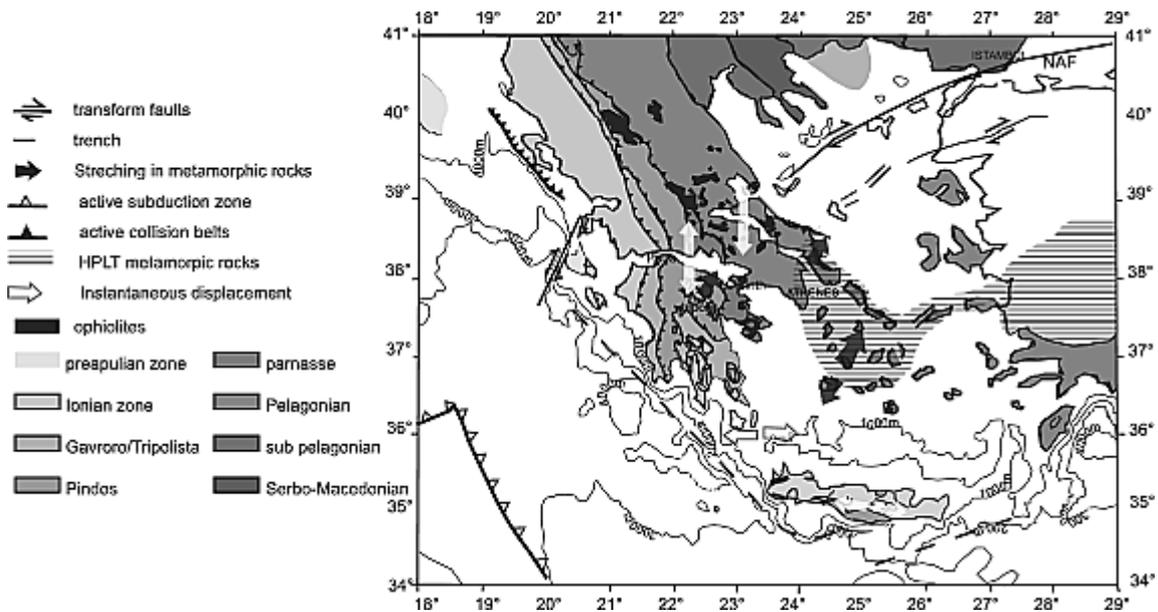


Figure 3.4 Carte des nappes constituant les reliefs des Hellénides et montrant la situation du Golfe de Corinthe dans la zone d'extension égéenne entre la subduction de la plaque Afrique et la faille nord-anatolienne (NAF) d'après Le Pourhiet (2003)

Nous allons analyser les ondes réfractées enregistrées par les réseaux de Derveni et Galaxidi pour étudier la structure superficielle à terre. Les profils utilisés sont les profils nord-sud qui se trouvent en ligne avec les réseaux (GOC10 à 17), en particulier les profils GOC10 et le GOC11 (Figure 3.12). Pour pouvoir observer les ondes réfractées sous le réseau, en particulier leurs vitesses apparentes, il faut organiser les données en point de tir commun. Pour le faire nous avons développé un programme de tri qui fournit des fichiers en point de tir commun à partir des enregistrements aux différentes stations. Ces fichiers comportent en moyenne 72 traces pour le réseau de Derveni et 21 pour celui de Galaxidi. Pour améliorer la lisibilité des premières arrivées, nous avons été amenés à procéder à une égalisation spectrale selon la procédure décrite dans la section suivante.

3.2 L'égalisation spectrale

3.2.1 THEORIE

L'égalisation spectrale est une technique simple de filtrage qui permet d'améliorer la qualité des données sismiques. Le spectre du signal enregistré contient généralement plus d'énergie dans les basses fréquences que dans les hautes fréquences, et ceci est accentué par la

présence du bruit de surface. Le simple fait de remonter l'énergie des hautes fréquences au même niveau que celui des basses fréquences permet d'améliorer le rapport signal sur bruit.

L'opération d'égaliser les fréquences ne peut pas être réalisée par un filtre passe-bande classique comme le montre la Figure 3.5. En coupant les basses fréquences nous risquons de supprimer la partie basse fréquence de notre signal, qui est prédominante pour les arrivées correspondant à des grandes distances de propagation.

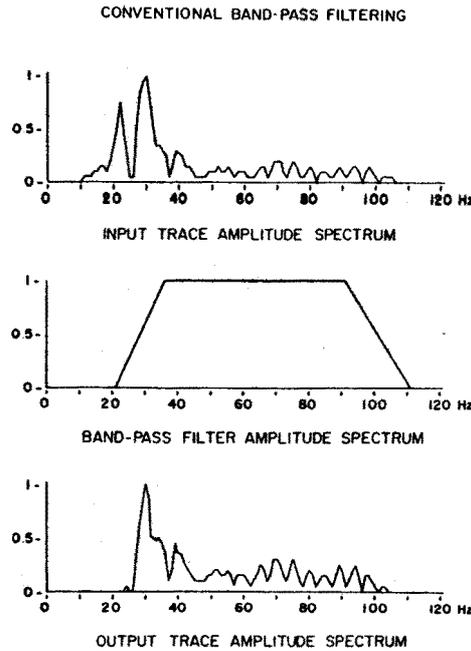


Figure 3.5 Filtrage d'une trace avec un filtre passe-bande traditionnel

L'égalisation spectrale a été étudiée par Otis et Smith (1977) et par Tufekčić et al. (1981). Ils considèrent que c'est une méthode appropriée pour filtrer les données pour lesquelles le bruit organisé est très complexe. L'idée de l'égalisation spectrale est de faire remonter les hautes fréquences au niveau moyen des basses fréquences mais en gardant les pics et les trous présents dans le spectre. Il n'est pas souhaitable de donner la même énergie à tout le spectre et le rendre plat, puisqu'on risque de remonter le niveau de bruit dans les bandes de fréquence ne contenant pas d'information. Tufekčić et al. (1981) ont développé un algorithme permettant de rendre le spectre d'une trace donnée semblable à un spectre moyen calculé à partir des traces voisines de façon à uniformiser le spectre de toutes les traces. L'algorithme est dans le domaine du temps.

Coppens et Mari (1984) ont développé une méthode de filtrage dans le domaine des fréquences qui a pour but de mettre globalement l'amplitude du spectre des traces au même

niveau pour toutes les fréquences, tout en respectant les variations locales et ceci sans modifier la phase du signal (Figure 3.6). L'égalisation est faite indépendamment pour chaque trace en se limitant à une bande de fréquences donnée.

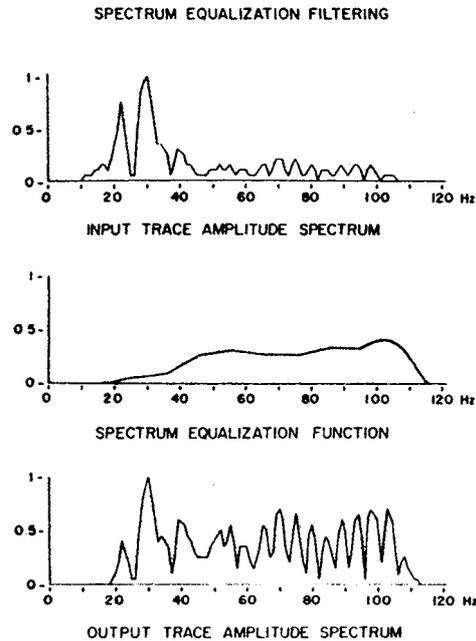


Figure 3.6 Egalisation spectrale réalisée pour une trace

L'opération consistant à égaliser le contenu fréquentiel doit donc respecter les variations locales d'énergie dans le spectre. L'égalisation doit être réalisée dans la bande de fréquences utile du signal sismique et surtout pas au-delà de la bande passante de l'enregistrement. Mais comme une partie importante de l'information enregistrée réside dans la phase du signal, l'opérateur ne doit pas la modifier. L'égalisation spectrale peut être réalisée très facilement dans le domaine spectral à l'aide de la transformé de Fourier rapide (FFT). Dans le domaine spectral, l'opérateur doit être purement réel pour ne pas modifier la phase.

Appelons $e(m\Delta t)$, la trace d'entrée, $s(m\Delta t)$, la trace sortie, $h(m\Delta t)$ l'opérateur d'égalisation, et $E(k\Delta f)$, $S(k\Delta f)$, $H(k\Delta f)$, leurs transformées de Fourier respectives avec:

Δt pas d'échantillonnage en temps,

m numéro de l'échantillon de la fonction temps variant de 1 à N ,

k numéro de l'échantillon de la transformée de Fourier variant de 1 à N ,

N nombre total d'échantillons,

Δf pas d'échantillonnage en fréquence égal à $1/(N \cdot \Delta t)$;

alors

$$S(k\Delta f) = E(k\Delta f) \cdot H(k\Delta f), \quad k=1, \dots, N.$$

La fonction réelle $H(k\Delta f)$ d'égalisation spectrale doit tendre vers 0 aux fréquences limites de la bande passante. Parmi les différentes fonctions H qui réalisent au mieux l'égalisation spectrale, la plus satisfaisante peut être considérée comme celle dont la réponse impulsionnelle est la plus courte (Coppens et Mari, 1984).

Une façon simple d'obtenir la fonction H est de calculer les valeurs moyennes du module du spectre $E(k\Delta f)$ dans des bandes de fréquence étroites de largeur $LF=n\Delta f$, de façon analogue à la compensation automatique dans le domaine temps de la décroissance d'énergie des traces en fonction de temps.

Nous déterminons ainsi une fonction R définie par points:

$$R_j = \frac{V}{n} \left(\sum_{k=j+1-\frac{n}{2}}^{j+\frac{n}{2}} |E(k\Delta f)| \right), \quad j = \frac{n}{2}, \frac{3n}{2}, \dots, N - \frac{n}{2},$$

où V est la valeur moyenne globale du module du spectre donnée par

$$V = \frac{\sum_{k=1}^N |E(k\Delta f)|}{N}.$$

Pour chaque fréquence, la valeur de la fonction H peut être obtenue par interpolation entre les points R_j . Parmi les fonctions H qui passent par les points R_j imposés, celle dont la transformée de Fourier inverse $h(t)$ est de durée minimale, est une fonction réelle, linéaire par morceaux. La fonction H obtenue par interpolation linéaire entre les points R_j est une fonction dont la dérivée est discontinue, mais qui fournit l'opérateur $h(t)$ de durée minimale. Si nous désirons une fonction plus lisse dont la dérivée soit discontinue, nous pouvons effectuer l'interpolation entre les points R_j par une fonction spline de type cubique.

La fonction H doit tendre vers 0 aux fréquences qui limitent la bande passante et être 0 en dehors de celle-ci. Pour minimiser l'influence du phénomène de Gibbs, le passage à zéro doit être progressif, soit de façon linéaire, soit en utilisant une fonction plus plate à l'origine (\cos^2 ou exponentiel décroissante).

3.2.2 APPLICATION AUX DONNEES DU GOLFE DE CORINTHE

Pour compenser l'atténuation des hautes fréquences et améliorer la cohérence des enregistrements nous avons réalisé une égalisation spectrale sur les données enregistrées. Avec l'aide de la FFT de Matlab, nous avons écrit un code très performant qui permet de corriger le spectre. Pour minimiser l'influence du phénomène de Gibbs, nous avons utilisé une exponentielle décroissante pour les limites de la bande passante de la fonction H .

La Figure 3.7 montre le spectre d'une trace avant et après correction et la fonction d'égalisation spectrale utilisée. Le spectre avant correction montre différents pics d'amplitude décroissante à des fréquences quasi-harmoniques de 6.5 Hz. L'atténuation des hautes fréquences pendant la propagation des ondes entraîne une domination de la fréquence la plus basse de la bulle générée par le canon à air le plus volumineux (6.5 Hz). La fonction d'égalisation est croissante avec les fréquences. Le spectre résultant est beaucoup plus homogène que le spectre initial, mais les "pics et trous" sont préservés.

Le spectre résultant va dépendre de plusieurs variables, et d'abord des fréquences initiale et finale de la bande dans laquelle l'égalisation est faite. Il faut être prudent et surtout ne pas faire remonter les hautes fréquences au-delà du raisonnable pour ne pas gonfler du bruit. Une autre variable qui doit être ajustée est la largeur en fréquence de la fenêtre d'égalisation. Une fenêtre trop large ne permet pas d'augmenter les hautes fréquences puisque la moyenne dans la fenêtre sera la moyenne générale. Au contraire, une fenêtre trop étroite risque de remonter tous les "trous" du spectre.

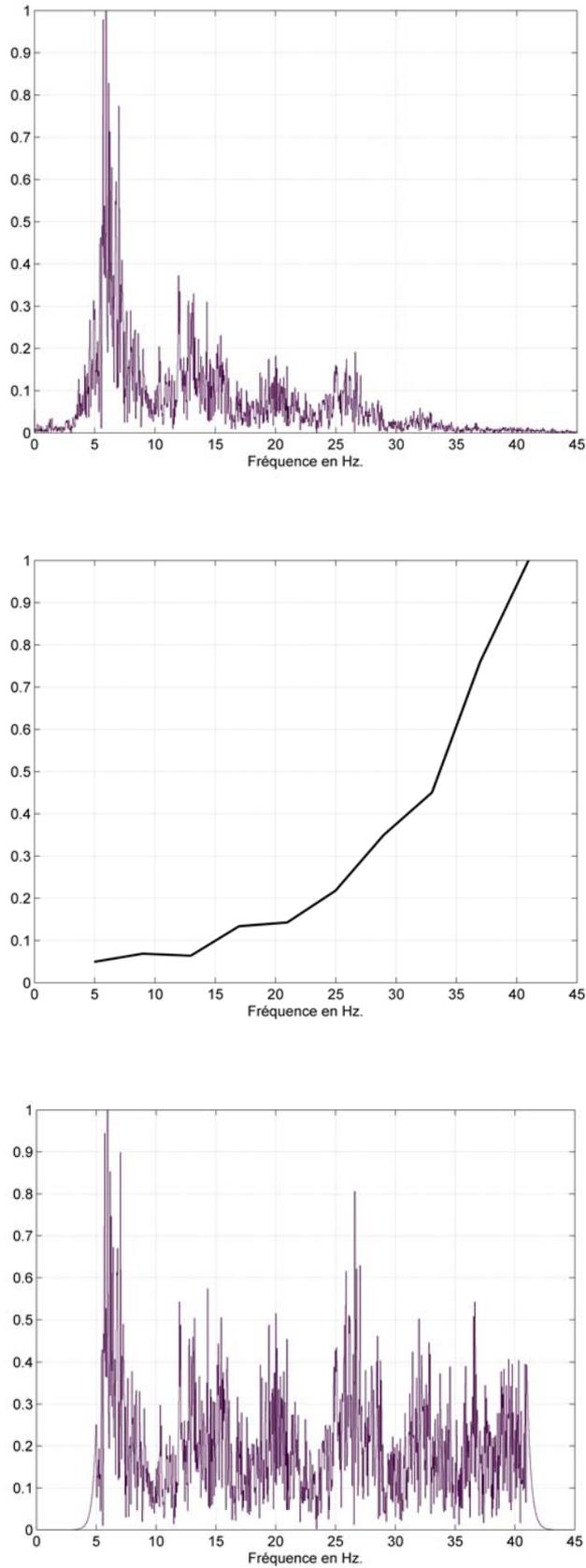


Figure 3.7 Spectres avant et après égalisation spectrale. La fonction d'égalisation est représentée entre les deux spectres.

Le spectre de toute la trace est dominé par les arrivées issues des ondes propagées dans l'eau qui, comme on l'a vu précédemment, sont prédominantes sur une partie importante des enregistrements. Mais si nous regardons en détail, en calculant des spectres sur des intervalles limités en temps, on observe des différences le long d'une trace. Ceci nous a conduit à réaliser l'égalisation spectrale par fenêtres de temps. Nous pouvons choisir la taille de la fenêtre en temps de façon à avoir les différentes arrivées dans différentes fenêtres. Cette façon de faire peut améliorer notablement la qualité de l'arrivée filtrée.

La Figure 3.8 montre les premières arrivées réfractées pour un point de tir enregistré avec le réseau de Derveni. La première figure est le point de tir brut, non filtré. La deuxième est le point de tir filtré avec la même fonction pour toute la trace. La bande passante est 5-41 Hz avec une fenêtre d'égalisation de 4 Hz. La troisième figure est le même point de tir filtré avec le même filtre qu'auparavant mais avec une fenêtre en temps de 6 secondes. L'amélioration due au filtrage est très nette, même avec le filtrage pour toute la trace, spécialement pour les petits dépôts. Ces traces sont les plus affectées par les ondes issues des ondes propagées dans l'eau, comme nous le verrons un peu plus tard. Pour les traces plus au sud, filtrer sert au minimum à atténuer une partie du bruit dans les traces. Pour la suite de notre travail, nous ferons l'égalisation spectrale de façon routinière, pour toutes les sections sismiques.

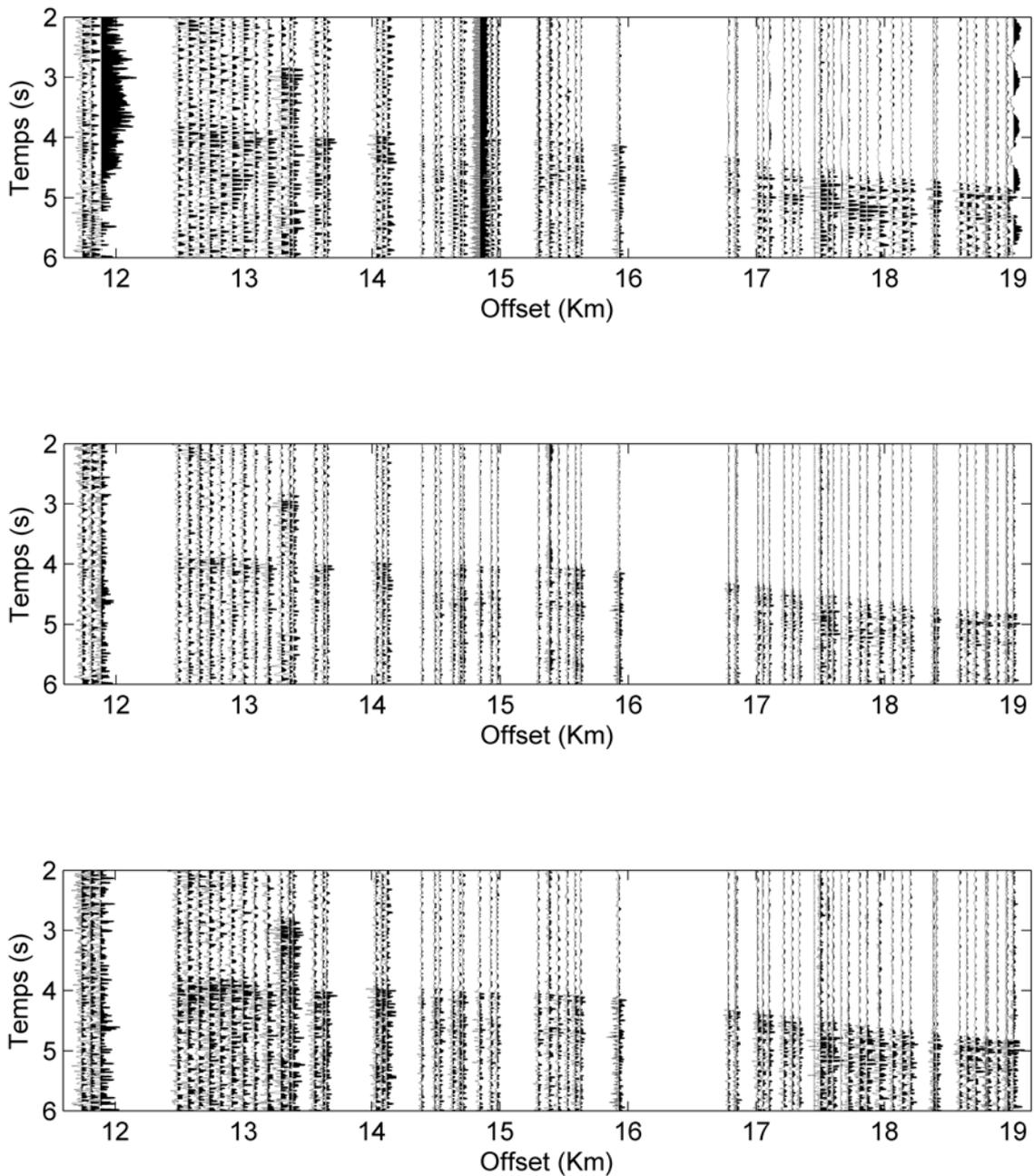


Figure 3.8 Premières arrivées réfractées pour un point de tir enregistré sur le réseau de Derveni représentées sans (haut) et avec égalisation spectrale en utilisant une fonction d'égalisation calculée sur toute la trace (milieu) ou dans une fenêtre de 6 s (bas).

3.3 Analyse des données et détermination des vitesses

Une première analyse des données nous montre qu'il y a des différences importantes dans les sections en point de tir sur le réseau de Derveni en fonction de la position des tirs. Pour les tirs effectués dans la partie profonde du bassin, les premières arrivées correspondent

aux ondes réfractées qui ont pénétré à travers les sédiments du bassin jusqu'au socle (Figure 3.9). Les arrivées de grande amplitude correspondent aux ondes issues des ondes propagées dans l'eau qui se sont transmises sur le flanc sud du golfe.

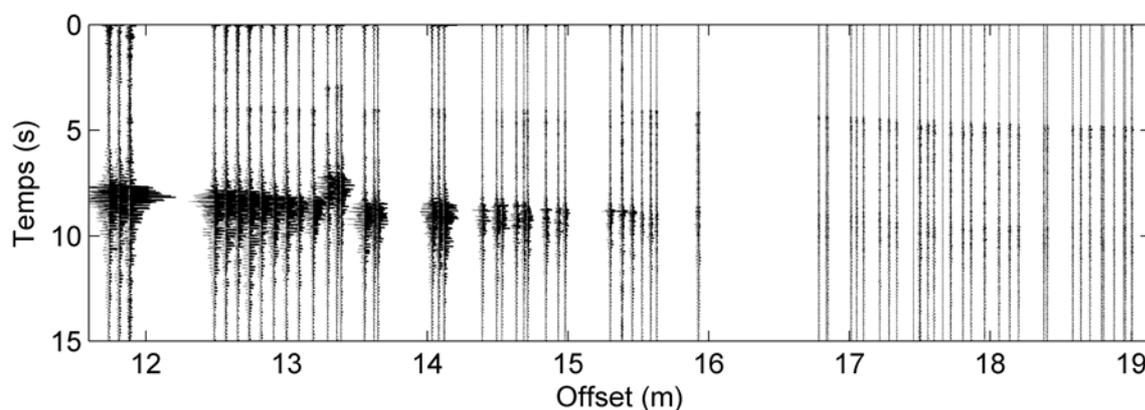


Figure 3.9 Enregistrement du tir 110 sur le réseau de Derveni montrant les premières arrivées réfractées suivies des ondes dans l'eau transmises sur le flanc sud du bassin. Le décalage des trois traces correspondants à la station 6 provient d'un problème sur la base de temps de la station.

Pour les tirs effectués sur le plateau nord peu profond, les arrivées réfractées ne sont pas observées et les premières arrivées sont les ondes dans l'eau transmises sur le flanc sud du bassin. La disparition des ondes réfractées d'un tir à l'autre est très abrupte. La Figure 3.10 montre trois points de tirs consécutifs du profil GOC10, correspondant aux points de tir numéro 128, 129 et 130. Le profil GOC10 a été tiré du sud au nord avec un intervalle entre tirs de 50 m. On voit que les ondes réfractées disparaissent sur un intervalle de 100 m. La Figure 3.11 montre la section sismique migrée correspondant au profil GOC10 (Taylor et al., 2003). Nous pouvons voir que le tir 130 (qui correspond au CDP 260) se trouve là où le réflecteur profond délimitant la base du bassin sédimentaire est interrompu par une faille à fort rejet vertical. Les tirs où la transmission des ondes est efficace se trouvent sur le bassin sédimentaire profond. La figure 3.12 montre la carte de la zone d'étude en détail. L'étoile noire correspond au tir 130, le point noir correspond au tir 110, le tir de la Figure 3.9.

L'inefficacité de la transmission des ondes à travers les carbonates des nappes des Hellénides qui forment le socle sous le bassin du Golfe de Corinthe a été étudiée par Roux (2003). Roux a examiné les ondes réfractées enregistrées par la flûte de 6 km du Maurice Ewing dans la baie d'Itea. Elles démontrent la présence d'une couche à faible vitesse entre les carbonates à hautes vitesses qui forment le socle. Le grand contraste d'impédance entre l'eau

et les carbonates sous la Baie d'Itea, l'alternance de couches à faible et haute vitesses et la structure complexe des nappes rendent la transmission des ondes dans le socle inefficace.

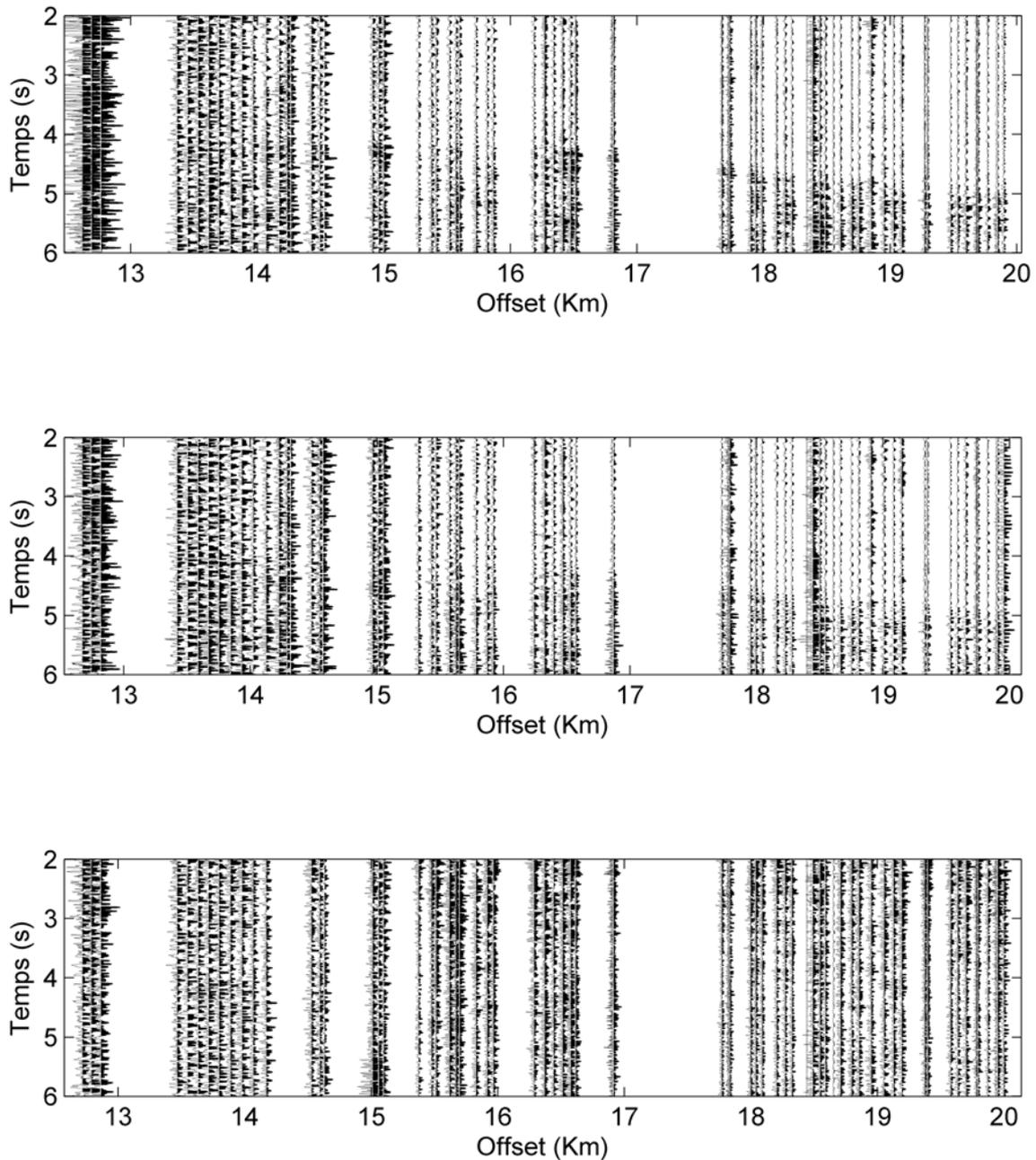


Figure 3.10 Illustration de la brutale disparition des arrivées réfractées sur le réseau de Derveni entre les tirs 128 (haut), 129 (milieu) et 130 (bas) du profil GOC10.

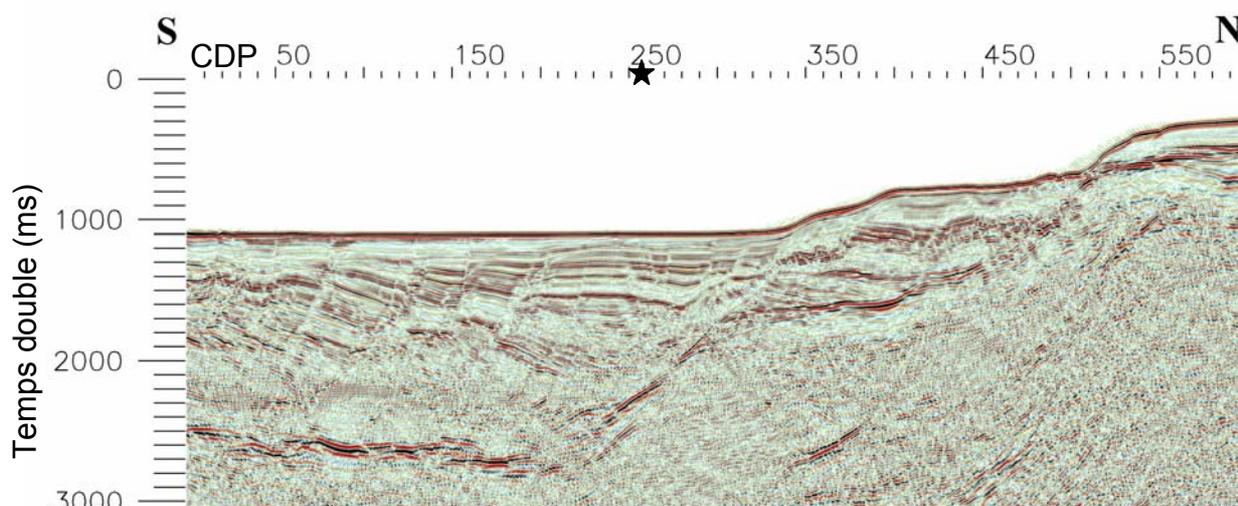


Figure 3.11 Section migrée correspondante au profil GOC10 (Taylor et al., 2003). Les arrivées réfractées ne sont observées sur le réseau de Derveni que pour les tirs situés au Sud (à gauche) du tir 130 (étoile).

Pour déterminer la vitesse superficielle des sédiments syn-rifts sous le réseau de Derveni, nous pouvons utiliser les ondes propagées sur le flanc sud du golfe issues des ondes transmises dans l'eau. Nous les considérons comme des ondes directes propagées par les sédiments depuis la côte. Elles sont observées très clairement avec la moitié nord du dispositif et pour tous les tirs. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre 1, ces ondes transmises sont très fortement atténuées au sud de Pyrgos, dans le compartiment supérieur de la faille de Xylocastro.

Pour calculer la vitesse des ondes transmises, nous avons utilisé le tir le plus proche du dispositif au sud du profil GOC11 (Figure 3.12). La Figure 3.13 montre le tir enregistré. Les ondes transmises sont très claires entre les dépôts de 2000 et 6000 m. La vitesse mesurée sur la section est de 4.3 km/s. Nous pouvons voir aussi clairement l'atténuation des ondes aux dépôts supérieurs à 6000 m. Le rejet de la faille de Xylokastro se traduit par une avance d'environ 0.25 s de ces ondes au passage de la faille.

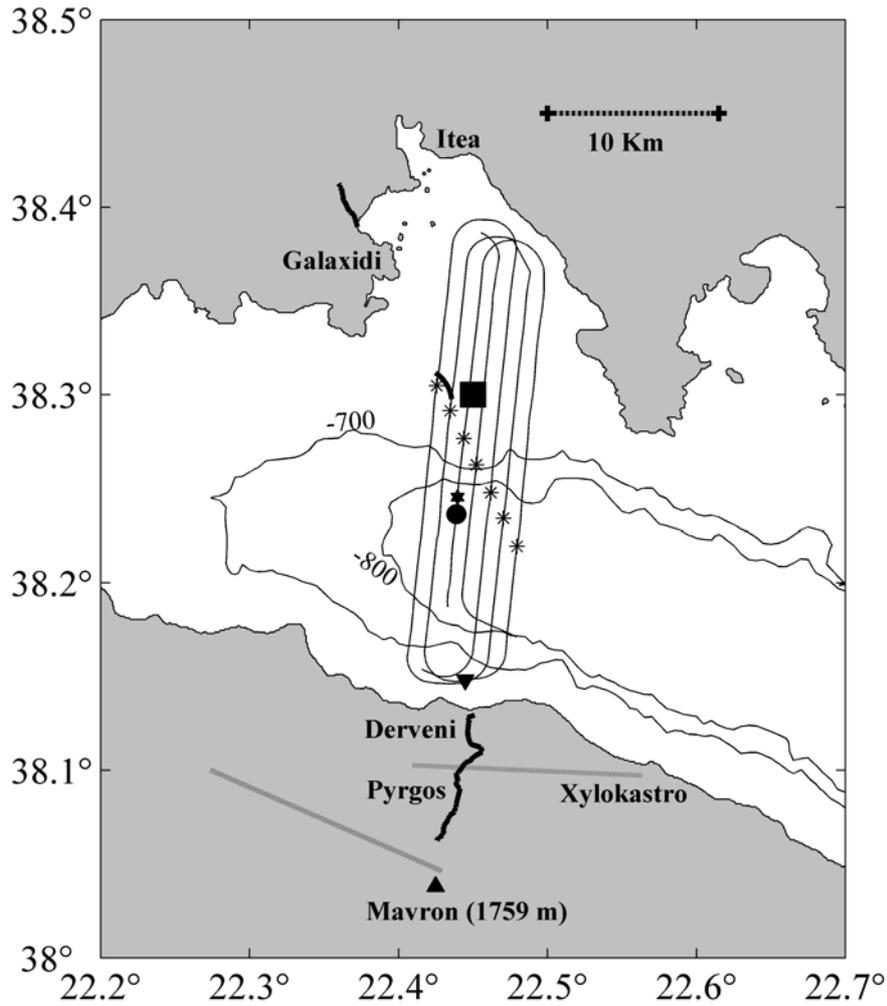


Figure 3.12 Carte montrant la position des réseaux de Derveni et Galaxidi et des profils utilisés pour analyser les ondes réfractées. Les contours bathymétriques (en m) indiquent la position du bassin profond. Le carré indique la position de l'épicentre du séisme de Galaxidi. Les étoiles en ligne indiquent les tirs de la Figure 3.14, le segment épais ceux de la Figure 3.15, utilisés pour déterminer la vitesse des arrivées réfractées sur le réseau de Galaxidi. L'étoile noire correspond au tir le plus au nord pour lequel des ondes réfractées sont observées sur le réseau de Derveni. Le point noir indique le tir de la Figure 3.9. Le triangle indique le tir de la Figure 3.13, utilisé pour déterminer la vitesse des ondes directes sur le réseau de Derveni.

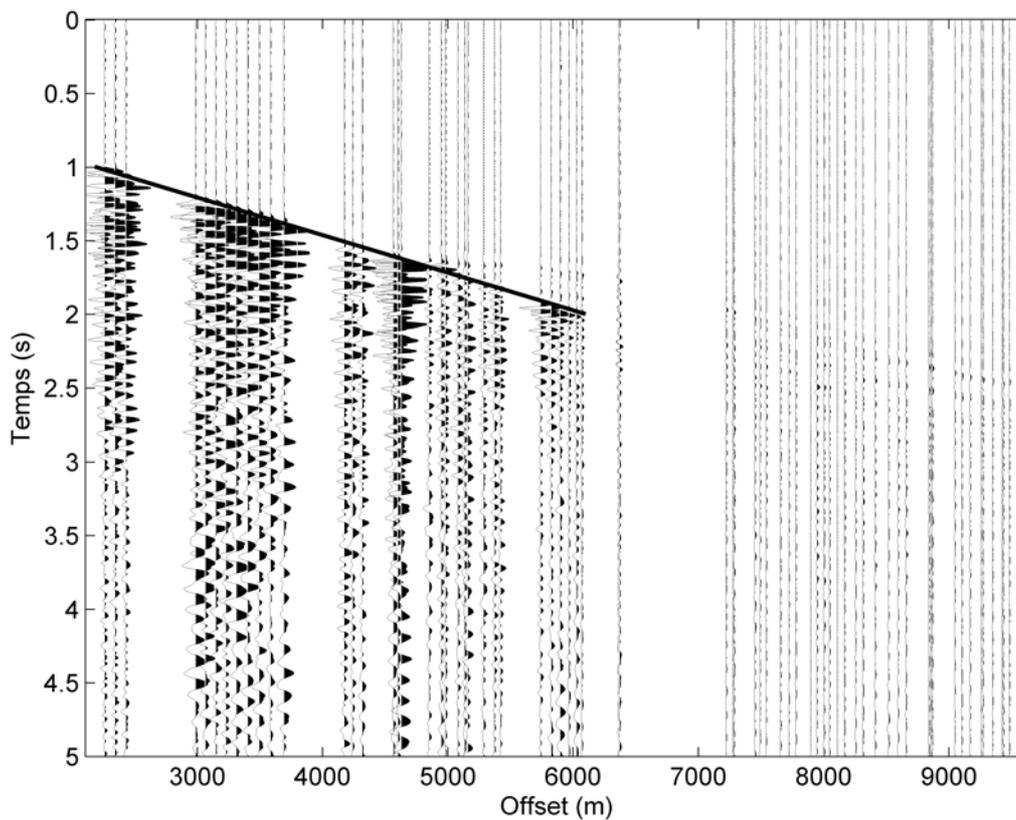


Figure 3.13 Tir proche de la côte du profil GOC 11 enregistré par le réseau de Derveni. Les ondes directes (ondes dans l'eau transmises sur le flanc sud du bassin) indiquent une vitesse de 4,3 km/s pour les sédiments syn-rifts. Elles sont fortement atténuées au passage de la faille de Xylokaastro au niveau du village de Pyrgos.

Pour obtenir la vitesse de propagation sous les sédiments syn-rift, nous avons utilisé les ondes réfractées enregistrées par le réseau de Galaxidi. Le dispositif est placé directement sur les carbonates des nappes des Hellénides, suivant une direction subparallèle à l'orientation régionale des structures (Figure 3.4). On peut donc considérer que le pendage des nappes ne doit pas avoir un effet important sur les vitesses de réfraction. La mesure peut être réalisée sur différents points de tirs tous en ligne avec le dispositif. Nous avons utilisé les tirs de la Table 3.1 (Figure 3.12, les tirs représentés avec des astérisques). La Figure 3.14 montre les tirs correspondants aux profils GOC10, GOC13, GOC14, et GOC15. Le calcul des vitesses à partir de ces tirs est assez imprécis car le dispositif est très court, seulement 2.2 km. Nous trouvons une vitesse moyenne de 6 km/s mais de très petites variations dans le pointage des arrivées provoquent des changements importants de la vitesse.

Pour avoir une mesure plus précise, nous avons essayé de fabriquer un regroupement de traces provenant de ces différents tirs. Pour que les temps d'arrivée entre les différents tirs

soient directement comparables, il faut corriger les temps d'arrivée des différents temps de trajet dans l'eau, puisque la bathymétrie sous ces tirs non contigus est très variable (Table 3.1). Malheureusement, les corrections de temps de trajet dans l'eau ne suffisent pas. Il subsiste des ondulations résiduelles dans la section provenant de différences de trajets dans les sédiments du bassin.

Il se trouve que le bateau a dû s'écarter de sa trajectoire pendant le profil GOC12. Les tirs faits pendant ce détournement étaient en ligne avec le réseau de Galaxidi (Figure 3.12, trait noir gras). Nous disposons donc de 29 tirs successifs en ligne pour créer une section de 3.5 km mais surtout beaucoup plus dense que les point de tirs simples (GOC12 Tirs 340 à 369). La Figure 3.15 nous montre la section construite à partir de ces 29 tirs en représentant une trace sur deux. Nous avons effectué les corrections de temps de trajet des ondes dans l'eau. La profondeur de l'eau sous le tir 340 est de 478.2 mètres et de 285.4 mètres sous le tir 369. Nous pouvons constater que la correction suffit pour pouvoir faire une section commune car les 30 tirs correspondent à une distance horizontale de seulement 1.5 km à l'extérieur de la partie la plus profonde du bassin sédimentaire. Le trait correspond à une vitesse de 6 km/s.

Nous allons donc considérer que la vitesse du socle sous les nappes est de 6 km/s. Comme les réseaux de Galaxidi et Derveni ont été installés sur les mêmes unités des Hellénides de part et d'autres du golfe, nous allons considérer que la vitesse du socle sous les deux réseaux est la même. Ceci implique un angle critique de 45° pour l'interface entre la couche à 4.3 km/s et le socle à 6 km/s sous le réseau de Derveni. Cette vitesse de 6 km/s est cohérente avec les vitesses du socle trouvées dans une campagne précédente (Clément et al., 2004) et par un étude tomographique dans la région de Aigion (Latorre et al., 2004a et b). Zelt et al. (2004) ont réalisé une étude tomographique avec les données enregistrées par le streamer du Maurice Ewing pendant la campagne 2001. Ils ont inversé les temps de trajet pour les profils nord-sud de la carte 3.12 et ont trouvé des vitesses comparables pour le socle sous le bassin.

GOC	Numéro de tir	Profondeur d'eau (m)	Correction (s)
10	200	568.5	0.379
11	360	829.9	0.553
12	320	593.4	0.396
13	285	825.9	0.551
14	315	289	0.193
15	305	815.9	0.544
17	250	648.1	0.432

Table 3.1 Profondeur et temps de trajet simples dans l'eau sous les tirs utilisés pour analyser les premières arrivées sur le réseau de Galaxidi.

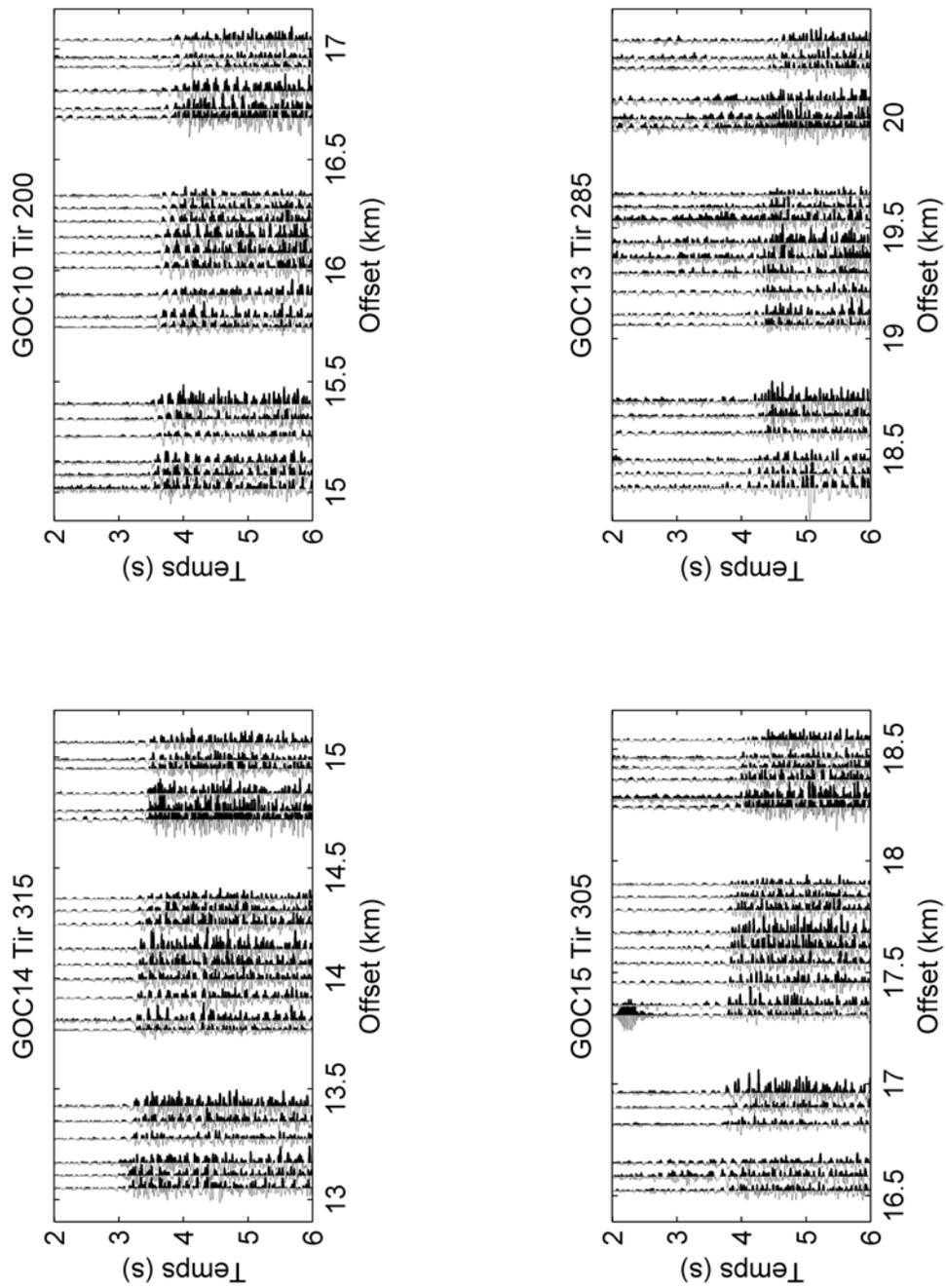


Figure 3.14 Premières arrivées enregistrées par le réseau de Galaxidi pour des tirs en ligne avec le réseau issus des profils GOC14 10 15 et 13.

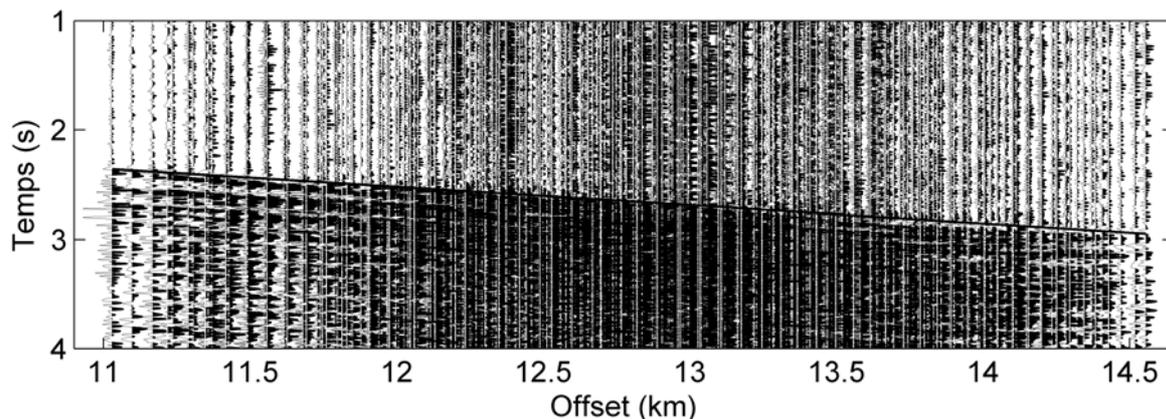


Figure 3.15 Section composite montrant les premières arrivées sur le réseau de Galaxidi pour 29 tirs consécutifs du profil GOC12 en ligne avec le réseau. La pente des premières arrivées correspond à une vitesse de 6 km/s.

3.4 Modélisation des temps d'arrivée

Les premières arrivées enregistrées par le réseau de Derveni pour les différents points de tirs ont une vitesse apparente supérieure à 8 km/s. Ceci implique que la réfraction se produit sur une interface pentée vers le nord de façon à réduire l'angle entre le front d'onde conique et la surface. De plus, le réseau a une topographie importante avec une pente moyenne de 7° (Figure 3.16). La diminution de la hauteur des stations du sud au nord fait décroître la vitesse apparente et joue donc en sens contraire de la pente de l'interface.

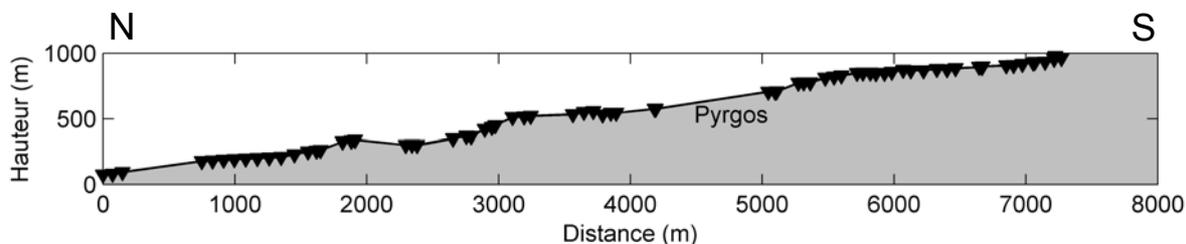


Figure 3.16 Topographie du réseau de Derveni. La pente moyenne est de 7° .

Les variations observées dans les temps et les amplitudes pour les premières arrivées sont très "lisses" (Figure 3.8). Cette observation est très importante puisqu'elle nous indique que les ondes réfractées ne sont pas affectées par les failles limitant les blocs basculés superficiels, contrairement aux ondes transmises issues des ondes dans l'eau qui sont très fortement atténuées au passage à travers la faille de Xylocastro (Figures 3.9 et 3.13). On n'observe pas de discontinuité telle que celle qui devrait exister si les ondes réfractées remontaient une marche d'escalier au passage d'une faille normale subverticale. On en déduit

que la propagation des ondes réfractées s'effectue sous les blocs basculés dans un milieu qui n'est pas traversé par les failles normales, comme celui proposé dans l'interprétation de Sorel (2000) montré sur la Figure 3.3.

Nous avons modélisé les temps d'arrivée des ondes provenant du tir 110 du profil GOC10 (Figure 3.12, point noir) provenant de la partie la plus profonde du golfe à 12 km de la station la plus proche de la côte (Station 00, Figure 2.8a). Ce tir est suffisamment loin de la côte pour que la première arrivée et l'onde directe soient bien séparées en temps. Nous avons supposé qu'une interface plane de pendage vers le nord sépare l'unité des carbonates (de vitesse 4.3 km/s) du socle (de vitesse de 6 km/s) sous le bassin et sous le réseau de Derveni.

Pour calculer le temps de trajet des ondes sous le tir dans le bassin sédimentaire nous avons utilisé les vitesses déterminées par Clément (2000) à partir d'une analyse de vitesses par migration profondeur avant sommation de données de sismique réflexion acquises à des fins d'exploration industrielle dans le golfe. Le profil utilisé par Clément est très proche du nôtre. Le modèle de vitesses obtenu est représenté sur la Figure 3.17. Le bassin est divisé en plusieurs couches dont les vitesses varient entre 1.7 km/s et 3.5 km/s.

Nous avons développé un code simple de tracé des rayons pour un milieu isotrope et homogène. La loi de Snell-Descartes exprime l'égalité des vitesses apparentes des fronts d'onde incidents, réfléchis et transmis sur une interface entre deux milieux homogènes (permettant ainsi la continuité des déplacements et contraintes de part et d'autre de l'interface au passage des ondes). Nous avons utilisé ce code pour calculer les temps d'arrivée des arrivées enregistrées: la première arrivée réfractée et l'onde directe. Nous avons ajusté la profondeur et la pente de l'interface qui sépare les carbonates de vitesse 4.3 km/s du socle de vitesse 6 km/s et ainsi reproduit la tendance linéaire des premières arrivées. Nous avons trouvé qu'une interface plane pentée vers le nord avec un angle de 15° par rapport à l'horizontale et passant à une profondeur de 5.3 km sous le tir permet de retrouver les temps observés. L'onde réfractée parcourt une distance de 15 km le long de l'interface, la moitié de la distance étant effectuée sous le bassin sédimentaire en mer, l'autre moitié sous le réseau à terre. La Figure 3.18 montre la correspondance entre les temps d'arrivée modélisés et les données. Nous avons aussi indiqué les temps correspondant aux ondes propagées dans l'eau, transmises sur le flanc sud du rift et propagées à la vitesse de 4.3 km/s dans les sédiments syn-rifts.

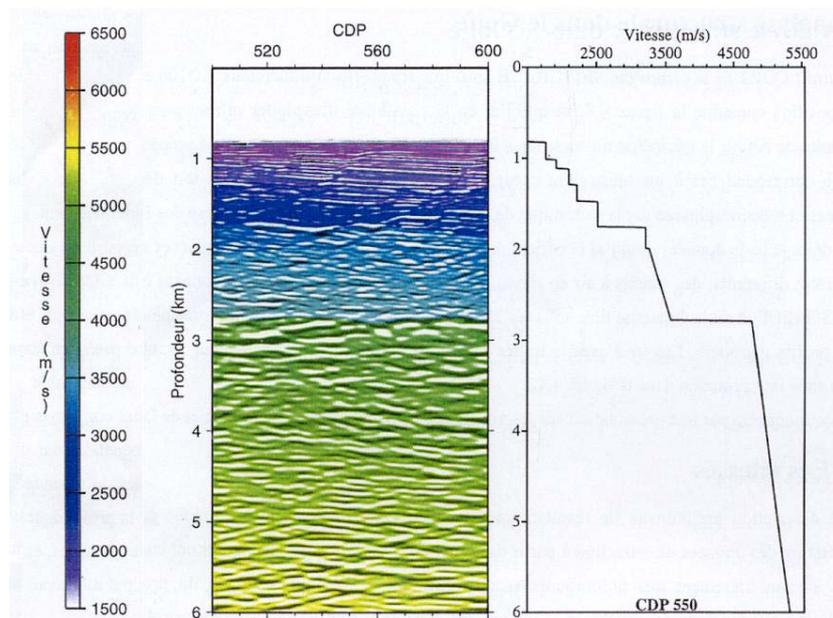


Figure 3.17 Modèle de vitesse dans le bassin déterminé par migration profondeur avant sommation par Clément (2000). Ces vitesses sont utilisées pour calculer le délai sous le tir dans la modélisation des temps d'arrivée des ondes réfractées observées sur le réseau de Derveni.

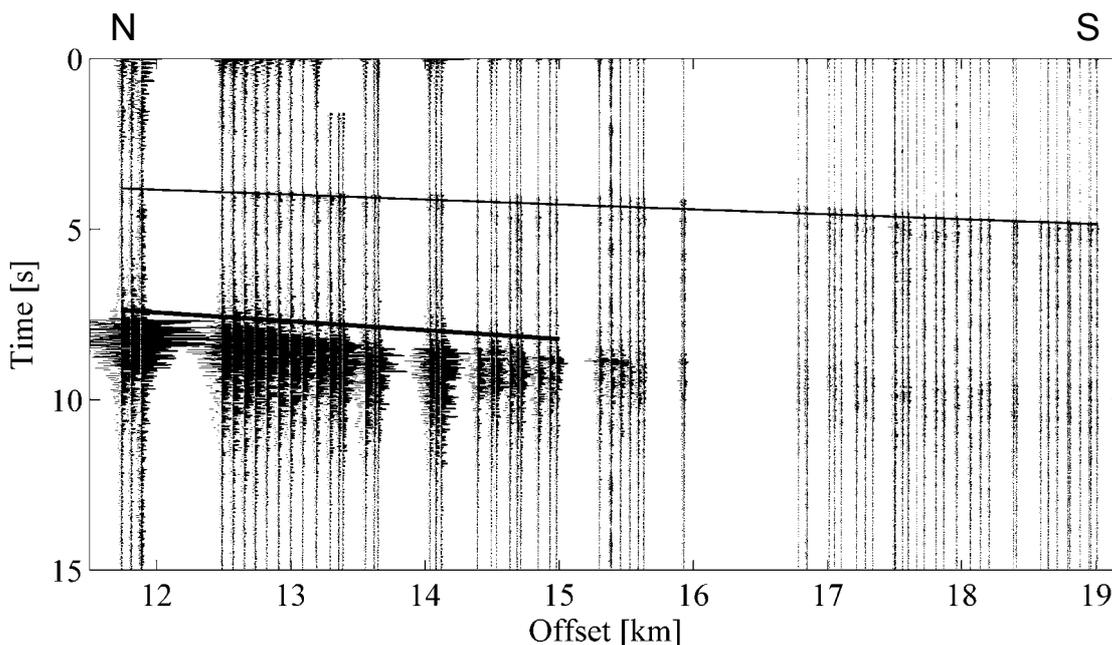


Figure 3.18 Modélisation des temps de trajet des ondes réfractées et des ondes dans l'eau transmises sur le flanc sud du bassin provenant du tir 110 du profil GOC 10 (Figure 3.12, point noir) et enregistrées sur le réseau de Derveni. Les traits montrent les temps de trajet calculés pour les premières arrivées réfractées le long d'une interface plane pentée à 15° vers le nord entre les carbonates (4.3 km/s) et le socle (6 km/s) et pour les ondes transmises se propageant à 4.3 km/s dans le compartiment inférieur de la faille de Xylokastro. Le trou pour les dépôts entre 16 et 17 km correspond au village de Pyrgos. Les ondes réfractées montrent de faibles variations de temps de trajet et d'amplitudes. Au contraire, les ondes transmises sont fortement atténuées au passage de la faille de Xylokastro.

3.5 Migration des arrivées réfractées

Par rapport aux temps de trajets prédits par le modèle simple d'une interface plane pentée à 15° vers le nord, les temps d'arrivée des ondes réfractées montrent des écarts dus aux variations latérales de vitesse et aux variations de la profondeur de l'interface sous le profil (Figure 3.18). Comme nous ne sommes pas en mesure de distinguer entre les variations latérales de vitesse et les variations de la profondeur de l'interface avec nos données, nous avons décidé d'effectuer une migration en temps des traces pour obtenir une image de l'interface sous le profil.

Puisqu'il n'y a pas d'évidence de diffractions, triplications ou de grandes variations de pente dans les ondes réfractées, la migration a été effectuée simplement le long du rayon réfracté émergeant de l'interface. Nous avons calculé le temps de propagation depuis la source jusqu'au point d'émergence du rayon à partir de l'interface et ainsi le temps correspondant à la montée le long des blocs basculés. L'interface a une pente moyenne de 15° vers le nord, l'angle critique est de 45° et donc les rayons réfractés ont un angle d'incidence à la surface de 30° par rapport à la verticale. Les blocs basculés sur le toit des failles normales superficielles ont une inclinaison d'environ 30° vers le sud (Sorel, 2000). Les rayons émergeants de l'interface traversent la stratification interne des blocs sous une incidence proche de la normale, sans changer de direction. La Figure 3.19 est un schéma montrant ceci.

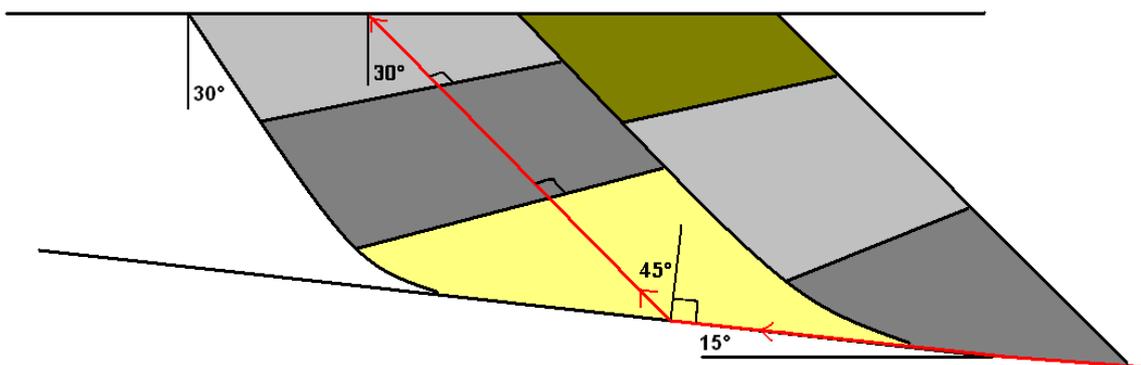


Figure 3.19 Schéma montrant la géométrie des rayons utilisée pour migrer les arrivées réfractées vers l'interface.

Après avoir été migrées, les traces sismiques sont représentées à la position horizontale correspondant au point d'émergence du rayon des ondes réfractées à partir de l'interface (Figure 3.20). La migration décale les traces d'environ 2 km vers le nord. Les temps des premières arrivées dans la section migrée correspondent au temps simple vertical entre la

surface et l'interface dans un milieu homogène à vitesse constante de 4.3 km/s. Nous montrons aussi la topographie après conversion en temps avec la même vitesse. Pour avoir un meilleur rapport signal sur bruit sur l'image migrée, nous avons sommé 10 tirs migrés consécutifs, du tir 110 au 119. Pour que cette sommation soit constructive, il faut que les corrections de temps de trajet sur l'intervalle de 500 m couvert par les 10 tirs soient faites avec une précision meilleure que la demi-période du signal. Le fait qu'elle le soit indique que malgré sa simplicité, le modèle de vitesses utilisé convient. Même après sommation, les traces proches de la côte restent beaucoup plus bruitées que celles provenant des stations plus éloignées. Le trou provoqué par la panne des stations 01 et 02 fait que les premières arrivées aux trois traces les plus au nord sont difficiles à relier avec certitude avec celles aux autres traces.

L'image migrée sous le réseau de Derveni montre une ondulation de l'interface qui correspond à la structure en blocs à travers la faille de Xylocastro. Le toit de l'ondulation se trouve à 3 km de distance de la côte, dans le prolongement des affleurements de calcaires observés à l'est du profil le long de la faille de Xylocastro (Figure 3.1). Les variations dans l'épaisseur des sédiments syn-rift déposés dans le compartiment affaissé de la faille et la topographie de l'interface se combinent pour produire un retard de 0.5 s sur une distance de 4 km. Ce retard très progressif correspond à une topographie de l'interface de 2.2 km pour une vitesse de 4.3 km/s, et à une pente locale de l'interface de 30°. En direction du Mont Mavron (Figure 3.12), la profondeur en temps constante de l'interface pourrait indiquer une géométrie de flexure anticlinale. L'image migrée est conforme à la géométrie proposée par Sorel (2000) pour le toit des écailles de socle sous les blocs faillés au-dessus du détachement.

La figure 3.21 est une coupe à travers le rift de Corinthe au niveau de Derveni montrant la géométrie de l'interface peu profonde à pendage de 15° vers le nord et les vitesses en km/s utilisées pour ajuster les temps de trajet des arrivées réfractées. Le rond indique la position du tir 110 du profil GOC10 (Figure 3.12). L'extrapolation de l'interface vers le nord passe par le séisme de Galaxidi de 1992 à une profondeur de 7.4 km. Le carré et la flèche représentent la position et le mécanisme au foyer sur une faille normale de faible pendage. Comme nous l'avons signalé, il existe une zone de microsismicité qui peut être interprétée comme la marque en profondeur d'une faille de détachement à faible pendage dans la croûte moyenne, connectant la croûte supérieure faillée avec la croûte inférieure ductile. Cette zone se trouve aussi dans la prolongation de l'interface modélisée.

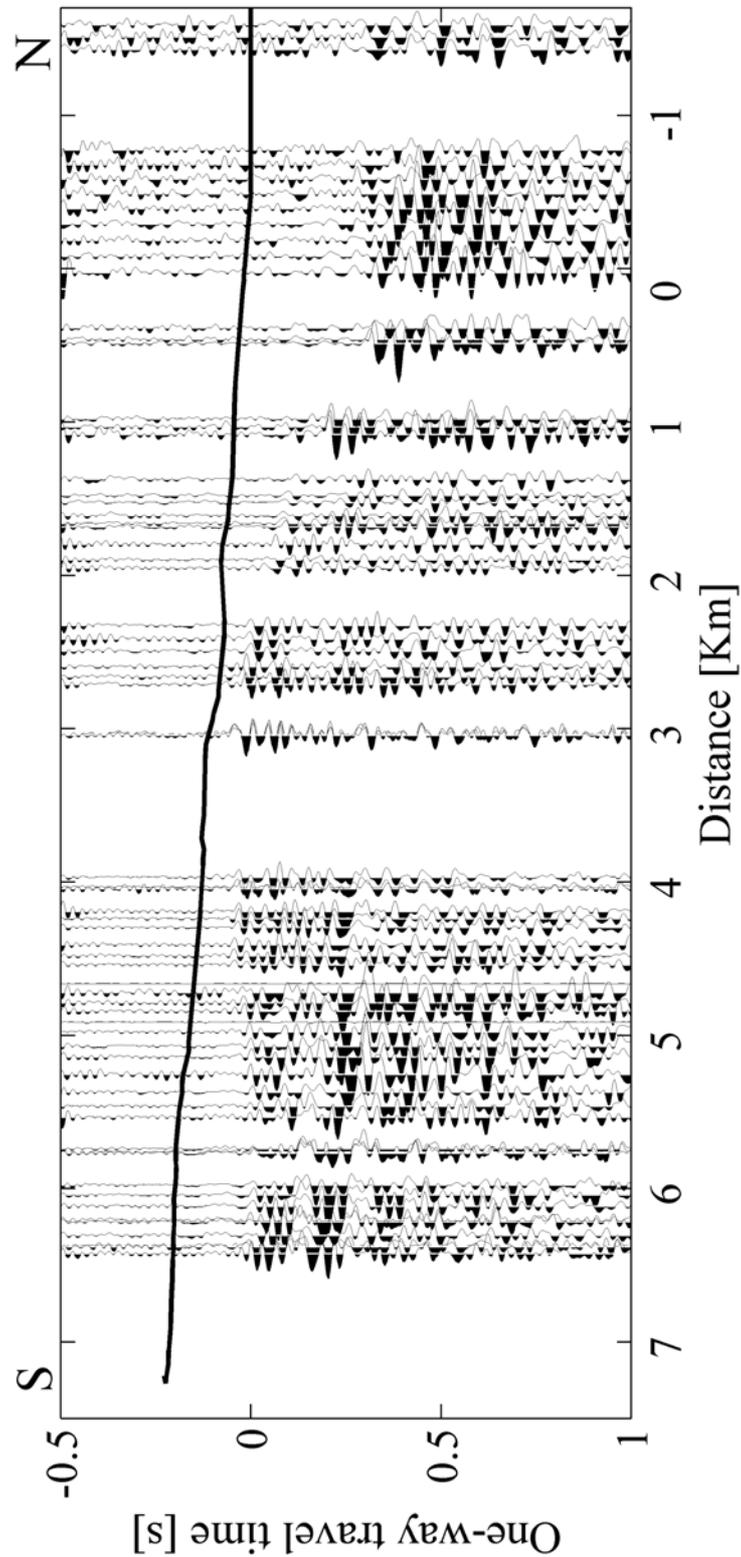


Figure 3.20 Image obtenue par sommation de dix tirs migrés en temps consécutifs sous le réseau de Derveni. La migration est faite avec une vitesse de 4.3 km/s le long des rayons réfractés émergeant avec un angle critique de 45° d'une interface ayant un pendage de 15° vers le nord. La ligne montre la topographie convertie en temps à 4.3 km/s. La distance est mesurée par rapport à la côte, avec des valeurs négatives en mer. L'ondulation de l'interface traduit la structure en blocs à travers la faille de Xylokaastro.

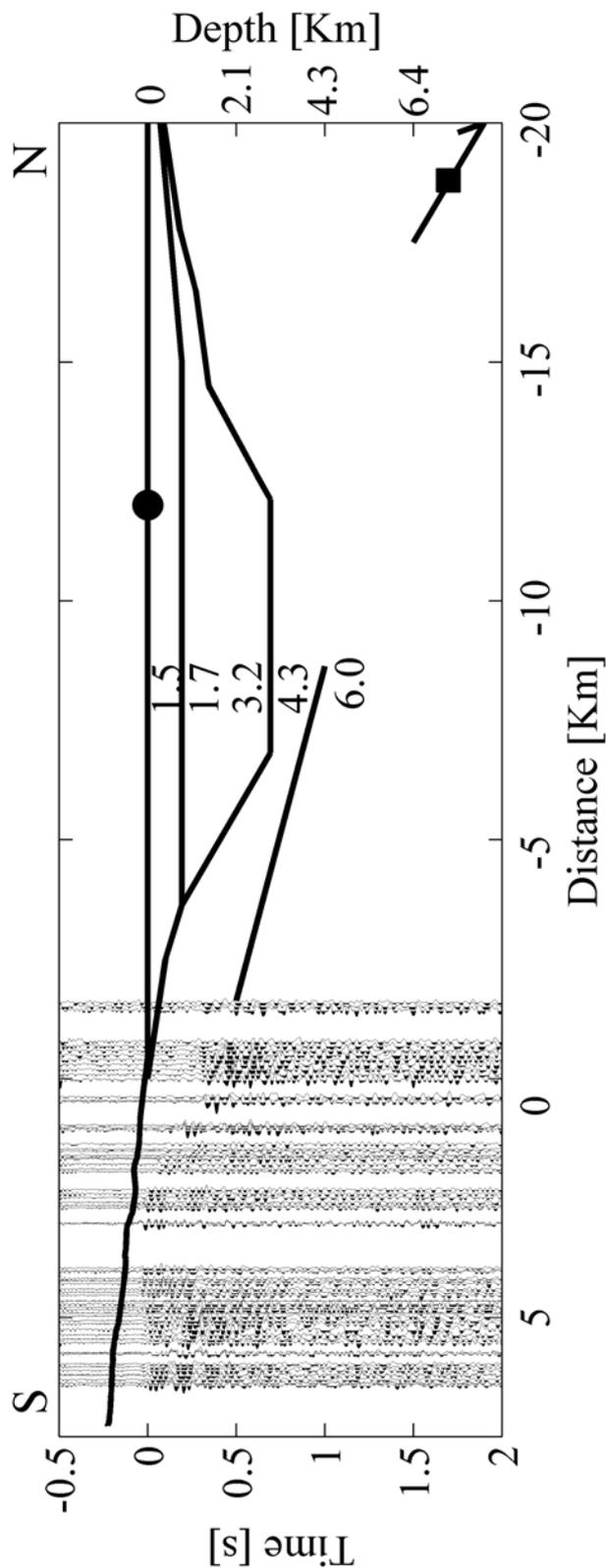


Figure 3.21 Coupe à travers le rift de Corinthe au niveau de Derveni résumant les informations obtenues par la modélisation des temps d'arrivée des ondes réfractées issues du tir indiqué par le rond noir et par la migration des arrivées réfractées sous le réseau de Derveni. Le carré et la flèche indiquent l'hypocentre et le mécanisme du séisme de Galaxidi. Les chiffres sont les valeurs des vitesses en km/s utilisées dans l'eau, les sédiments du bassin, les carbonates des Hellénides et le socle.

3.6 Conclusion

Les réseaux de Derveni et Galaxidi nous ont permis d'enregistrer des ondes réfractées très claires provenant des tirs faits dans la partie la plus profonde du golfe et du bassin sédimentaire syn-rift. Leurs temps d'arrivée et leurs amplitudes sont lisses, ce qui montre qu'elles ne sont pas perturbées par les failles limitant les blocs basculés. Au contraire, les ondes propagées dans l'eau et transmises au bord du bassin sont fortement atténuées au passage de la faille de Xylocastro. Une égalisation spectrale nous a permis de compenser l'atténuation des hautes fréquences et d'améliorer la cohérence et l'impulsivité des arrivées.

Avec les premières arrivées enregistrées par le réseau de Galaxidi nous avons déterminé la vitesse du socle sous les nappes alpines qui est de 6 km/s. Comme les réseaux de Galaxidi et Derveni ont été installés sur les mêmes unités des Hellénides, nous avons considéré que la vitesse du socle sous les deux réseaux est la même. Les ondes dans les sédiments sous le réseau de Derveni ont une vitesse de 4.3 km/s. Les arrivées réfractées sur le réseau de Derveni ont des vitesses apparentes de plus de 8 km/s, ce qui implique l'existence d'une interface pentée vers le nord.

Les temps d'arrivée des ondes réfractées sur le réseau de Derveni ont été ajustés avec une interface plane plongeant de 15° vers le nord entre deux milieux de vitesses 4.3 et 6 km/s. Les ondes parcourent l'interface sur une distance de 15 km. Nous avons utilisé les vitesses obtenues par Clément (2000) par migration profondeur avant sommation dans le bassin pour calculer le temps de trajet des ondes dans les sédiments sous les tirs.

Une migration temps des arrivées réfractées vers le point d'émergence des rayons le long de l'interface fournit une image de l'interface sous le réseau. Une sommation des images migrées obtenues avec dix tirs successifs améliore le rapport signal sur bruit. L'image obtenue montre une ondulation en temps résultant des variations d'épaisseur des sédiments syn-rift et de la topographie de l'interface. Le haut de l'ondulation correspond à des affleurements, à l'est du réseau, des carbonates dans le bloc au sud de la faille de Xylocastro. L'image obtenue est conforme à la géométrie proposée par Sorel (2000) pour le toit des écaillés de socle sous les blocs faillées au-dessus du détachement.

L'extrapolation vers le nord de l'interface passe par le séisme de Galaxidi de 1992, de mécanisme au foyer en faille normale de faible pendage à 7.4 km de profondeur. La distribution de la sismicité déterminée par des réseaux locaux montre aussi une zone active de pendage à 15°.

3.7 Article: Seismic refraction imaging of the southern Corinth Rift shoulder at Derveni

J.M. Pi Alperin, J.M. Marthelot, A. Galvé, M. Sachpaz, B. Taylor, M. Laigle and A. Hirn, C.R. Geoscience 336 (2004). Numéro thématique: Le Laboratoire du rift de Corinthe.

[Signalement bibliographique ajouté par : ULP – SCD – Service des thèses électroniques]

Seismic refraction imaging of the southern Corinth Rift shoulder at Derveni

Imagerie par sismique réfraction du flanc sud du rift de Corinthe à Derveni

Juan Martin Pi Alperin, Jean-Michel Marthelot, Audrey Galvé, Maria Sachpazi, Brian Taylor, Mireille Laigle and Alfred Hirn

Comptes Rendus Geosciences, 2004, Volume 336, N° 4-5 , Pages 251-257

Pages 251-257 :

La publication présentée ici dans la thèse est soumise à des droits détenus par un éditeur commercial.

Pour les utilisateurs ULP, il est possible de consulter cette publication sur le site de l'éditeur :
<http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2003.11.020>

Il est également possible de consulter la thèse sous sa forme papier ou d'en faire une demande via le service de prêt entre bibliothèques (PEB), auprès du Service Commun de Documentation de l'ULP: peb.sciences@scd-ulp.u-strasbg.fr

4 REFLEXIONS PROFONDES

4.1 Introduction

Le rift de Corinthe se trouve dans la zone arrière arc de la subduction Hellénique, dans le domaine d'extension post-Alpine de l'Égée. Cette zone est aussi affectée par la faille en décrochement Nord Anatolienne qui se prolonge jusqu'à la fosse nord-égéenne (Armijo et al., 1996, Laigle et al., 2000). Toute la zone de l'Égée est caractérisée par une très importante sismicité et de nombreuses failles actives (Figure 4.1).

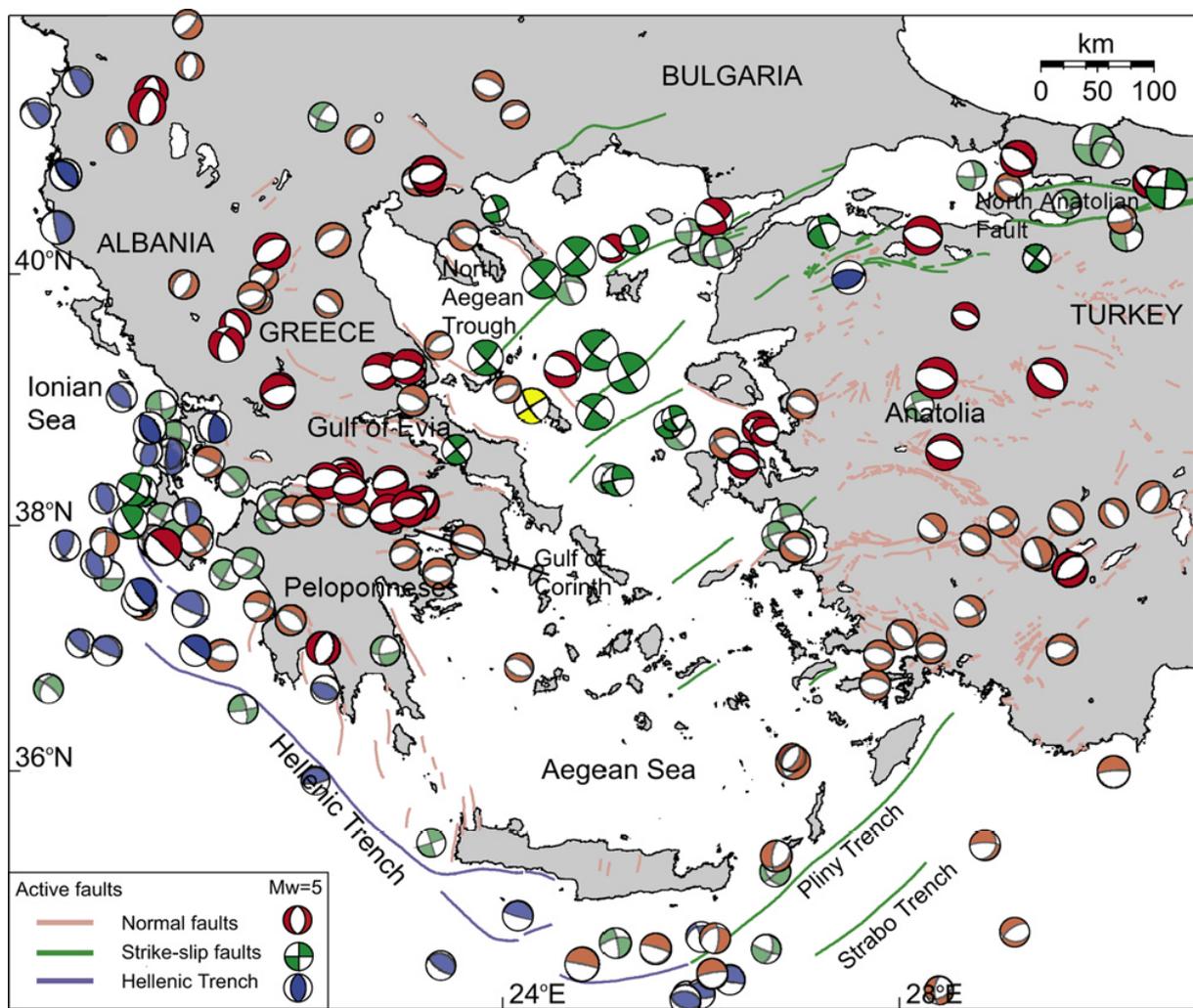


Figure 4.1 Carte de l'Égée d'après Nyst and Thatcher (2004). Les mécanismes au foyer des séismes de magnitude supérieure à 5 et les failles actives sont présentés avec des couleurs indiquant le type de déformation.

Les mesures de déformation faites avec le système GPS, la distribution des failles actives et les mécanismes aux foyers permettent de définir des micro-plaques limitées par des zones où l'essentiel de la déformation a lieu (Nyst et Thatcher, 2004). Le rift de Corinthe est la limite entre la micro-plaquette de la Grèce Centrale et celle du sud de l'Egée, avec un mouvement relatif d'extension nord-sud (Figure 4.2). Le taux d'extension augmente de 5 à 15 mm/an d'est en ouest. La Figure 4.2 montre les vitesses relatives prédites pour le modèle de quatre micro-plaquettes proposé par Nyst et Thatcher.

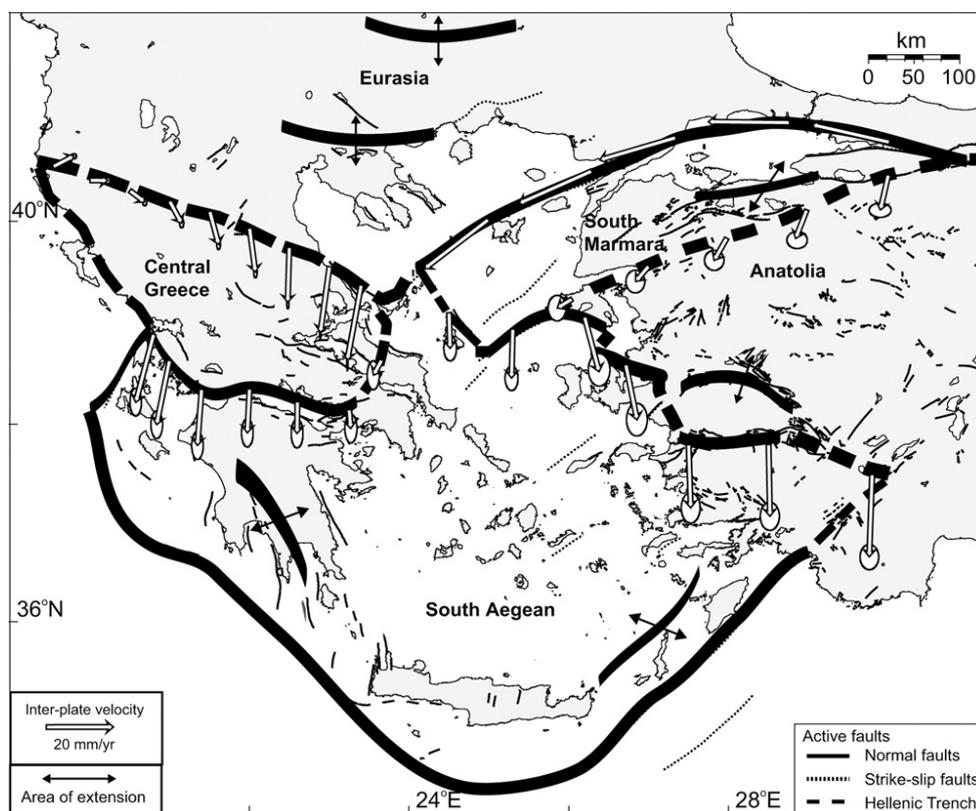


Figure 4.2 Micro-plaquettes d'après Nyst et Thatcher (2004). Les flèches montrent le mouvement relatif de la plaque sud par rapport à la plaque nord pour chaque frontière de plaque.

Le rift coupe la chaîne des Hellénides (Doutsos et al., 1993) avec un angle de 45° dans une zone où l'épaisseur crustale varie entre 40 km à l'ouest et moins de 30 km à l'est. Cette diminution de l'épaisseur de la croûte vers l'est a été observée par différentes méthodes géophysiques. Tiberi et al. (2001) ont réalisé une carte du Moho centrée sur le Golfe de Corinthe à partir de l'inversion des données gravimétriques. Clément et al. (2004) ont enregistré des ondes sismiques réfléchies sur le Moho dans deux parties différentes du golfe, à l'est et à l'ouest, et qui montrent très clairement cette remontée. Karagianni et al. (2005) ont

réalisé une carte d'épaisseur crustale à partir de l'inversion des ondes de Rayleigh pour toute la région de la mer Egéenne.

Les études tomographiques de Papazachos et Nolet (1997) et Tiberi et al. (2000) montrent la présence sous le golfe de Corinthe à une profondeur d'environ 70 km d'une zone de vitesse rapide qui peut provenir de la plaque Africaine plongeant vers l'est avec un faible pendage. La limite de plaque a été vue 100 km plus à l'ouest sous les îles ioniennes par sismique réflexion à une profondeur d'environ 12 km (Hirn et al., 1996). Zelt et al. (2005) ont enregistré une réflexion interprétée comme une onde P convertie en S sur la plaque plongeante Africaine à une profondeur de 74 km sous la frontière entre le Golfe de Corinthe et le Golfe de Patras.

La campagne sismique Seisgrece, réalisée en 1997 dans des conditions météorologiques difficiles, a permis d'enregistrer avec deux stations à terre des réflexions sur le Moho à partir de tirs effectués en mer par un dispositif des canons à air (Clément, 2000 ; Clément et al., 2004). Une station située à Nafpaktos (entre les Golfes de Corinthe et de Patras) a enregistré des réflexions sur le Moho sous la terminaison ouest du golfe le long d'une section en point milieu de 20 km de long parallèle à la côte et au nord-ouest de la ville d'Akrata (Figure 4.3). Une autre station, située à une vingtaine de kilomètres à l'est de la côte est du golfe a aussi enregistré des réflexions en provenance du Moho qui montrent une différence dans la profondeur du Moho de 8 km entre les deux enregistrements. Des enregistrements effectués par un réseau de stations sismologiques placées tout autour du Golfe ont enregistré des réflexions provenant de tirs effectués pendant la campagne du N/O Maurice Ewing de juillet 2001 (Zelt et al., 2003 et 2005). Ces réflexions ont permis de faire une carte du Moho de 100x100 km² de superficie. Ces deux expériences mer-terre ont fourni des réflexions sur le Moho à des déports entre 40 et 180 km. Nous présentons d'autres enregistrements qui sont complémentaires, puisque les déports de nos observations varient de 15 à 35 km.

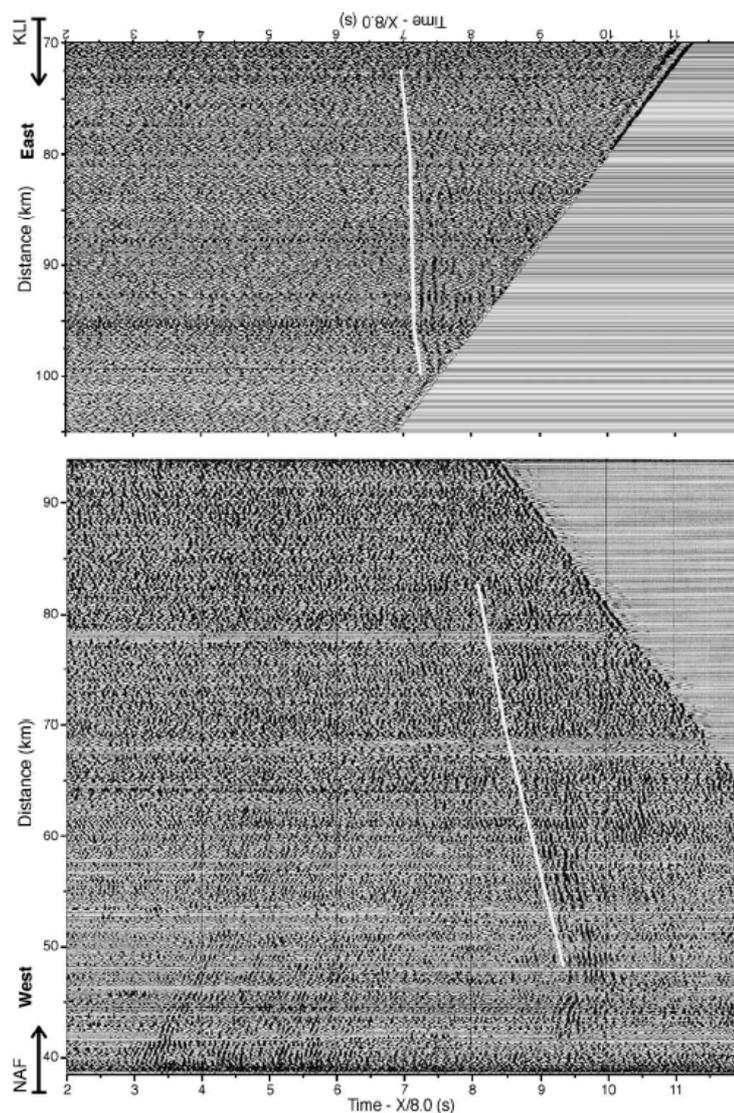


Figure 4.3 Ondes réfléchies sur le Moho sous le Golfe de Corinthe enregistrées par Clément et al. (2004).

4.2 Analyse des réflexions

Avec la moitié sud du dispositif de Derveni nous avons enregistré de très claires réflexions profondes dont les temps de propagation correspondent à des arrivées provenant de la croûte inférieure et du manteau. Nous avons enregistré trois principales réflexions à des temps proches de 10,5 s, 13.5 s et 18s. Ces réflexions ne proviennent pas toujours des mêmes profils GOC et n'ont pas toujours été enregistrées simultanément par les mêmes stations. La Figure 4.4 montre le profil GOC25, un des profils nord-sud situés à l'extrémité ouest du golfe, enregistré par la station 28, l'avant dernière station du dispositif de Derveni (Figures 2.8a et 4.6). Nous pouvons voir très clairement les trois arrivées, qui ont été corrigées de NMO et du

décalage produit par le passage des ondes dans l'eau et le bassin sédimentaire. Un filtrage F-K a aussi été appliqué pour renforcer les réflexions subhorizontales.

Nous avons constaté que ces réflexions profondes n'ont été enregistrées que par la moitié sud du réseau de Derveni, entre la station 17, juste au nord du village de Pyrgos, et la station 29 au pied du Mont Mavron (Figure 2.8a). Il s'agit de toutes les stations placées dans le mur de la faille de Xylocastro. Les réflexions profondes enregistrées proviennent exclusivement des tirs situés dans la partie ouest du golfe, du profil GOC27 situé le plus à l'ouest au profil GOC24 au nord d'Akrata (Figure 1.1). Ces conditions d'observation coïncident avec celles pour lesquelles les ondes dans l'eau transmises à terre sont efficacement atténuées.

Comme nous l'avons décrit au Chapitre 2, les ondes dans l'eau transmises à terre ont des amplitudes très importantes pour la partie du réseau de Derveni se trouvant au nord de la prolongation vers l'ouest de la faille de Xylocastro. Les temps d'arrivée des ces ondes correspondent aux temps des ondes provenant des réflexions dans la croûte profonde. Ces ondes de forte amplitude ont une très longue durée pouvant dépasser les 5 secondes (Figure 2.15). Elles peuvent masquer d'éventuelles réflexions profondes, d'amplitude beaucoup plus faible. Pour la partie sud du réseau, ces ondes sont très atténuées (Figure 2.18), au point de ne pas pouvoir les détecter dans les stations où nous avons enregistré les réflexions profondes. L'atténuation la plus importante a lieu pour les ondes dans l'eau venant du nord-ouest, peut-être parce qu'elles traversent successivement plusieurs failles normales à terre (Figure 3.1). Pour les ondes venant de l'est, l'atténuation n'a pas lieu (Figure 2.14). Il est donc possible que la non-observation de réflexions profondes pour les tirs placés à l'est du golfe, aux mêmes départs que pour les tirs à l'ouest (entre 25 et 30 km), soit due au fait qu'elles sont masquées par les ondes dans l'eau.

Pour les tirs situés au nord du réseau de Derveni, en ligne avec le dispositif, nous n'avons pas non plus enregistré des réflexions profondes. Ici, les ondes dans l'eau n'affectent pas les enregistrements des différents profils pour la partie sud du dispositif. Par contre, les tirs effectués aux départs similaires (entre 20 et 30 km) se trouvent dans la baie d'Itea. La non-observation des ondes réfractées issues des tirs faits dans cette zone nous a montré que, pour ces tirs, l'énergie ne semble pas pénétrer efficacement en profondeur.

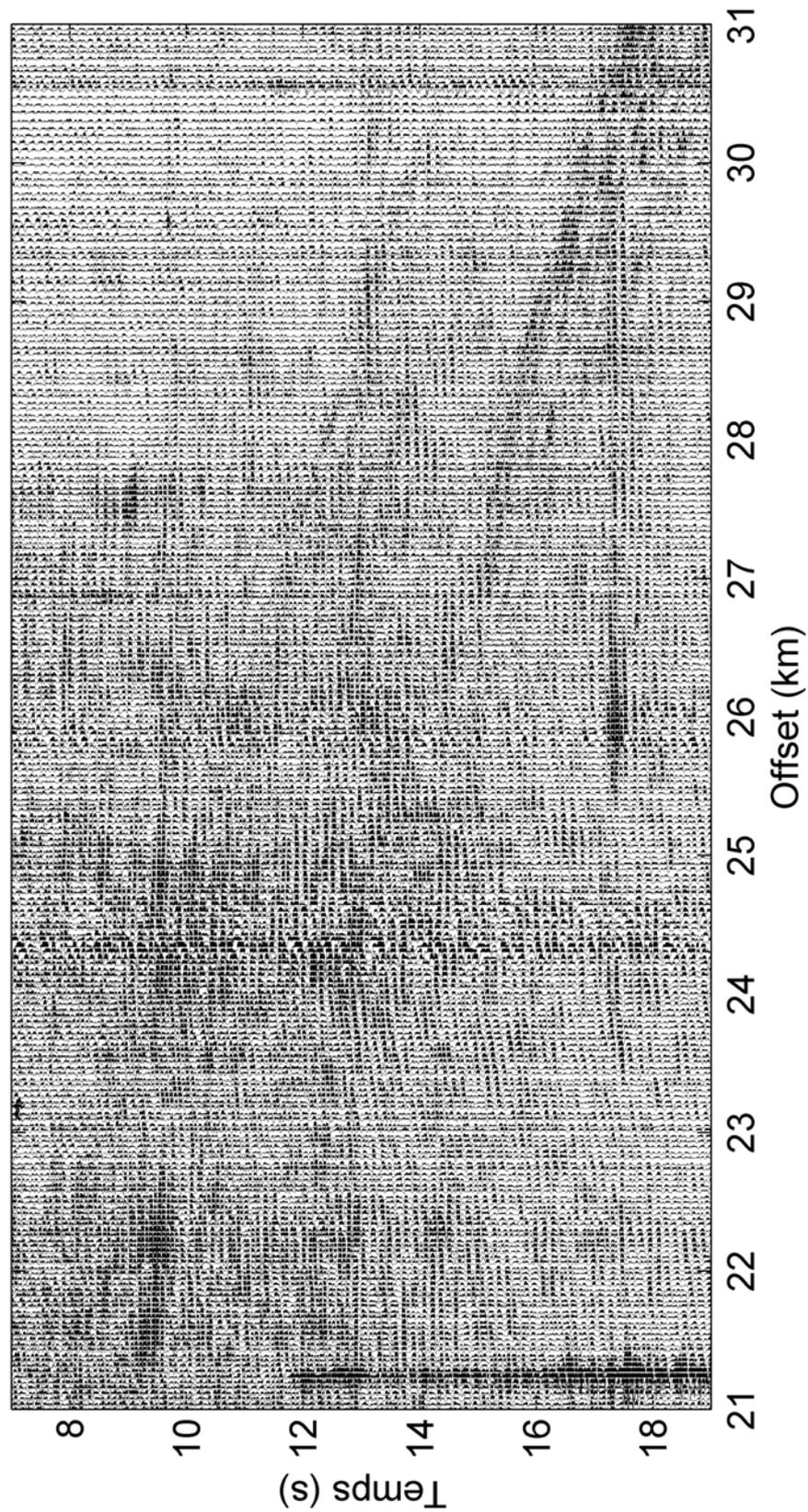


Figure 4.4 Profil GOC 25 enregistré par la station 28 du réseau de Derveni après application d'une correction NMO, d'une correction du délai dans le bassin sédimentaire et d'un filtrage F-K. Les 3 principales arrivées profondes sont visibles simultanément sur cette coupe.

4.2.1 REFLEXION A 10.5 S DANS LA CROUTE

Nous observons une première arrivée en provenance de la croûte profonde vers 10,5 s pour une distance entre tirs et récepteurs comprise entre 15 et 30 km. C'est la première fois qu'une telle arrivée est identifiée, les données de Clément et al. (2004) ne permettant pas de la voir avant la réflexion de forte amplitude provenant du Moho. La Figure 4.5 montre une section en récepteur commun du profil GOC24 enregistré par la station 17 (Figure 2.8a). La section a été corrigée de NMO pour enlever l'effet de la distance source-récepteur sur les temps de trajet. Les délais produits par le passage des ondes dans l'eau et à travers le bassin sédimentaire d'épaisseurs variables ont aussi été compensés. Le NMO a été réalisé avec une vitesse moyenne dans la croûte de 6.3 km/s. Cette vitesse correspond à celle qui est déterminée pour la croûte moyenne par tomographie télésismique (Tiberi et al., 2000) et par tomographie de réflexion (Zelt et al., 2003 ; Zelt et al., 2005). Pour la correction des délais produit par les structures superficielles sous les tirs (Figure 4.11) nous avons pointé le socle sur les images sismiques migrées des profils GOC (Taylor et al., 2003) et nous avons utilisé les vitesses du bassin sédimentaire déterminées par tomographie des premières arrivées enregistrées par le streamer (Zelt et al., 2004). Nous avons remplacé le bassin sédimentaire sous les tirs par une vitesse de 5.3 km/s, celle déterminée pour le socle par Zelt et al. (2005). Les corrections ont été effectuées sur chaque trace pointée en supposant une propagation verticale sous le tir. Aucun autre traitement n'a été effectué sur la Figure 4.5. Les délais produits par le bassin et l'eau sont du même ordre que la correction NMO. Comme le bassin s'amincit quand le déport augmente, les images avant et après correction sont très semblables.

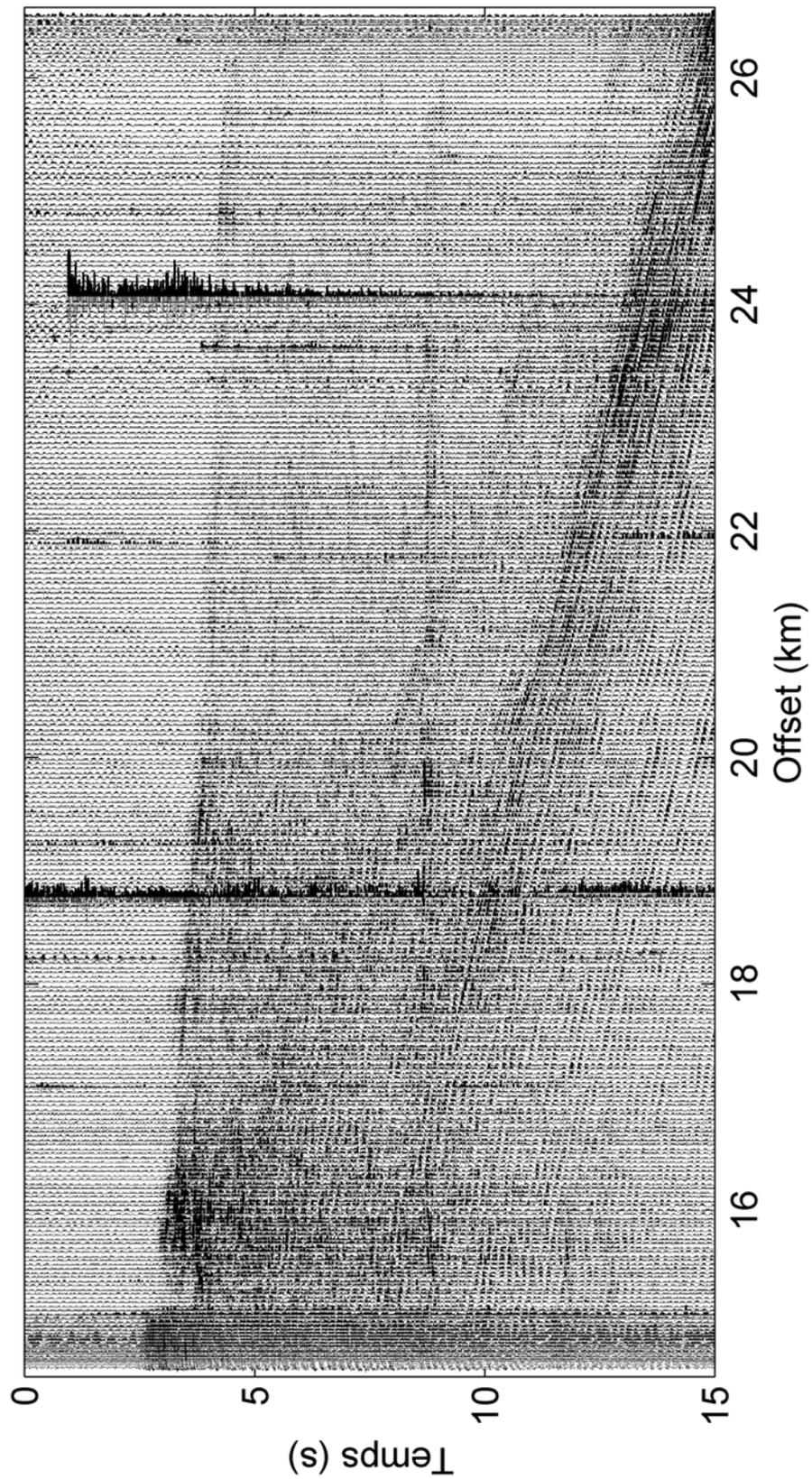


Figure 4.5 Profil GOC24 enregistré par la station 17 du réseau de Derveni, après application d'une correction NMO et d'une correction du délai dans le bassin sédimentaire. La réflexion à 10.5s, ramenée à 8.4 s, est clairement apparente.

Nous pouvons voir sur la Figure 4.5 que les ondes dans l'eau arrivent après l'arrivée réfléchiée profonde aux dépôts supérieurs à 18 km. Celle-ci est suffisamment claire pour pouvoir être observée sans filtrage sur une distance de 10 km, même si son amplitude varie latéralement. Aux dépôts proches de 19 et 24 km, nous observons des arrivées dues à des séismes locaux. La Figure 4.6 montre un zoom autour de l'arrivée réfléchiée profonde. Sur l'intervalle d'observation, nous n'observons pas de pente apparente significative dans la direction nord-sud.

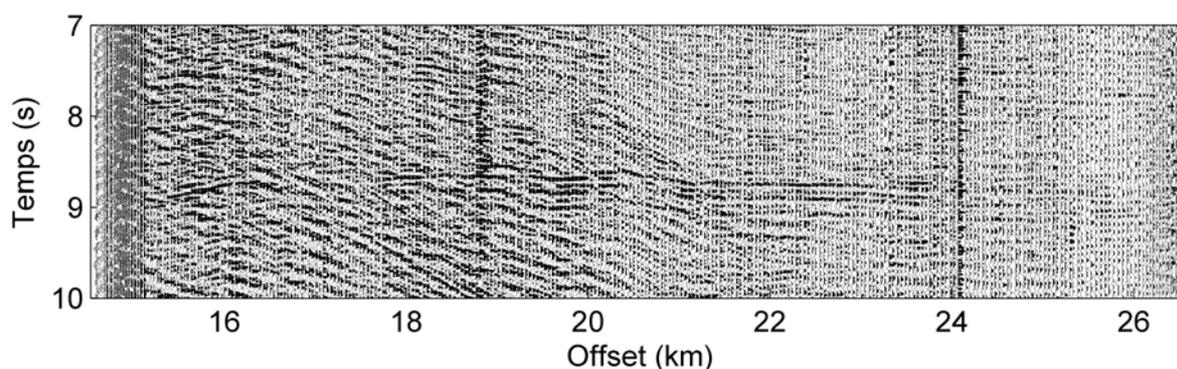


Figure 4.6 Zoom sur la réflexion profonde de la Figure 4.5.

L'arrivée à 10.5 s est observée pour différents profils au nord-ouest de la campagne et plusieurs stations situées dans la moitié sud du dispositif de Derveni. La carte présentée sur la Figure 4.7 montre la position de tous les tirs pour lesquels nous l'avons enregistrée, clairement comme sur les figures précédentes ou moins distinctement, jusqu'à la limite de détection. L'annexe 1 liste le détail de nos observations, c'est à dire les profils, les stations, les dépôts et la qualité d'observation de cette réflexion et des autres réflexions profondes sur l'ensemble des données issues de la campagne.

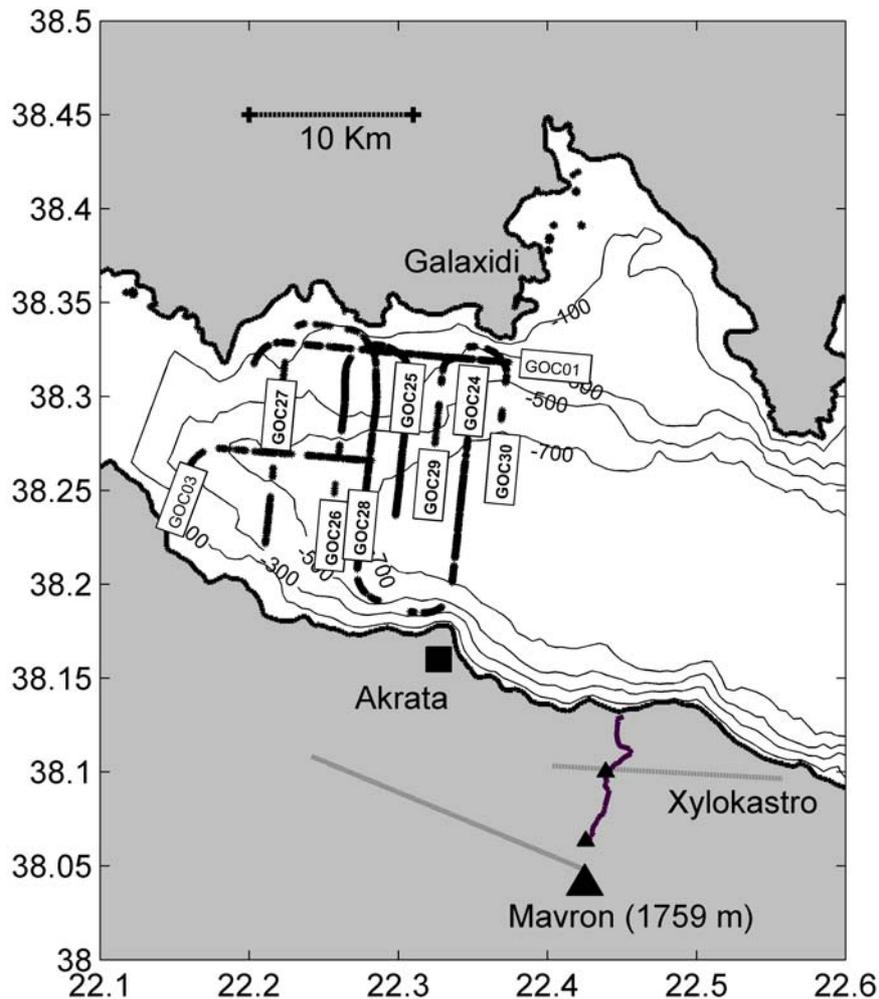


Figure 4.7 Carte des tirs pour lesquels la réflexion à 10.5 s a été observée sur la moitié sud du réseau de Derveni.

Pour essayer de mettre en évidence la structure dans la direction est-ouest, nous présentons sur la Figure 4.8 une partie du profil GOC01 enregistré par la station 23 (Figure 2.8a) et corrigé de NMO et du retard dû au passage des ondes dans le bassin sédimentaire. Nous voyons une augmentation des temps avec le déport, et donc une pente vers l'ouest, puisque le profil est orienté est-ouest. Cette pente observée localement pourrait cependant être un effet d'une surcorrection des temps de propagation dans le bassin. Plus on diminue les déports, plus on va vers l'est et plus on rentre dans la zone où le bassin est profond. Nous observons aussi que pour les déports entre 30.5 et 32 km l'arrivée est facile à suivre, mais entre 29 et 30 km il est plus difficile de déterminer son temps d'arrivée.

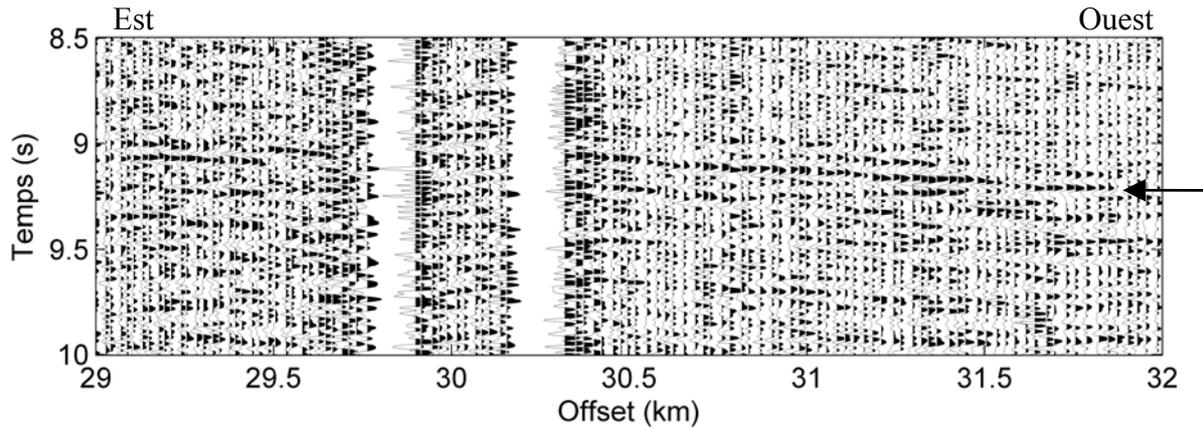


Figure 4.8 Profil GOC01 enregistré par la station 23B du réseau de Derveni, après application d'une correction NMO et d'une correction du délai dans le bassin sédimentaire. L'interface présente un pendage vers l'ouest.

Nous avons fait une carte en temps de cette arrivée à partir des pointés faits sur les différents profils GOC avec les stations qui l'ont enregistrée le plus clairement (Figure 4.9). Nous avons effectué une correction de NMO et du délai produit par le bassin sur les temps d'arrivée. Puisque cette carte est faite avec les données de plusieurs stations, nous avons aussi corrigé l'effet de la topographie des stations pour les ramener au niveau de la mer en utilisant une vitesse de correction de 4.3 km/s, correspondant à la vitesse des sédiments sous le réseau de Derveni déterminée au chapitre précédent. Les temps doubles à zéro déport obtenus sont représentés à la position des points milieu qui se situent au niveau de la ville d'Akrata, de part et d'autre de la côte.

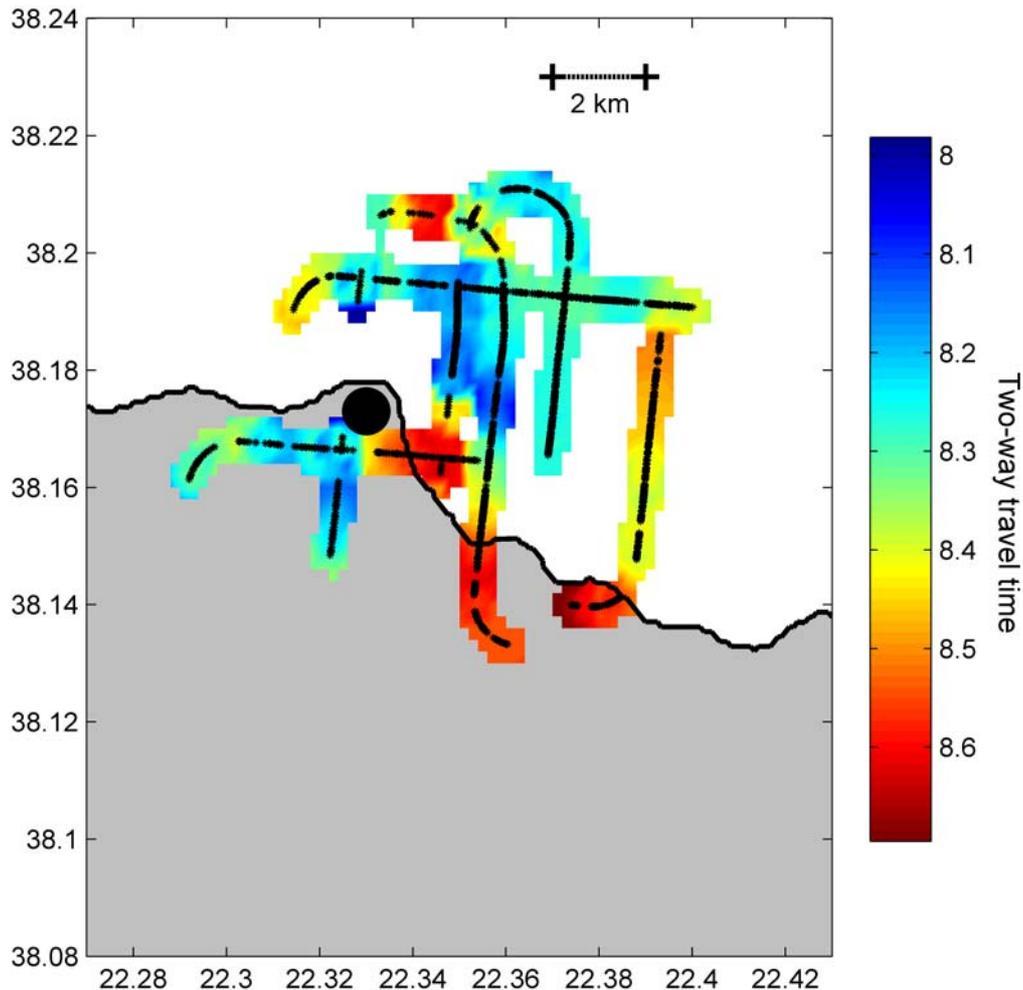


Figure 4.9 Carte de la réflexion à 10.5 s après application d'une correction NMO et d'une correction du délai dans le bassin sédimentaire. Les temps obtenus sont représentés à la position du point-milieu entre la source et le récepteur.

La carte apparaît assez cohérente puisque les temps se correspondent en général pour les profils qui se croisent et pour les profils adjacents. Il y a quelques points anormaux comme la pastille rouge qui se trouve au 22.35E et 38.21N ou quelques changements brusques qui doivent être dus à un mauvais pointé lorsque la cohérence latérale des réflexions se perd. Cette image donne une idée de la surface de la structure réfléchissante, 8 km x 10 km, et de sa profondeur moyenne. Si nous utilisons une vitesse de 6.3 km/s pour calculer la profondeur de l'interface pointée, nous trouvons une profondeur d'environ 26 km. Il n'est pas certain que les variations de temps représentent des variations de profondeur autour de cette valeur. On peut cependant remarquer qu'elles ne correspondent pas à la structure des failles normales observées en surface dans la région d'Akrata (Figure 3.1).

4.2.2 REFLEXION A 13.5 S SUR LE MOHO

Nous observons une deuxième réflexion profonde de forte amplitude vers 13.5 s. Elle correspond à celle qui a été interprétée comme une réflexion sur le Moho par Clément et al. (2004). Nous l'enregistrons cependant avec des dépôts plus petits et avec une amplitude remarquablement forte. La Figure 4.10 montre le profil GOC27 enregistré par la station 29, sans aucune égalisation d'amplitude ou spectrale ni filtrage. Nous pouvons voir l'arrivée à 10.5 s suivie par celle à 13.5 s, d'amplitude beaucoup plus forte. Toutes les stations en fonctionnement entre la station 17 et la station 29 ont enregistré l'arrivée à 13.5 s avec une forte amplitude pour le profil GOC27. Elle a aussi été enregistrée pour les profils GOC 26, 28, 01, 02 et 03 situés les plus à l'ouest (Figure 4.11). La surface couverte par tous ces tirs est limitée mais tous les tirs produisent une forte réflexion à 13.5 s.

Pour étudier plus en détail la réflexion à 13.5 s, nous utilisons les tirs enregistrés par la même station 29B. Pour l'étude des amplitudes, on évite ainsi le problème du couplage des géophones qui peut varier d'une station à l'autre. Comme les tirs sont tous effectués dans l'eau et que l'on suppose un signal source dans le temps constant, les différences d'amplitude sont dues seulement aux différents chemins des rayons et aux coefficients de réflexion et transmission des interfaces.

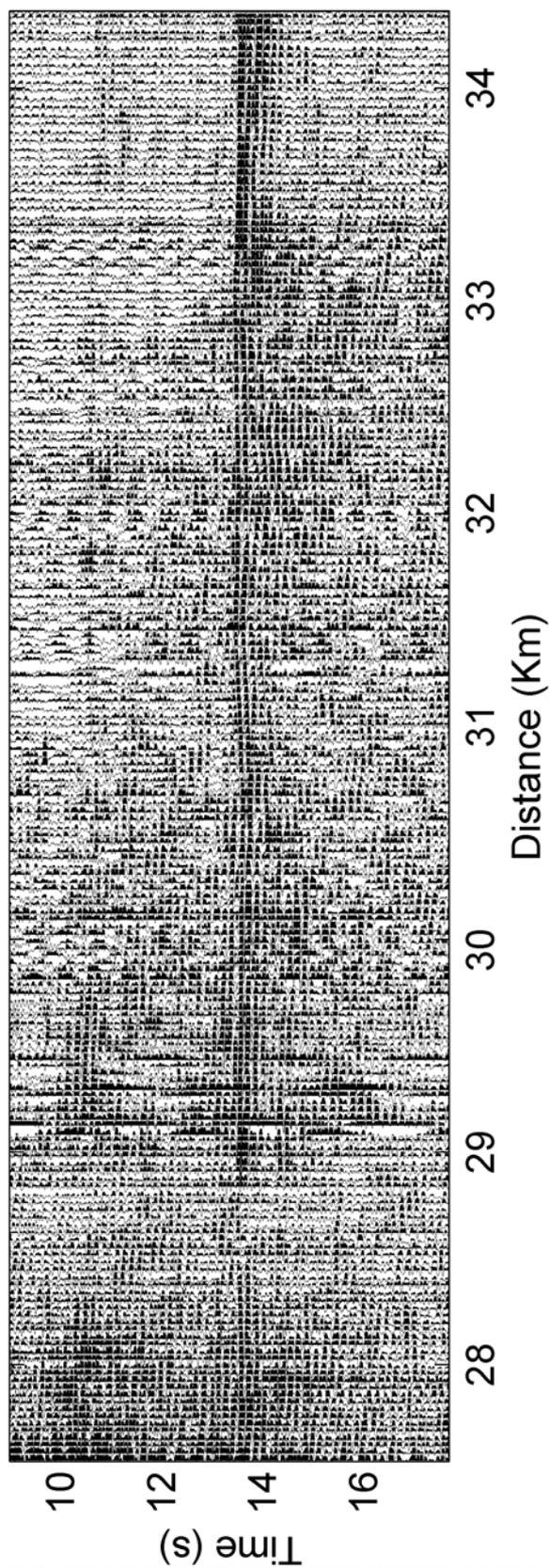


Figure 4.10 Profil GOC27 enregistré par la station 29B du réseau de Derveni montrant la réflexion à 13.5 s sur le Moho. Aucune correction n'a été effectuée.

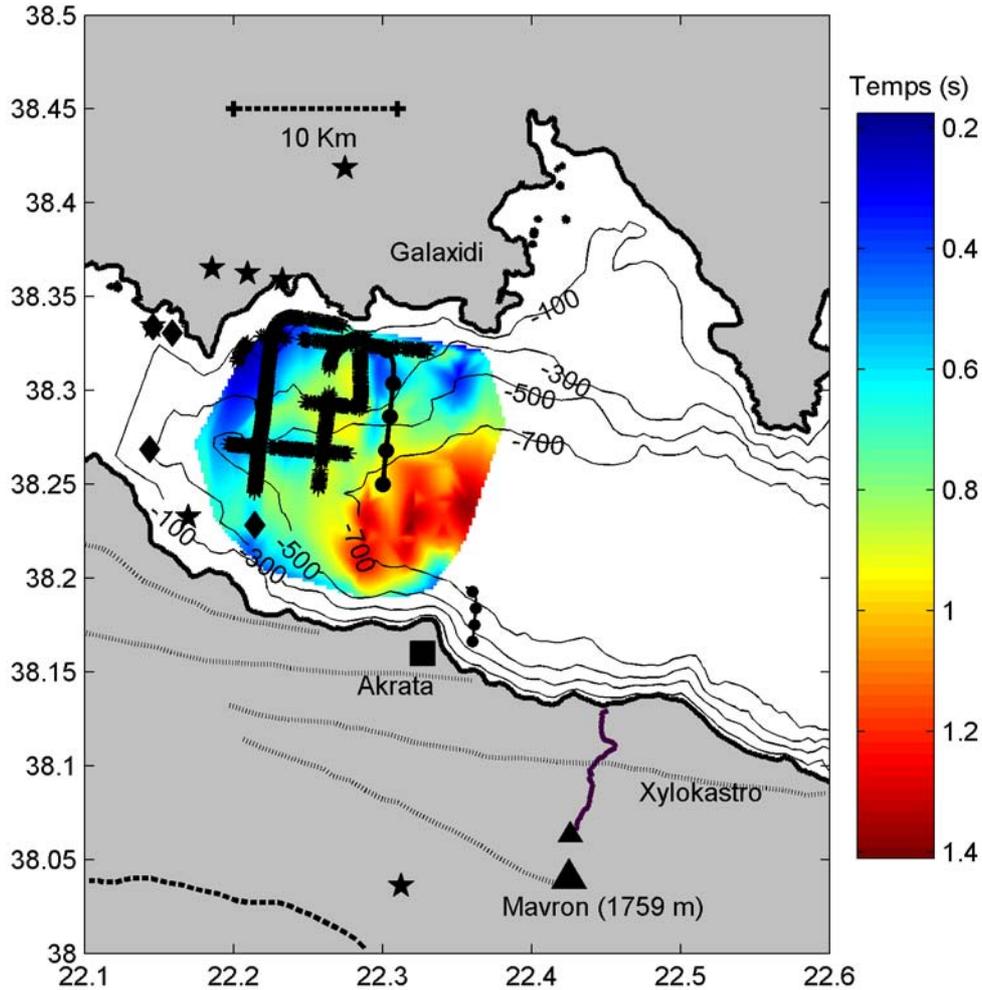


Figure 4.11 Carte des tirs pour lesquels la réflexion à 13.5 s sur le Moho a été enregistrée sur le réseau de Derveni. Les couleurs indiquent les temps simples de propagation dans l'eau et le bassin sédimentaire utilisés pour effectuer les corrections de temps sous les tirs. Le profil identifié par les cercles noirs est celui pour lequel une réflexion à 18 s a été observée, les points-milieux correspondant sont indiqués avec les mêmes symboles. Les étoiles et les diamants indiquent la position d'épicentres de séismes localisés à des profondeurs de plus de 70 km par le réseau local de Patras et par le réseau mondial. Les traits à terre correspondent aux principales failles normales de la région.

Pour illustrer la cohérence et la forte amplitude des arrivées à 13.5 s sur les différents profils, nous avons représenté deux profils perpendiculaires dans le même cube 3D. La figure 4.12 montre les profils GOC27 et GOC01 dans une fenêtre en temps de 8 s, ce qui permet de comparer les amplitudes avec celles des arrivées à 10 s. La différence est flagrante, l'arrivée à 10 s est à peine visible à cause de la dynamique due à l'arrivée en provenance du Moho.

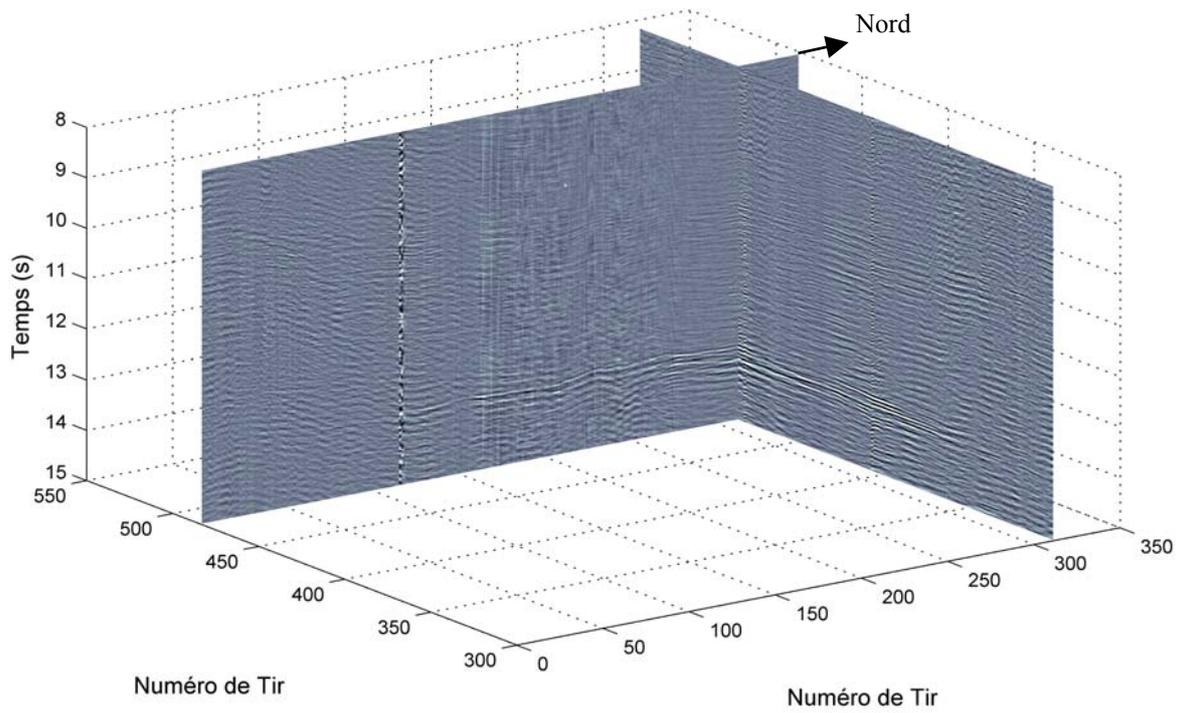


Figure 4.12 Profils GOC 27 et 01 enregistrés par la station 29B du réseau de Derveni. La réflexion sur le Moho est si brillante que la réflexion à 10.5 s est à peine visible.

La Figure 4.13 montre un zoom sur une fenêtre de 3 s autour de la réflexion sur le Moho selon deux points de vue différents. Nous pouvons voir que la réflexion est cohérente et les temps d'arrivée sont exactement les mêmes au point de croisement.

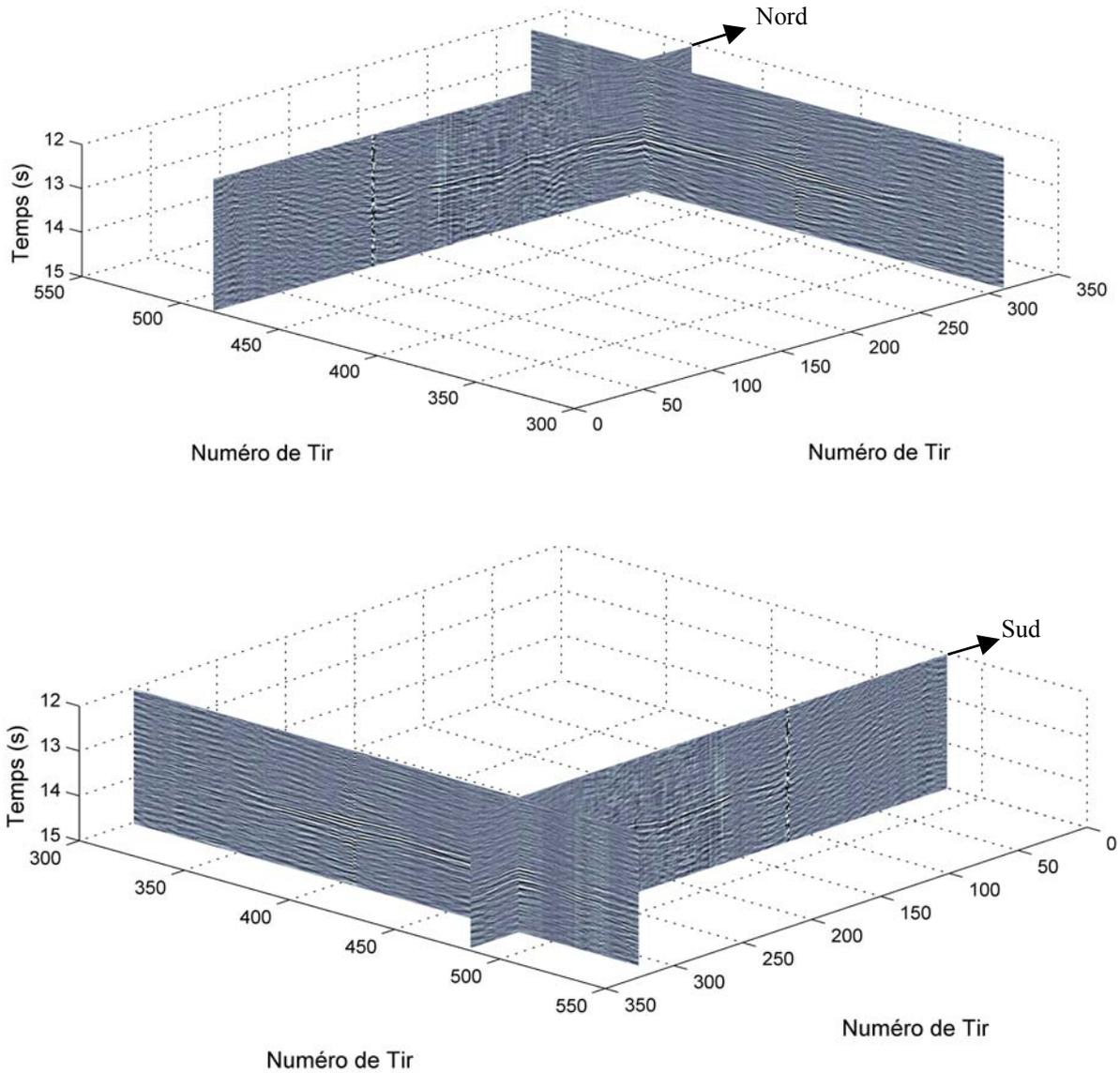


Figure 4.13 Deux vues différentes de la réflexion sur le Moho. La continuité des temps et des amplitudes est remarquable.

Nous observons aussi que la réflexion continue jusqu'aux derniers tirs, celui le plus au Nord pour le profil GOC27 et celui le plus à l'ouest pour le profil GOC01, ce qui laisse penser que la surface réfléchissante pourrait s'étendre vers le nord-ouest.

Pour mettre en évidence les amplitudes relatives des différentes arrivées, nous avons calculé une courbe de décroissance moyenne d'amplitude pour le profil GOC27 (Figure 4.14). La figure montre la moyenne de la valeur absolue de l'amplitude à temps constant calculée sur 200 traces pour chaque échantillon. Puisque le calcul est fait à temps constant, les arrivées pentées telles que les premières arrivées ou les ondes dans l'eau sont atténuées relativement aux réflexions profondes.

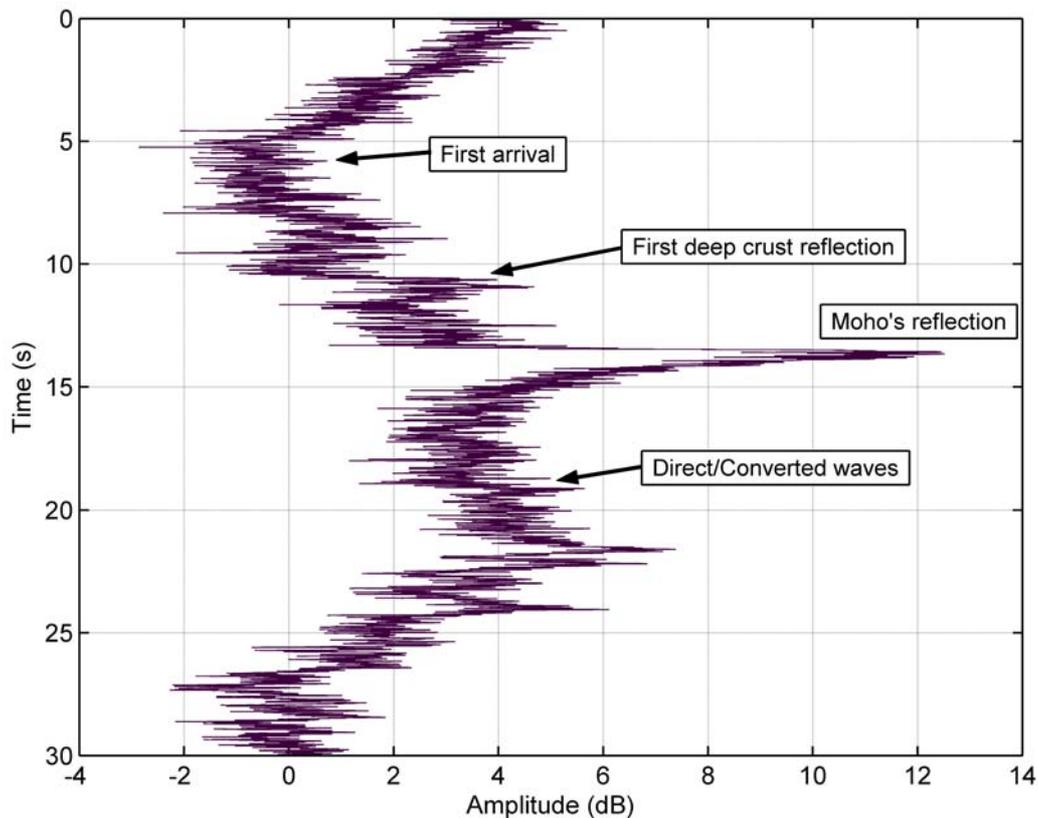


Figure 4.14 Courbe de décroissance d'amplitude calculée pour 200 tirs du profil GOC27 enregistrés sur la station 29B. Le premier pic d'amplitude correspond à la réflexion à 10.5 s. La croûte reste réfléchissante avec une amplitude constante jusqu'au pic à 13.5 s, supérieur à 10 dB, qui correspond à la réflexion au niveau du Moho.

La courbe de la Figure 4.14 commence avec une décroissance d'amplitude pour les 6 premières secondes jusqu'à la première arrivée. Cette décroissance est due à l'énergie qui arrive en provenance du tir précédent qui conditionne le niveau de bruit de fond. On observe la même décroissance à la fin de la courbe avec un minimum qui permet d'ajuster la valeur de 0 dB. Les arrivées réfractées arrivent dans un intervalle de plusieurs secondes suivant la première arrivée avec un niveau d'amplitude constant. Le premier pic d'amplitude correspond

à la réflexion à 10.5 s. La croûte reste réfléchissante avec une amplitude constante jusqu'au pic à 13.5 s, la réflexion au niveau du Moho. Ce pic d'amplitude de plus de 10 dB est très impressionnant. Après ce grand pic, l'amplitude décroît rapidement jusqu'à l'arrivée des ondes propagées dans l'eau. L'amplitude finit par décroître de la même façon qu'au début de la courbe.

Nous avons réalisé une carte de l'amplitude la réflexion sur le Moho en utilisant tous les profils qui l'ont enregistrée et toujours la même station pour minimiser les problèmes d'effet de site au niveau du récepteur. Pour faire la carte nous avons pointé l'arrivée et défini une fenêtre en temps dans laquelle nous avons sommé les carrés des amplitudes de chaque trace. Nous avons testé plusieurs tailles de fenêtres et finalement nous avons choisi une fenêtre de 150 échantillons (0.6 s), 50 avant et 100 après le pointé de l'arrivée (Figure 4.15). La Figure 4.16 montre la carte d'amplitude en position point-milieu entre tirs et récepteur. Les amplitudes sont très homogènes et les nombreux points de croisements sont cohérents. Seules deux "pastilles" qui se trouvent à 38°.195 Nord et 22°.35 Est pour la plus forte, et à 38°.18 Nord et 22°.33 Est pour la deuxième montrent des anomalies. La taille des "pastilles" est de moins de 1 km de diamètre. Trois profils GOCs différents (01, 26 et 28) contribuent à ces anomalies très locales (Figure 4.3) où le pic d'amplitude atteint 20 dB.

Pour vérifier que l'homogénéité de la carte d'amplitude n'est pas due au moyennage d'amplitudes dans la fenêtre, nous avons réalisé une deuxième carte en cherchant simplement le maximum de l'amplitude dans la même fenêtre de temps, c'est à dire 0.6 secondes (Figure 4.17). Nous pouvons remarquer que les amplitudes restent très homogènes, même si les variations autour de la moyenne sont plus grandes.

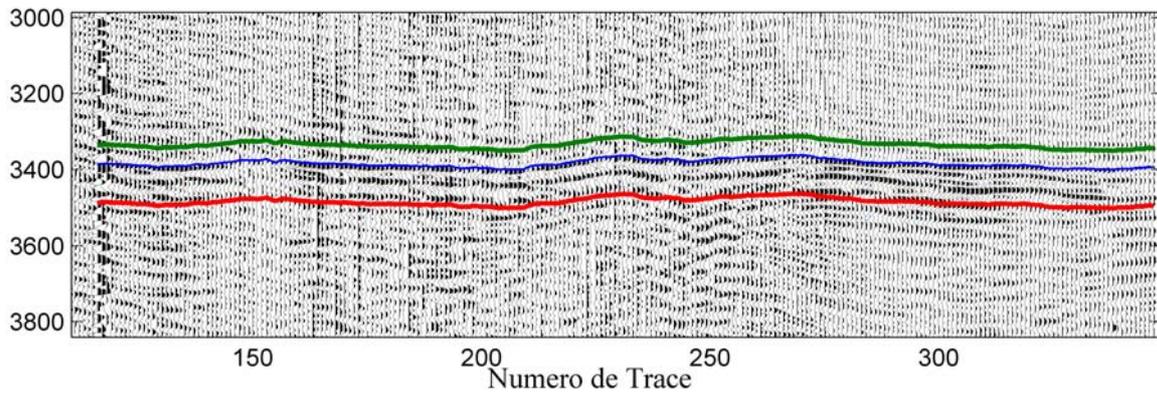


Figure 4.15 Pointé de la réflexion sur le Moho (en bleu) et limites de la fenêtre pour le calcul des valeurs moyennes d'amplitudes représentées sur la carte de la Figure 4.16

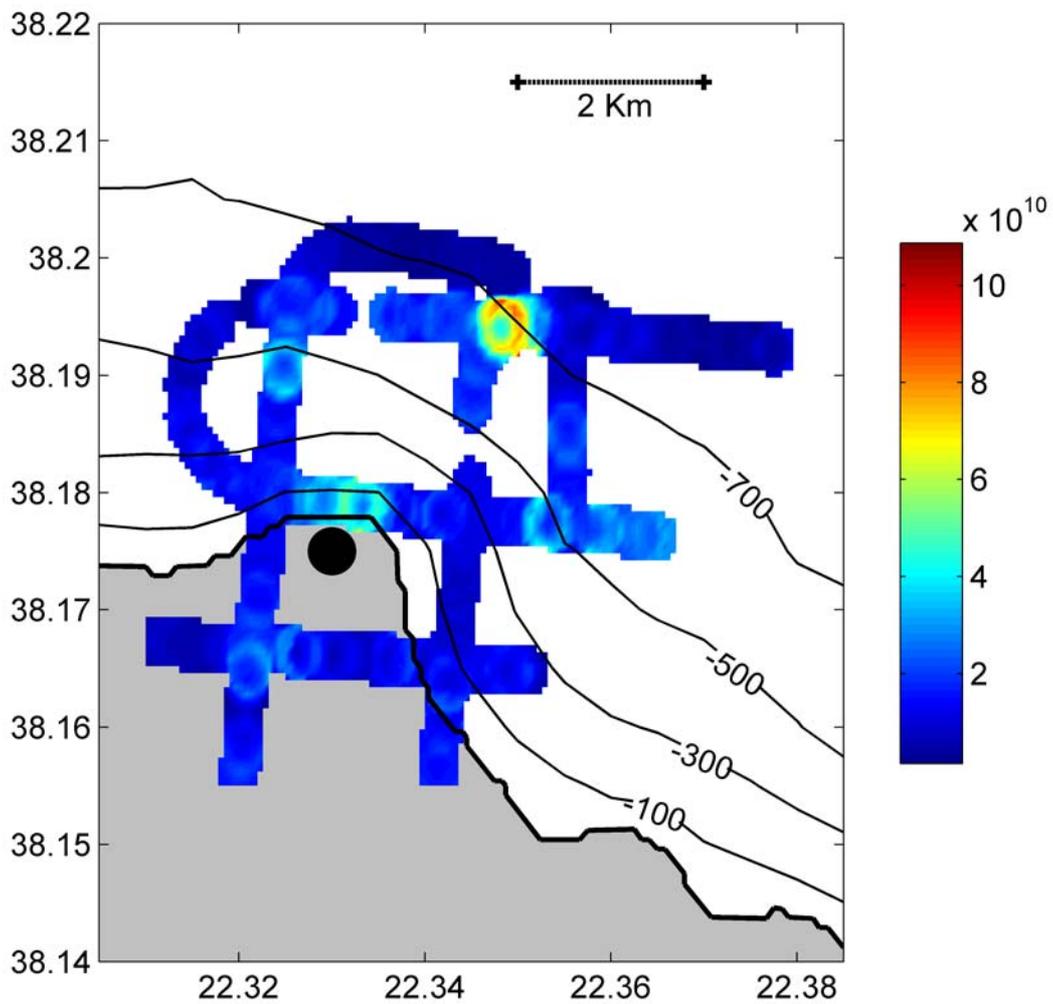


Figure 4.16 Carte de la somme du carré des amplitudes dans une fenêtre de 0.6 s autour de la réflexion sur le Moho. Les amplitudes sont très homogènes et les nombreux points de croisements sont cohérents.

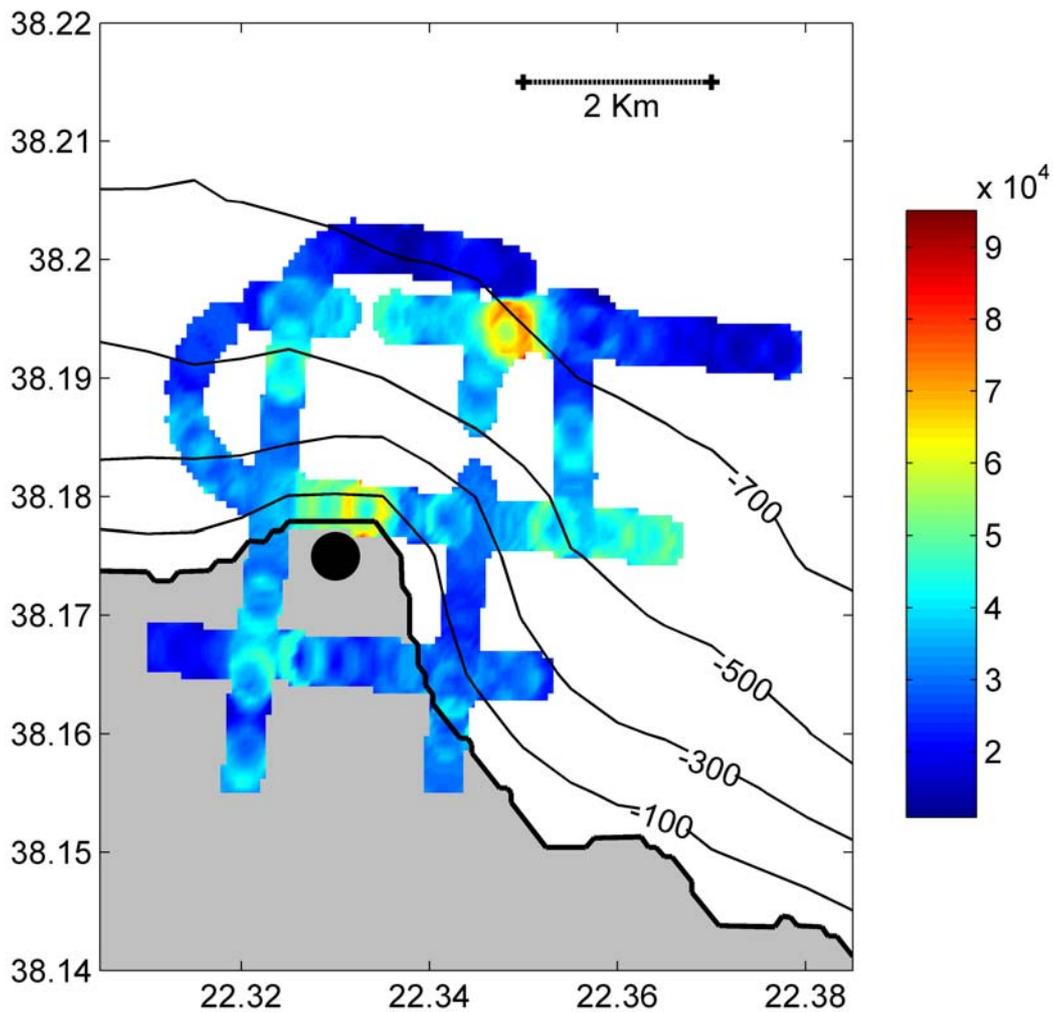


Figure 4.17 Carte des amplitudes maximum dans une fenêtre de 0.6 s autour de la réflexion sur le Moho

Nous nous sommes intéressés aussi au contenu fréquentiel relatif des réflexions à 10.5 et 13.5 s. Nous avons calculé une FFT (Fast Fourier Transform, transformée rapide de Fourier) dans une fenêtre de temps de 2.4 secondes centrée sur la première réflexion crustale et celle du Moho et nous avons utilisé 150 traces pour avoir un comportement moyen. La Figure 4.18 montre les modules des spectres correspondants aux deux réflexions.

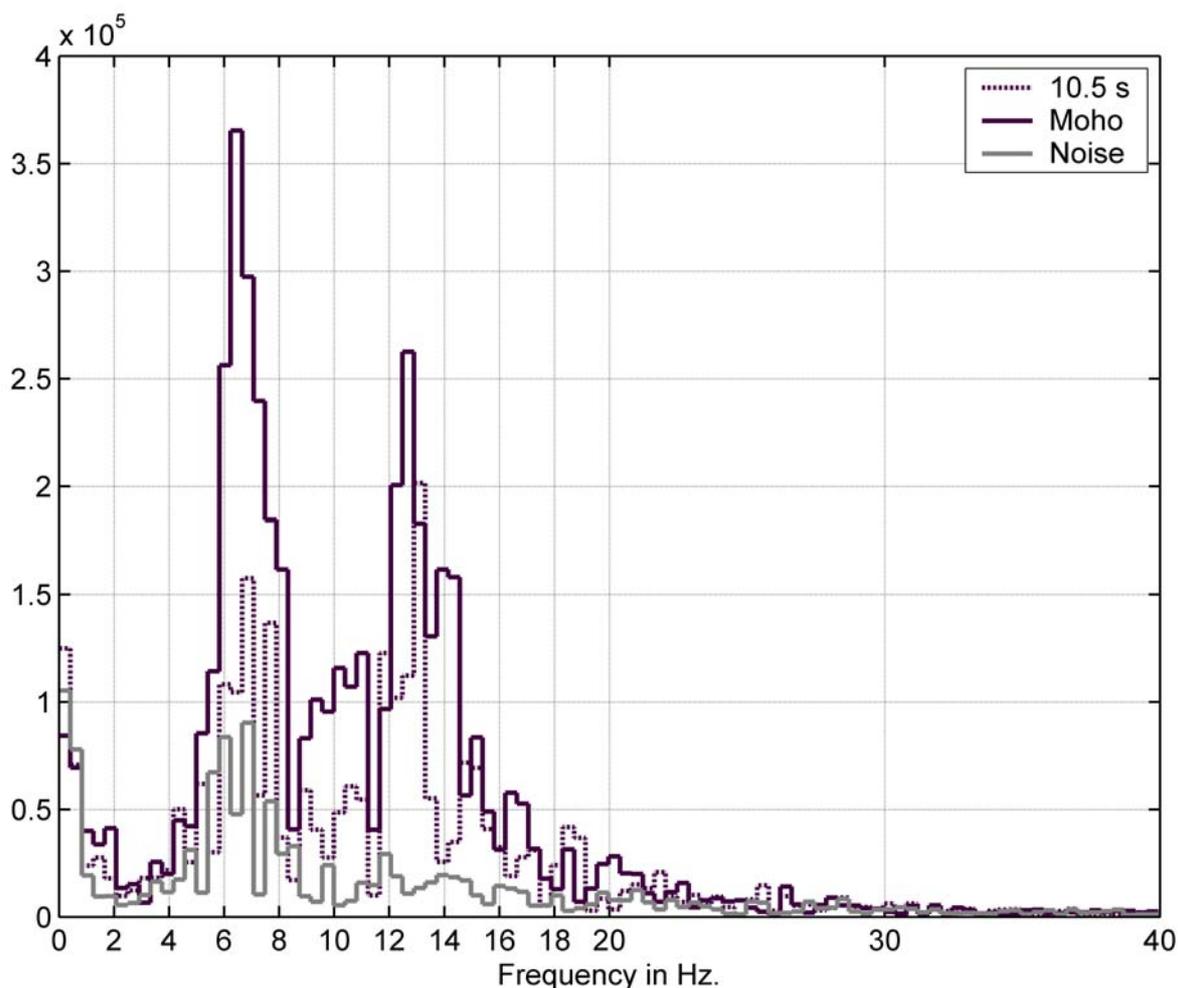


Figure 4.18 Module des spectres calculés dans des fenêtres de 2.4s centrées sur les réflexions à 10.5 et 13.5s et sur le bruit avant la première arrivée et moyennés sur 150 traces. Pour la réflexion au niveau du Moho, le spectre ressemble à la partie basse fréquence du spectre de toute une trace, avec des pics à 6.5 et 13 Hz. La réflexion se produit sans effet fréquentiel. La réflexion à 10.5 s se fait avec un renforcement du pic à 13 Hz par rapport à celui à 6.5 Hz qui pourrait être une indication d'une croûte profonde dite « litée » sous notre zone réfléchissante

La première chose que nous pouvons remarquer est qu'en comparaison avec le spectre d'une trace comme celui de la Figure 3.7, qui comporte des fréquences jusqu'à 35 Hz, les hautes fréquences ont été atténuées. Il n'y a pas d'énergie au-delà de 20 Hz. Pour pouvoir analyser avec un peu plus de détail, nous avons besoin de connaître le spectre du bruit, puisque nous savons que des ondes en provenance de différents tirs arrivent en continu. Nous avons calculé le spectre du bruit de fond dans une fenêtre de 2.4 secondes centrée autour de 3 s, avant la première arrivée enregistrée vers 6 s. Le résultat est le trait gris dans la figure. Nous pouvons voir que le bruit comporte de l'énergie à 6.5 Hz, c'est à dire la fréquence de la bulle des canons de gros volume.

Pour la réflexion au niveau du Moho, le spectre ressemble à la partie basse fréquence du spectre de toute une trace, avec des pics à 6.5 et 13 Hz, le premier étant plus énergétique. Il y a aussi de l'énergie pour les fréquences entre ces deux pics. Les valeurs d'amplitude du spectre sont 4 fois plus importantes que le niveau de bruit. La réflexion à 10.5 s est plus curieuse puisqu'elle présente son pic principal à 13 Hz et pas à 6.5 Hz. Le pic à 13 Hz a une amplitude similaire à celui correspondant à la réflexion à 13.5 s. Le pic à 6.5 Hz a une amplitude du même ordre que celui à 13 Hz. L'amplitude du spectre entre les deux pics est aussi au-dessus du niveau de bruit.

Puisque le spectre de la réflexion sur le Moho est semblable au spectre de toute la trace après atténuation des hautes fréquences, on peut supposer que la réflexion sur le Moho se produit sans effet fréquentiel, du moins dans la bande de fréquences restante après atténuation. Dans ce cas, la réflexion à 10.5 s se fait avec un renforcement du pic à 13 Hz par rapport à celui à 6.5 Hz. Comme la réflexion à 10.5 s est de faible amplitude, l'onde transmise est peu affectée par cet effet fréquentiel, ce qui permet d'observer au niveau du Moho le spectre initial de la trace.

Le phénomène le plus simple qui peut expliquer un effet fréquentiel à la réflexion est celui de la réflexion sur une couche mince devant la longueur d'onde. Une couche d'épaisseur égale à un quart de la longueur d'onde incluse dans un milieu homogène produit des réflexions multiples en phase qui interfèrent de façon constructive. On a ainsi un renforcement de la fréquence correspondant à cette longueur d'onde pour une vitesse donnée. Une alternance cyclique de couches minces renforce ce phénomène. Nous pouvons faire un calcul simple pour avoir l'ordre de grandeur de l'épaisseur de couche nécessaire pour renforcer la fréquence de 13 Hz. Nous savons que pour un milieu homogène la longueur d'onde dépend de la vitesse de propagation et de la fréquence de l'onde: $\lambda = \frac{v}{f}$. Si nous supposons que la vitesse de propagation dans la couche est de 6.5 km/s nous trouvons une longueur d'onde pour 13 Hz de 500 mètres. Pour avoir interférence constructive, l'épaisseur des couches doit être de $\lambda/4$, et donc nous trouvons une épaisseur de 125 mètres. Cette observation jointe au fait que la courbe d'amplitude ne montre pas de décroissance après 10.5 s (Figure 4.14) pourrait être une indication de la présence d'une croûte profonde dite « litée » sous notre zone réfléchissante.

La très forte amplitude de la réflexion sur le Moho suggère que nous observons un "point brillant" (bright spot). Un point brillant est simplement une portion de réflexion d'amplitude anormalement forte par rapport au reste de la réflexion. En sismique réflexion pétrolière, un point brillant peut être un indicateur de la présence du gaz dans un réservoir. Des points brillants dans le socle ont été observés dans différents environnements géologiques (Makovsky and Klemperer, 1999) : sous les dorsales océaniques à des profondeurs de 2 km, sous les arcs volcaniques à des profondeurs qui varient entre 5 et 20 km, dans des zones de subduction, et même sous des zones continentales stables. Ils ont aussi été observés pour des profondeurs plus importantes, jusqu'au Moho, dans des zones de rifts continentaux (Brown et al., 1987; Jarchow et al., 1993).

La Figure 4.19 montre un exemple de point brillant au niveau du Moho d'après Jarchow et al. (1993). Il s'agit du Buena Vista Bright Spot, situé dans le Basin and Range, une zone d'extension à l'ouest des Etats Unis. Nous pouvons voir que la réflexion de forte amplitude est observée à un déport de 5 km, presque à incidence verticale. Il semblerait que ce point brillant indique la présence d'une lentille de magma au niveau du Moho. D'autres études ont montré la présence de plusieurs lentilles de magma (Brocher, 1981).

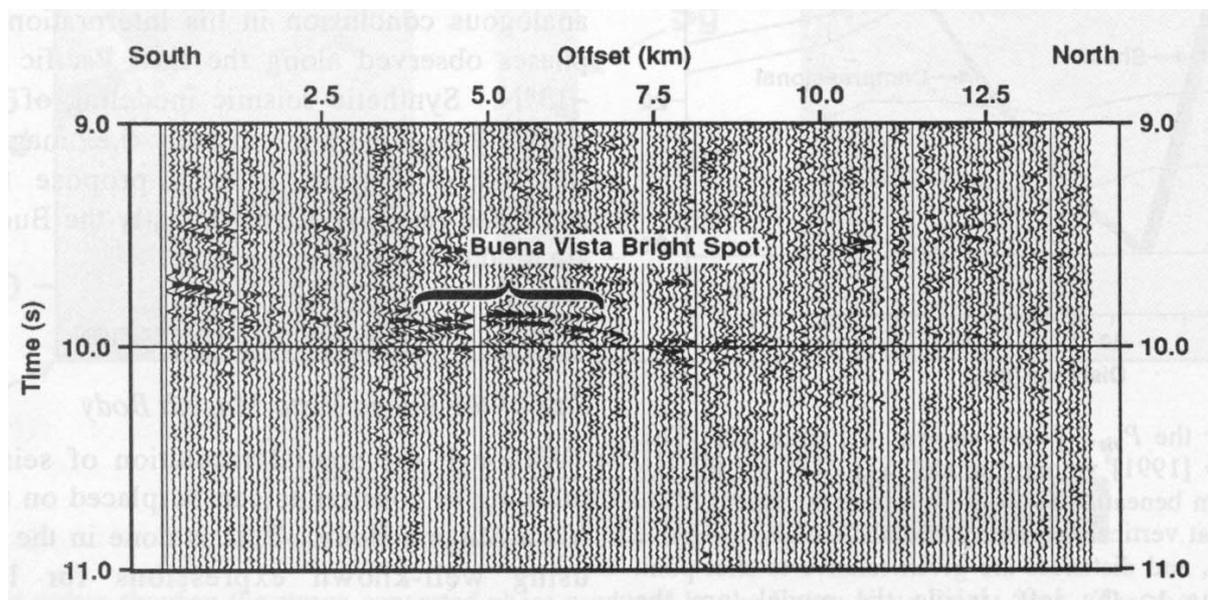


Figure 4.19 Exemple d'anomalie d'amplitude observée au niveau du Moho dans le Basin and Range d'après Jarchow et al. (1993)

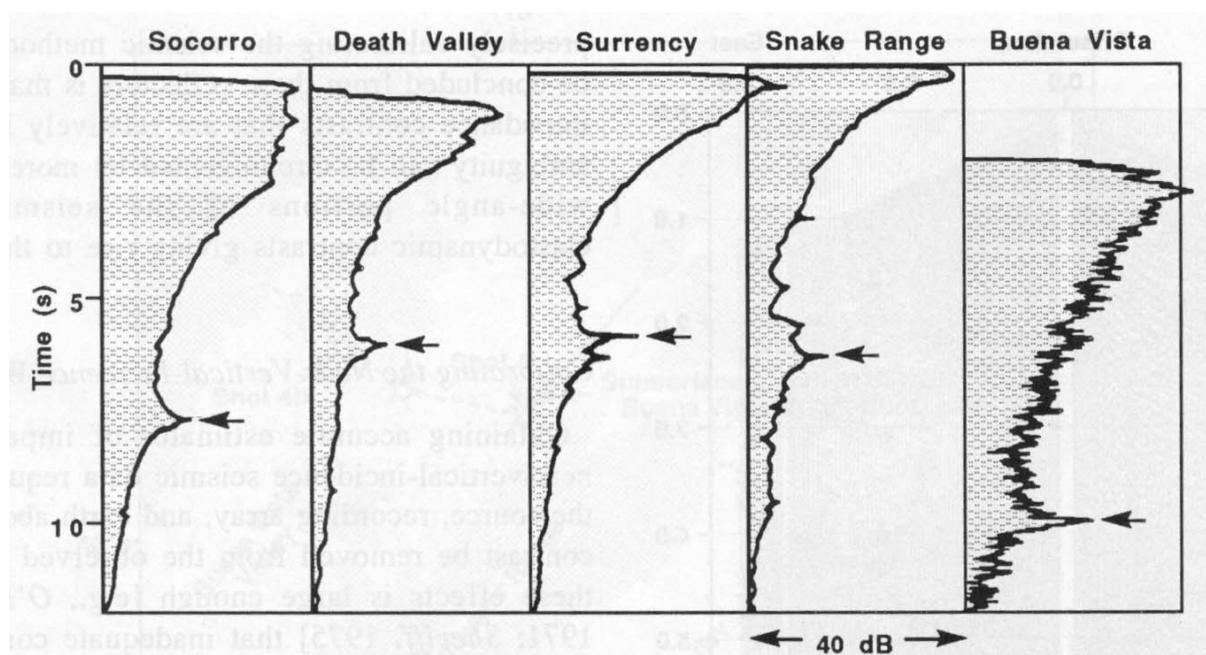


Figure 4.20 Courbes de décroissance d'amplitudes illustrant des bright spots observés dans la croûte profonde d'après Jarchow et al. (1993).

Jarchow et al. (1993) comparent, sur la Figure 4.20, l'amplitude relative de ce point brillant avec celle d'autres points brillants observés au cours des campagnes COCORP (Brown, 1987). Nous pouvons voir que les pics d'amplitude sont de l'ordre de 10 dB, comme celui que nous observons. Le plus souvent, les points brillants profonds sont interprétés sur la base d'argumentation géologique comme indiquant la présence de fusion partielle (Jarchow et al., 1993 ; Matsumoto et Hasegawa, 1996 ; Sanford et al., 1973) ou d'intrusions mafiques solides (Pratt et al., 1993). La présence de fluides aqueux (Bailey, 1990) et de déformations localisées au voisinage de failles actives (Ryberg et Fuis, 1998) a aussi été avancée comme explication. Henstock et Levander (2000) démontrent cependant qu'il faut rester prudent sur l'interprétation de ces anomalies d'amplitude quand on prend en compte la complexité de la propagation en milieu hétérogène.

Un des facteurs pouvant jouer sur l'amplitude de la réflexion sur le Moho pourrait être l'effet d'une focalisation des rayons due à la géométrie de l'interface. Nous allons faire une carte en temps de l'arrivée pour essayer de voir si un tel effet est présent. Comme nous l'avons fait pour la carte de la réflexion à 10.5 s, il faut corriger les temps de trajet de la propagation dans l'eau et dans le bassin sédimentaire d'épaisseurs variables et corriger l'effet du NMO. Nous avons à nouveau effectué la correction NMO avec une vitesse de 6.3 km/s.

Pour corriger l'effet de l'eau et du bassin nous avons utilisé les images du bassin sédimentaire enregistrées par le N/O Maurice Ewing (Taylor et al., 2003). Ces images migrées en temps montrent la structure du bassin avec beaucoup de clarté jusqu'au socle ce qui permet de pointer la profondeur en temps du socle pour chaque profil. Nous avons contrôlé chaque point de croisement puis nous avons interpolé pour avoir la surface en temps simple du socle (Figure 4.11). La Figure 4.21 montre une image 3D de cette surface avec une exagération verticale de 10. Nous pouvons voir très clairement que le flanc sud du bassin est beaucoup plus raide que le flanc nord. Les tirs utilisés pour imager le Moho se trouvent tous dans la partie nord-ouest du bassin, et donc les corrections à effectuer sont moins importantes que celles appliquées à la réflexion à 10.5 s.

Nous avons remplacé le bassin sédimentaire et l'eau par une couche à vitesse constante. Pour le faire nous avons enlevé à chaque trace enregistrée le temps correspondant à la propagation depuis la surface de l'eau et jusqu'au socle. Avec la bathymétrie sous chaque tir nous avons remplacé la couche d'eau par une couche de vitesse 5.3 km/s (Zelt et al., 2005). Avec la bathymétrie et en supposant une vitesse moyenne dans les sédiments de 3 km/s (Zelt et al., 2004), nous avons aussi remplacé les sédiments par une couche d'épaisseur égale mais de vitesse 5.3 km/s.

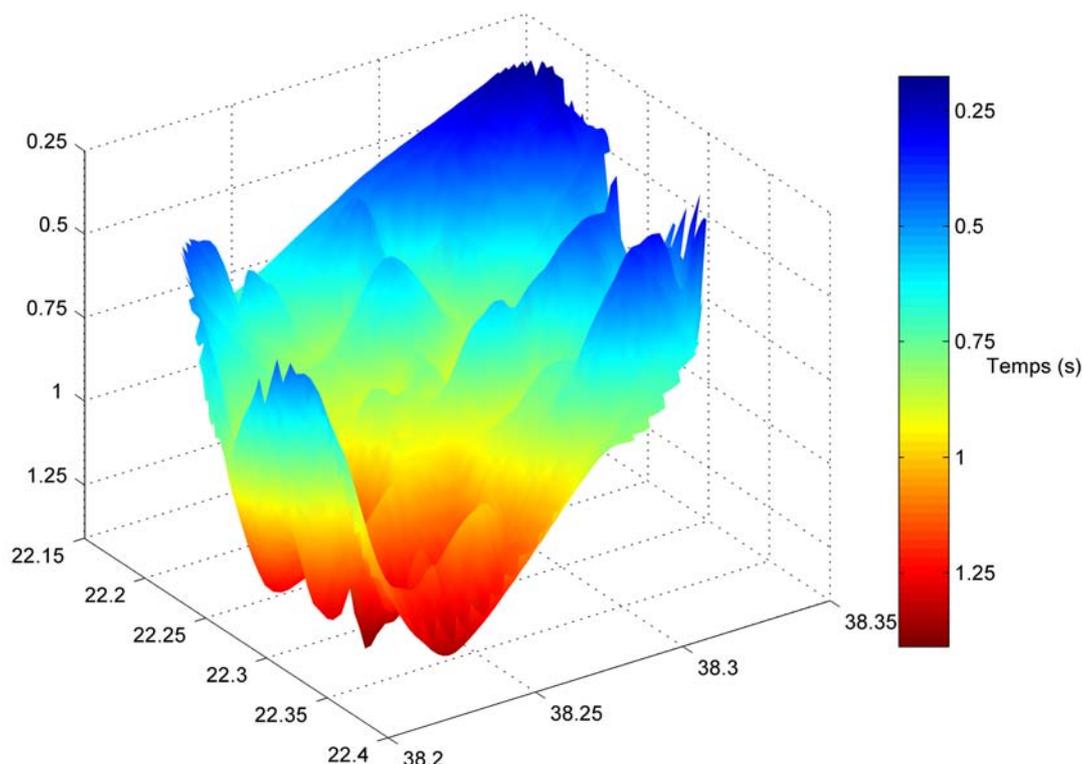


Figure 4.21 Vue en 3D de la surface en temps correspondant à la base du bassin sédimentaire à l'extrémité nord-ouest du Golfe de Corinthe.

Pour finir, nous avons aussi ramené la station 29 au niveau de la mer avec une vitesse de 4.3 km/s pour les sédiments comme nous avons vu dans le chapitre 3. Pour faire la correction sous la station et les corrections du temps sous les tirs nous avons fait l'hypothèse que la propagation des ondes est verticale.

Les effets des différentes corrections sont illustrés sur la Figure 4.22. La première figure montre la profondeur en temps jusqu'au socle du bassin sédimentaire. La deuxième figure montre les temps pointés de la réflexion sur le Moho sans aucune correction. La troisième figure montre l'effet de la correction NMO qui remonte les tirs les plus éloignés de la station, c'est à dire ceux placés au nord-ouest. La quatrième figure montre le temps après correction du retard dans le bassin. Nous pouvons voir très clairement que les temps ont encore basculé dans le sens inverse de l'effet de la correction NMO. Ceci est normal puisque le bassin sédimentaire est plus profond sous les tirs placés au sud-est, et donc la correction est plus importante.

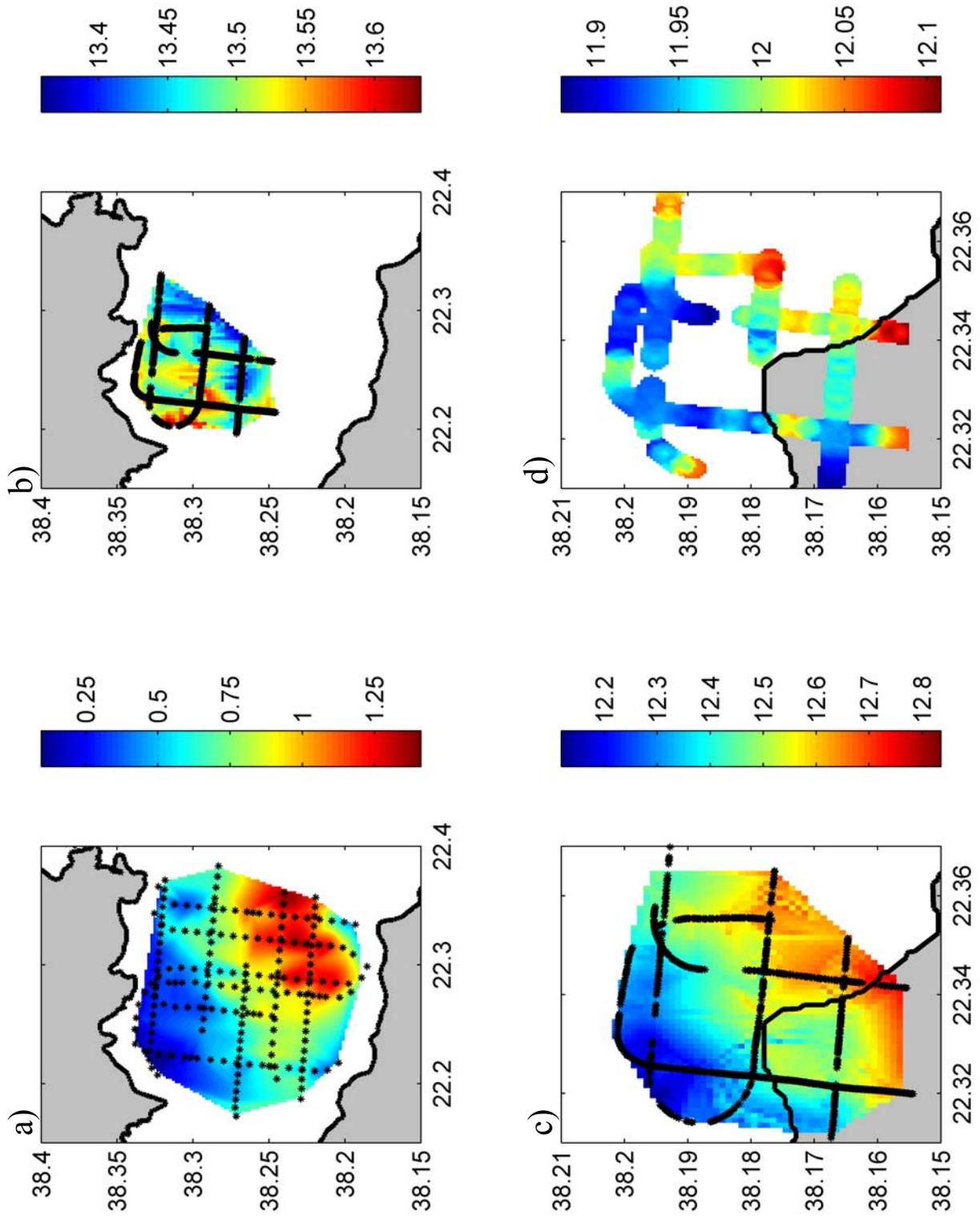


Figure 4.22 Cartes montrant le temps simple jusqu'à la base du bassin (a), le temps pointé pour la réflexion sur le Moho (b), ce temps après correction NMO (c) et enfin avec correction de bassin (d). Les deux dernières figures sont en position point-milieu.

L'image finale en temps du Moho est montrée sur la Figure 4.23. Nous pouvons voir que les variations dans les temps des arrivées sont inférieures à 0.2 secondes, comme sur les données originales, malgré l'application de corrections de l'ordre de 1.5 secondes. Les points de croisement sont cohérents avant mais aussi après correction.

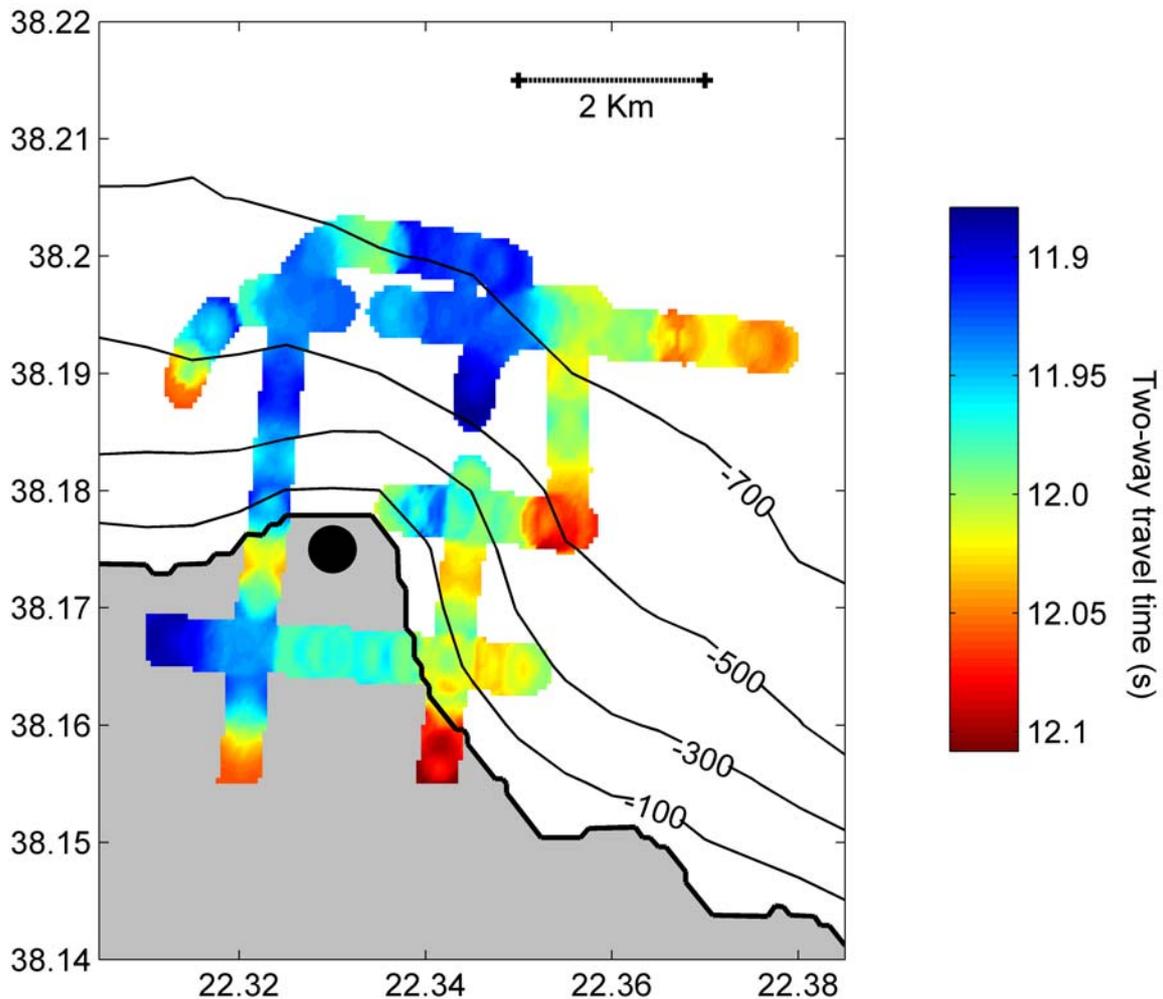


Figure 4.23 Carte en temps double du Moho après correction NMO et correction pour l'épaisseur variable d'eau et de sédiments. La profondeur moyenne du Moho sur la zone de forte réflectivité est de 38 km.

La profondeur moyenne du Moho sur la zone de forte réflectivité est de 38 km avec une vitesse de correction de 6.3 km/s. Cette profondeur est en accord avec la profondeur de 40 km trouvée par Clément et al. (2004) au nord d'Aigion, à l'ouest d'Akrata. La différence de 2 km peut correspondre avec la remontée régionale du Moho vers l'est. Par contre, la pente locale en temps de la surface que nous obtenons correspond à un pendage vers l'est. Cette pente apparente pourrait être due à une sous correction de l'effet du bassin à cause d'une sur estimation de la vitesse des sédiments. Cette incertitude empêche de conclure sur un possible

effet de focalisation à la réflexion sur un miroir courbé. Ceci est regrettable car, à la différence avec la carte que nous avons réalisée pour la réflexion à 10.5 s, le pointé de la réflexion au niveau du Moho est très fiable et se fait sans ambiguïté (Figure 4.24).

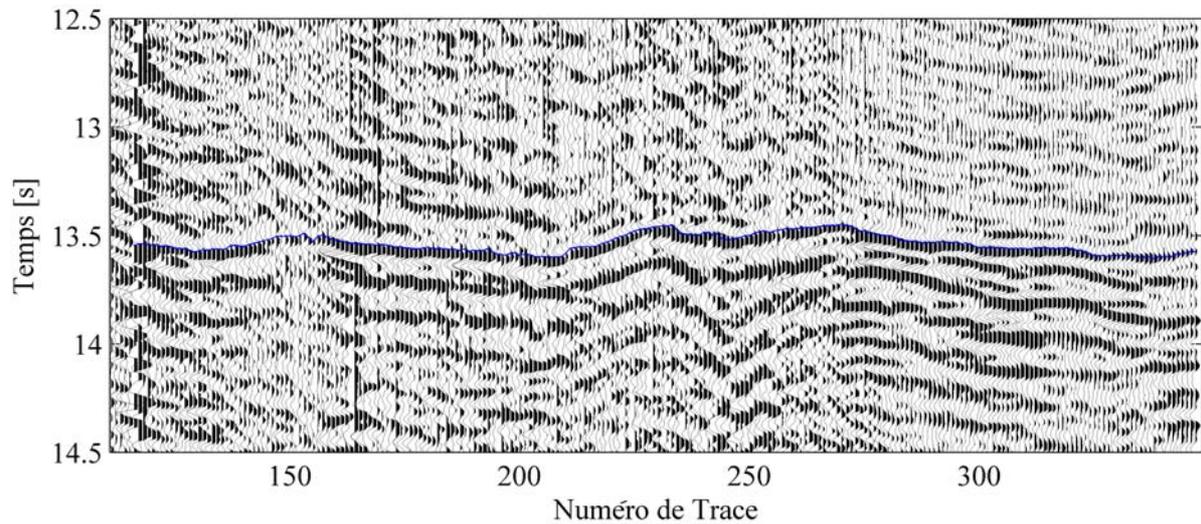


Figure 4.24 Exemple de pointé de l'arrivée sur le Moho

4.2.3 REFLEXION SOUS-CRUSTALE A 18 S.

Comme le montre la Figure 4.4, une troisième réflexion profonde a été enregistrée par notre réseau de Derveni à un temps de 18 s. Elle a été observée uniquement pour le profil 25 (Figure 4.11, trait à cercles noirs) mais avec plusieurs stations du réseau de Derveni entre les stations 17 et 29. Pour pouvoir voir plus clairement la réflexion nous avons réalisé sur la section sismique un filtrage F-K puisque son temps d'arrivée correspond aussi à celui des ondes dans l'eau, d'amplitudes plus importantes. La longueur d'observation de la réflexion est de presque 10 km. Nous avons aussi corrigé les délais dus au bassin sédimentaire et à l'eau de la même façon que pour la réflexion sur le Moho. La correction NMO a été faite avec une vitesse de 7 km/s.

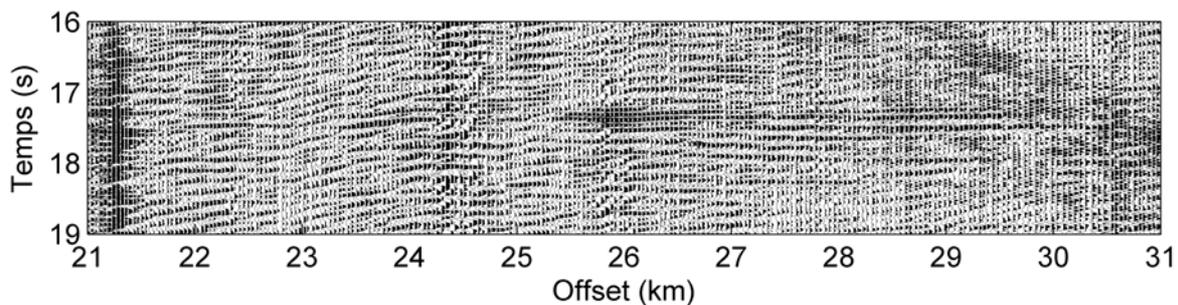


Figure 4.25 Réflexion à 18 s après application d'une correction NMO, de corrections pour la profondeur d'eau et du bassin sédimentaire et d'un filtrage F-K pour atténuer les ondes dans l'eau. La réflexion apparaît horizontale. La profondeur de l'interface se trouverait à 61 km.

La figure 4.25 montre un zoom de la réflexion qui apparaît horizontale après correction. La direction du profil est nord-sud et les points milieux sont situés au nord-est de la ville d'Akrata (Figure 4.11, trait et cercles noirs). Vers le déport 26 km nous avons une petite anomalie d'amplitude qui nous a permis de détecter initialement la réflexion lors de l'examen systématique des données des différents profils.

La profondeur de l'interface se trouverait, si nous faisons la conversion avec une vitesse de 7 km/s, à 61 km. Papazachos et Nolet (1997) trouvent la plaque plongeante de la subduction Hellénique vers 60 km de profondeur à 25 km au sud de notre profil. Plusieurs séismes sont aussi localisés sous la croûte dans la région d'Akrata par le réseau mondial et par le réseau local de l'Université de Patras (Figure 4.11). Ces séismes étant de faible magnitude, la détermination de leur profondeur est cependant sujette à caution. Zelt et al. (2005) ont aussi

enregistré une réflexion interprétée comme une onde P convertie en S sur la plaque plongeante Africaine à une profondeur de 74 km sous la frontière entre le Golfe de Corinthe et le Golfe de Patras, 30 km à l'Ouest de notre observation. Il est donc possible que la réflexion à 18 s soit une réflexion sur la plaque plongeante. Compte tenu des différences dans les départs, les azimuts, les trajets et la nature des ondes entre les deux observations, il est difficile d'interpréter la différence de profondeur.

4.3 Conclusions

L'installation des réseaux à terre pendant la campagne du N/O Maurice Ewing dans le Golfe de Corinthe a été faite dans le but d'imager la structure profonde sous le rift en élargissant les observations faites par Clément et al. (2004) avec un profil. Il s'est avéré que l'observation de réflexions profondes dans un bassin fermé où les ondes dans l'eau rebondissent sans s'atténuer était difficile. Si, lors de l'expérience de Clément et al. (2004), les conditions météo étaient défavorables, l'utilisation du réseau de canons à pleine puissance dans l'espoir de pénétrer profondément a aussi augmenté le niveau de bruit de fond lors de notre expérience. Nous avons bénéficié de l'atténuation efficace des ondes dans l'eau transmises à terre par les failles normales du flanc sud du Golfe qui nous a permis d'enregistrer des réflexions profondes pour les tirs situés à l'extrémité ouest de la campagne sur la moitié sud du dispositif de Derveni. Le réseau de Galaxidi, installé directement sur les carbonates de haute vitesse, avec un couplage des géophones parfois problématique, n'a pas fourni d'enregistrement de ces réflexions. Outre l'absence de failles atténuant le bruit lié aux ondes dans l'eau, l'absence de couche à faible vitesse proche de la surface est aussi un facteur défavorable (Holliger et Robertsson, 1998).

Si l'objectif d'imager la croûte profonde sous l'ensemble du rift n'a pas été atteint, l'observation locale de la réflectivité dans une zone limitée située au voisinage de la pointe ouest du rift a permis d'obtenir trois résultats nouveaux :

- la croûte profonde est réfléchissante à partir d'une profondeur de 26 km et il existe une indication dans la forme du spectre pour la présence de litage renforçant la réflectivité vers 13 Hz ;
- le Moho situé à une profondeur de 38 km est caractérisé par une réflexion de très forte amplitude marquée par un pic de 10dB, du type point brillant, dans la courbe de décroissance d'amplitude avec le temps;
- une réflexion provenant d'une profondeur de 61 km marque peut-être la présence d'une plaque plongeante sous l'extrémité ouest du rift.

Nous avons pu établir des cartes en temps de la réflexion dans la croûte et sur le Moho en utilisant les profils de sismique réflexion verticaux migrés (Taylor et al., 2003) et les vitesses déterminés dans les sédiments par tomographie des temps de première arrivée (Zelt et al., 2004). Malgré le soin apporté à faire les corrections de temps de trajet dans l'eau et les

sédiments sous les tirs, il n'est pas certain que ces cartes représentent la structure de la surface réfléchissante. Le pendage local de la surface de réflexion correspondant au Moho apparaît vers l'Est, ce qui n'est pas conforme au pendage régional où le Moho s'approfondit vers l'Ouest.

L'observation la plus remarquable est sans doute la très forte réflectivité locale du Moho là où nous sommes capables de l'observer. Cette forte réflectivité peut n'avoir rien à voir avec les processus se déroulant actuellement dans la zone d'étude et être héritée de l'histoire tectonique antérieure. Elle peut aussi être un simple artefact lié à la propagation d'ondes en milieu hétérogène qui peut entraîner d'importantes fluctuations d'amplitude (Frankel et Clayton, 1986).

On ne peut néanmoins s'empêcher de noter que la zone de forte réflectivité est justement observée à la pointe du rift, là où le taux d'extension est actuellement le plus élevé. Si le mécanisme d'extension du rift implique un détachement à faible pendage, comme nous l'avons présenté au chapitre précédent, la déformation dans la croûte inférieure n'est pas forcément localisée à la verticale de celle dans la croûte supérieure. Si au contraire, le mécanisme d'extension implique une déformation localisée à la verticale du rift, alors il est possible que la forte réflectivité au niveau du Moho soit une conséquence des processus de déformation, éventuellement accompagnés d'accumulation de fluides ou de fusion partielle à l'interface croûte-manteau.

Si la réflexion sous le Moho indique bien la présence d'une plaque plongeante, on a une deuxième raison de penser que cette réflectivité peut avoir un lien avec un processus actif. Par exemple, des zones de forte réflectivité dans la croûte profonde au dessus de la plaque plongeante de Nazca ont été observées par ANCORP (2003) et reliées à la remontée de fluides et/ou à la présence de fusion partielle ou d'intrusions.

5 COEFFICIENTS DE REFLEXION

5.1 Introduction

Les campagnes de sismique réflexion profonde ont montré que la croûte profonde était souvent caractérisée par une forte réflectivité et un apparent litage. Des nombreuses explications qui ont été proposées pour essayer de comprendre l'origine de ce phénomène, certaines sont d'ordre local et d'autres plus générales. Trois explications sont souvent avancées. Les réflexions dans la croûte profonde seraient dues à (Warner, 1990 a et b):

1. l'existence de fluides aqueux et d'une structure stratifiée de la porosité (ou la pression des pores ou la géométrie des fissures).
2. un cisaillement ductile qui a produit des zones cisillées anastomosées, une fabrique sub-horizontale et/ou d'épaisses couches mylonitiques.
3. des intrusions du magma dérivé de la fusion partielle du manteau supérieur. Les intrusions peuvent être sous forme de filons ou d'intrusions laminées plus complexes.

Les explications 2 et 3 sont présentées habituellement, mais pas exclusivement, dans des zones d'extension crustale. L'explication 1 est basée sur la corrélation existant entre les zones de basse vitesse et de basse résistivité dans la croûte profonde, qui sont liées par la porosité (Marquis et Hyndman, 1991 et 1992). La présence d'eau, la porosité et surtout la forme des pores (en forme de fines lamelles) nécessaires pour expliquer la réflectivité de la croûte font que cette explication n'est pas applicable à la croûte continentale stable, mais reste possible dans des zones actives, comme les marges actives (Marquis et Hyndman, 1992; Warner, 2004). Tous ces modèles sont utilisés pour expliquer la réflectivité de la croûte à grande échelle. Ils permettent aussi d'expliquer des phénomènes beaucoup plus locaux comme la présence des points brillants dans la croûte (e.g., Brocher, 1981; Jarchow et al., 1993; Makovsky et Klemperer, 1999; Buske et al., 2002).

La forte réflectivité du Moho observée sous le rift de Corinthe dans la région d'Akrata a été mise en évidence sous des angles d'incidence inférieurs à 30° . Ces valeurs sont bien inférieures à l'incidence critique sur une interface entre deux milieux isotropes de vitesses correspondant à la croûte profonde et au manteau, supérieure à 55° . Une façon de faire baisser la valeur d'incidence critique est de diminuer la vitesse dans un intervalle de la croûte

profonde au dessus du Moho. En introduisant de l'anisotropie, on peut faire baisser plus fortement la vitesse dans une direction que ce qu'il est raisonnable de faire avec une couche isotrope. Le comportement des coefficients de réflexion en fonction de l'angle d'incidence est cependant complexe et il est nécessaire d'effectuer les calculs pour voir si cette idée est correcte.

Le contexte tectonique du rift de Corinthe, une zone en extension rapide proche d'une subduction active, permet d'envisager la présence locale de fluides ou d'intrusions magmatiques dans un intervalle de la croûte profonde. En supposant que de telles hétérogénéités sont présentes sous forme de couches fines par rapport aux longueurs d'onde hectométriques utilisées, l'intervalle correspondant de la croûte profonde se comporte comme un milieu anisotrope. Nous avons donc décidé de tester l'effet sur les coefficients de réflexion d'une interface entre un milieu effectif anisotrope correspondant à une croûte profonde comportant des pourcentages variés d'hétérogénéités de faible vitesse et un manteau isotrope.

Un milieu présentant de l'anisotropie par rapport à l'axe vertical est nommé milieu isotrope transverse (TI, pour Transverse Isotropic). Ce type d'anisotropie est très commun dans de nombreux environnements, à cause de la gravité, principalement. Pour une grande variété d'échelles, la sub-surface peut être considérée comme une séquence de couches plus ou moins horizontales et de propriétés élastiques différentes. Il est donc important de déterminer les propriétés élastiques d'une telle séquence, en particulier pour pouvoir déterminer la réponse de milieux multi-couches à une onde sismique. Les environnements sédimentaires sont un très bon exemple. La sismique pétrolière s'est beaucoup intéressée à ce type d'anisotropie depuis déjà des années puisqu'elle est spécialement importante dans les études d'amplitude en fonction de l'angle (AVO) pour la détection de fluides et gaz dans les réservoirs (Wright, 1987; Blangy, 1994). Daley and Horn (1977, 1979) ont calculé les coefficients de réflexion et transmission pour des ondes planes quasi-P (qP) et quasi-SV (qSV) sur une interface plane entre deux milieux isotropes transverses. Le préfixe "quasi" est utilisé pour souligner le fait que la polarisation de l'onde P n'est pas parfaitement longitudinale pour ce type de milieu, et celle de SV n'est pas parfaitement transverse comme dans un milieu isotrope. Une paramétrisation qui permet le calcul des coefficients de réflexion et transmission pour une onde plane dans un milieu transverse isotrope en fonction du paramètre de rayon a été proposée par Graebner (1992). Nous allons suivre cette approche.

5.2 Coefficients de réflexion-transmission sur une interface plane entre deux milieux anisotropes (isotropie transverse)

La loi de Hooke, dans sa forme la plus générale, stipule que chaque composante de la contrainte appliquée à un solide élastique dépend linéairement de chaque composante de la déformation. Les constantes de proportionnalité sont des constantes élastiques. La forme la plus générale contient 81 constantes élastiques. Si le solide est isotrope, c'est à dire que ses propriétés ne dépendent pas de l'orientation des contraintes, il est caractérisé par seulement deux constantes élastiques indépendantes. Nous utiliserons ici les coefficients de Lamé λ et μ plus communs en sismique que le module d'Young et le coefficient de Poisson.

Un milieu transverse isotrope requiert cinq constantes élastiques pour relier la contrainte à la déformation. Si l'axe de symétrie est l'axe z , les relations de contrainte-déformation sont:

$$\begin{aligned}\tau_{xx} &= C_{11}\varepsilon_{xx} + (C_{11} - 2C_{66})\varepsilon_{yy} + C_{13}\varepsilon_{zz}, \\ \tau_{yy} &= (C_{11} - 2C_{66})\varepsilon_{xx} + C_{11}\varepsilon_{yy} + C_{13}\varepsilon_{zz}, \\ \tau_{zz} &= C_{13}\varepsilon_{xx} + C_{13}\varepsilon_{yy} + C_{33}\varepsilon_{zz}, \\ \tau_{yz} &= 2C_{55}\varepsilon_{yz}, \\ \tau_{zx} &= 2C_{55}\varepsilon_{zx}, \\ \tau_{xy} &= 2C_{66}\varepsilon_{xy},\end{aligned}$$

où

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), i, j = x, y, z.$$

Les C_{ij} sont les constantes élastiques, ε_{ij} les déformations, τ_{ij} les contraintes et u_{ij} les composantes de déplacement de particules. Dans la limite de l'isotropie, $C_{11}, C_{33} \rightarrow \lambda + 2\mu$, $C_{13} \rightarrow \lambda$, et $C_{55}, C_{66} \rightarrow \mu$.

L'équation d'ondes s'obtient comme d'habitude:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j},$$

où ρ est la densité.

On peut considérer que la propagation s'effectue seulement dans le plan x-z sans perte de généralité, à cause de la symétrie de rotation autour de l'axe z. En conséquence, on suppose que le mouvement est indépendant de y et donc tous les termes avec $\partial/\partial y$ sont égaux à zéro. Avec cette convention, l'équation d'ondes pour un milieu TI peut être séparée en deux équations couplées pour les ondes qP et qSV et en une seule équation pour une onde SH pure.

Les équations couplées pour des ondes qP et qSV dans un milieu TI sont (White, 1983)

$$\begin{pmatrix} C_{11} \frac{\partial^2}{\partial x^2} + C_{55} \frac{\partial^2}{\partial z^2} - \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} & (C_{13} + C_{55}) \frac{\partial^2}{\partial x \partial z} \\ (C_{13} + C_{55}) \frac{\partial^2}{\partial x \partial z} & C_{33} \frac{\partial^2}{\partial z^2} + C_{55} \frac{\partial^2}{\partial x^2} - \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} u_x \\ u_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \end{pmatrix}. \quad (1)$$

La direction de propagation est donnée par le paramètre de rayon:

$$s_x = \frac{\sin(\theta)}{V(\theta)}$$

où θ est l'angle de propagation, mesuré par rapport à l'axe z. La vitesse V peut être calculée à partir de:

$$V^2 = \frac{1}{2\rho} (C_{55} + C_{11} \sin^2 \theta + C_{33} \cos^2 \theta \pm D) \text{ avec}$$

$$D^2 = [(C_{11} - C_{55}) \sin^2 \theta - (C_{33} - C_{55}) \cos^2 \theta]^2 + (C_{13} + C_{55})^2 \sin^2 2\theta.$$

On peut résoudre la paire d'équations couplées en remplaçant dans le système d'équations (1), le déplacement \vec{u} par une onde plane:

$$\vec{u} = (l, 0, m) U e^{i\omega(s_x x + s_z z - t)},$$

où ω est la fréquence angulaire, t le temps, m et l les cosinus directeurs pour le mouvement de la particule (donc $\sqrt{m^2 + l^2} = 1$) et U est l'amplitude de l'onde. Si on connaît le paramètre du rayon s_x pour l'onde P, on peut calculer le paramètre de rayon s_z pour l'onde SV. Le résultat, en fonction de s_x , est:

$$s_z = \pm \frac{1}{\sqrt{2}} \left(K_1 \mp p.v. \sqrt{K_1^2 - 4K_2 K_3} \right)^{1/2}$$

où

$$K_1 = \rho \left(\frac{1}{C_{55}} + \frac{1}{C_{33}} \right) + \frac{1}{C_{55}} \left[\frac{C_{13}}{C_{33}} (C_{13} + 2C_{55}) - C_{11} \right] s_x^2,$$

$$K_2 = \frac{1}{C_{33}} (C_{11} s_x^2 - \rho) \text{ et } K_3 = s_x^2 - \frac{\rho}{C_{55}}.$$

La valeur $p.v.(z)^{1/2}$ est la racine principale du nombre complexe z . Les signes correspondent à

(+,-) une onde qP se propageant vers le bas,

(+,+) une onde qS se propageant vers le bas,

(-,-) une onde qP se propageant vers le haut,

(-,+) une onde qS se propageant vers le haut.

L'application des conditions aux limites sur une interface entre deux milieux TI génère, pour une onde incidente P, la matrice de coefficients de réflexion et transmission R et T suivante:

$$\begin{pmatrix} \beta_{P_1} & \beta_{S_1} & -\beta_{P_2} & -\beta_{S_2} \\ \gamma_{P_1} & \gamma_{S_1} & \gamma_{P_2} & \gamma_{S_2} \\ Z_{P_1} & Z_{S_1} & -Z_{P_2} & -Z_{S_2} \\ W_{P_1} & W_{S_1} & W_{P_2} & W_{S_2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\beta_{P_1} \\ \gamma_{P_1} \\ -Z_{P_1} \\ W_{P_1} \end{pmatrix},$$

où

R_{PP} est le coefficient de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en P,

R_{PS} est le coefficient de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en S,

T_{PP} est le coefficient de transmission pour une onde incidente P transmise en P;

T_{PS} est le coefficient de transmission pour une onde incidente P transmise en S.

Les valeurs β et γ sont les polarisations complexes horizontale et verticale, respectivement. Les angles critiques correspondent à des valeurs de $\pi/2$ c'est-à-dire quand la direction de polarisation de l'onde est parallèle à l'interface. Leur expression est:

$$\beta = p.v. \left[\frac{C_{55}s_x^2 + C_{33}s_z^2 - \rho}{C_{11}s_x^2 + C_{33}s_z^2 + C_{55}(s_x^2 + s_z^2) - 2\rho} \right]^{1/2},$$

et

$$\gamma = \pm p.v. \left[\frac{C_{11}s_x^2 + C_{55}s_z^2 - \rho}{C_{11}s_x^2 + C_{33}s_z^2 + C_{55}(s_x^2 + s_z^2) - 2\rho} \right]^{1/2},$$

les symboles \pm correspondent aux ondes qP et qS , respectivement. Finalement les expressions pour W et Z sont:

$$W = C_{55}(\gamma s_x + \beta s_z)$$

et

$$Z = \beta C_{13}s_x + \gamma C_{33}s_z.$$

Le milieu au-dessus de l'interface correspond à l'indice 1 et le milieu en dessous correspond à l'indice 2. Les symboles P et S dénotent les ondes qP et qS , respectivement.

Dans l'Annexe 2 nous donnons une correction de l'expression de K_1 figurant dans Graebner (1992) avec sa notation.

5.3 Calcul des coefficients de réflexion-transmission sur le Moho

Nous allons étudier la réflectivité entre une croûte profonde supposée constituée de très fines lamelles et un manteau supérieur isotrope et homogène. Pour ce faire, nous allons remplacer la croûte en fines lamelles par un milieu effectif, anisotrope transverse et homogène (HTI) avec l'axe de symétrie vertical. Il suffit que l'épaisseur des lamelles soit bien inférieure à la longueur d'onde hectométrique utilisée en sismique réflexion profonde (Postma, 1955) pour pouvoir utiliser cette paramétrisation. Cette propriété a été testée expérimentalement (Melia et Carlson, 1984) et numériquement (Carcione et al., 1991) de façon très rigoureuse.

Le milieu effectif résultant aura 5 constantes élastiques pour décrire ses propriétés. Ces constantes peuvent être calculées à partir des propriétés élastiques des deux matériaux qui composent ce milieu effectif (Backus, 1962). La Figure 5.1 montre un schéma du milieu qui sera remplacé par le milieu HTI. Le calcul se fait de façon explicite à travers les formules suivantes (White, 1965):

$$C_{11} = \left\langle \frac{4\mu(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu} \right\rangle + \left\langle \frac{1}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^{-1} \left\langle \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^2$$

$$C_{33} = \left\langle \frac{1}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^{-1}$$

$$C_{13} = \left\langle \frac{1}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^{-1} \left\langle \frac{1}{\lambda + 2\mu} \right\rangle$$

$$C_{55} = \left\langle \frac{1}{\mu} \right\rangle^{-1}$$

$$C_{66} = \langle \mu \rangle$$

$$\rho = \langle \rho \rangle$$

Les crochets $\langle \dots \rangle$ indiquent qu'il faut calculer la moyenne pondérée par la proportion de chaque constituant dans l'intervalle.

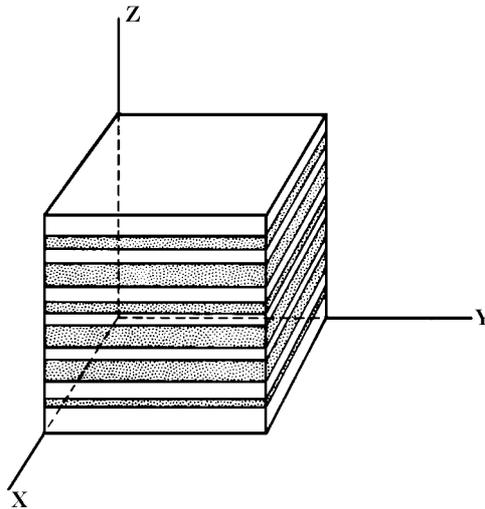


Figure 5.1 Milieu en couches homogènes isotropes, remplacé par un milieu homogène anisotrope transverse (HTI). D'après White (1965).

Nous avons testé une série de modèles et nous les avons comparés à un modèle de référence. Le modèle de référence correspond à une interface entre une croûte profonde et un manteau supérieur avec des vitesses d'onde de compression (V_p) égales à 6.5 km/s et 8.1 km/s. Ce modèle correspond aux propriétés physiques moyennes de la croûte profonde et du manteau supérieur (Christensen, 1989 ; Christensen et Mooney, 1995). Nous allons comparer ce modèle avec deux modèles de croûte profonde en lamelles alternant des couches à haute et basse vitesses. Les lamelles de basse vitesse pourraient représenter des intrusions

magmatiques ou la présence de fluides. Il est important de remarquer que les modèles ne représentent pas toute la croûte profonde, mais seulement un intervalle d'épaisseur supérieure à la longueur d'onde, soit quelques centaines de mètres. Le comportement anisotrope d'un tel intervalle ne serait pas vu par des ondes de longueur d'ondes kilométriques.

La réduction de vitesses dans une roche contenant des intrusions magmatiques dépend de la proportion de magma présent dans la roche mais aussi de sa géométrie. La réduction la plus importante est attendue quand le magma est en forme de fines lamelles (Mavko, 1980). Les variations dans les constantes élastiques (et donc les vitesses) dues à la présence de magma ont été étudiées par Mavko (1980); Schmeling (1985) ; Hammond et Humphreys, (2000). La réduction de vitesse dépend de la géométrie de la fusion partielle, mais à une fraction de fusion partielle déterminée, les lamelles deviennent la géométrie dominante. Hammond et Humphreys (2000) ont calculé la réduction de vitesse due à une géométrie réaliste du magma et ont trouvé qu'au niveau du manteau supérieur, les réductions de vitesses peuvent atteindre 12% pour VP et 25 % pour VS avec 2% seulement de fusion partielle. Ils remarquent aussi que toute organisation dans la géométrie à une échelle plus grande que celle de leur modèle aiderait à une réduction encore plus importante dans les vitesses. Le fait que les corrections dues à la présence du magma dans leur modèle soient 2D et pas 3D tend à sous-estimer la réduction des vitesses.

Nous avons calculé les coefficients de réflexion et transmission en fonction de l'angle d'incidence pour un premier modèle alternant des couches à des vitesses de 6.5 km/s et 4.5 km/s (modèle 1, Table 5.1). La vitesse de 4.5 km/s correspond à une diminution de 30% sur la vitesse du milieu sans intrusions. Cela peut paraître excessif, mais si nous réfléchissons en terme de milieu effectif, c'est à dire à une échelle un peu plus grande, cette diminution correspond à 15% de la vitesse du milieu sans intrusions si nous avons 50% des couches à faible vitesse dans le milieu effectif.

Milieu/Propriétés	Vp (km/s)	Vp2 (km/s)	Vp/Vs	Densité (Kg/m ³)
Manteau	8.1	-	1.8	3200
Modèle 1	6.5	4.5	1.7	2800
Modèle 2	6.5	3.25	1.7	2800

Table 5.1. Propriétés des modèles utilisées pour calculer les différents coefficients de réflexion et transmission. Vp et Vp2 sont les vitesses dans chaque type de couche.

L'anisotropie de notre milieu effectif va produire des variations dans la vitesse de propagation des ondes en fonction de leur direction. Comme il s'agit d'un milieu HTI, les variations vont se produire entre les directions horizontale et verticale, c'est-à-dire que la vitesse verticale sera différente de l'horizontale. Par contre, il n'y aura pas de variations entre les directions x et y. Nous avons calculé les vitesses dans le milieu effectif en fonction de l'angle d'incidence pour deux pourcentages différentes de couches à faible vitesse: 25% et 50%. Le résultat est présenté sur la Figure 5.2. Nous pouvons voir pour les ondes qP une augmentation de V_p avec l'angle d'incidence de 270 m/s pour 25% des couches et de 325 m/s pour 50%. Pour V_s les variations sont de 111 et 132 m/s respectivement, mais avec le maximum à 45°.

La Figure 5.3 montre le coefficient de réflexion pour une onde qP réfléchi en qP (R_{pp}) pour le modèle 1. L'augmentation de la proportion de couches à faible vitesse produit une diminution de l'angle critique. Pour le milieu de référence, il est de 53.5° et diminue à 46° pour 25% de couches à faible vitesse, puis jusqu'à 41° pour 50%. La diminution de l'angle critique n'est pas linéaire, mais plus importante pour les pourcentages faibles de couches à faible vitesse. Un autre effet important est l'augmentation de l'amplitude relative pour les ondes à faible incidence (sismique réflexion verticale). Le coefficient de réflexion R_{pp} passe de 0.18 à 0.225 et à 0.28 pour les différentes proportions de couches. Ceci est un effet important pour les réflexions profondes. La présence des couches à faible vitesse produit une diminution de la réflectivité après l'angle critique. Pour le cas isotrope, l'énergie réfléchi après l'angle critique reste constante. La présence d'anisotropie dans le milieu au-dessus de l'interface produit une diminution de l'amplitude relative après l'angle critique qui passe de 0.98 à 0.8 en seulement 10°, pour le cas à 50%. Le maximum de décroissance se produit 10° après l'angle critique.

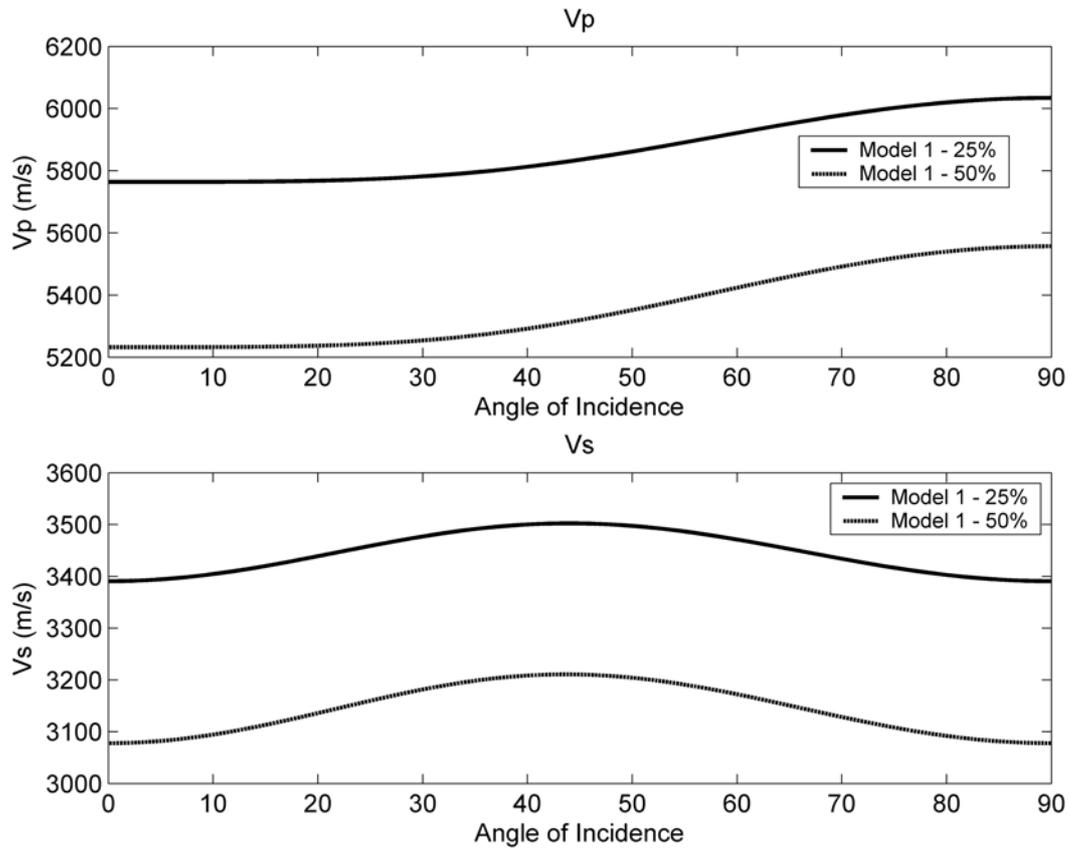


Figure 5.2 Vitesses d'ondes P et S en fonction de l'angle d'incidence pour le modèle 1 à 25 et 50% de couches à faible vitesse.

Les coefficients de transmission pour une onde qP transmise à travers l'interface (T_{pp}) sont présentés sur la Figure 5.4. Nous pouvons voir l'effet inverse que pour la réflexion, c'est à dire que pour les dépôts proches (angle d'incidence proche de zéro) la transmission s'effectue efficacement. Avant l'angle critique il y a une très petite différence entre les courbes, ce qui signifie que la présence des couches n'affecte pas beaucoup la transmission, à l'opposé de la réflexion. Pour les grands angles la transmission tend vers zéro.

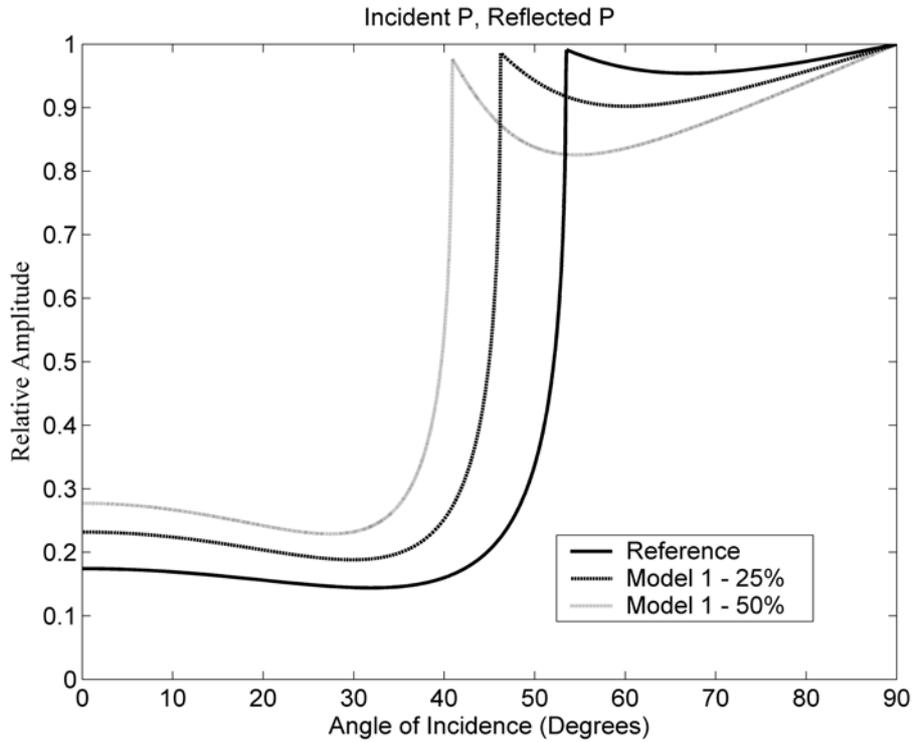


Figure 5.3 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en P (R_{pp}), pour le modèle de référence et le modèle 1 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse

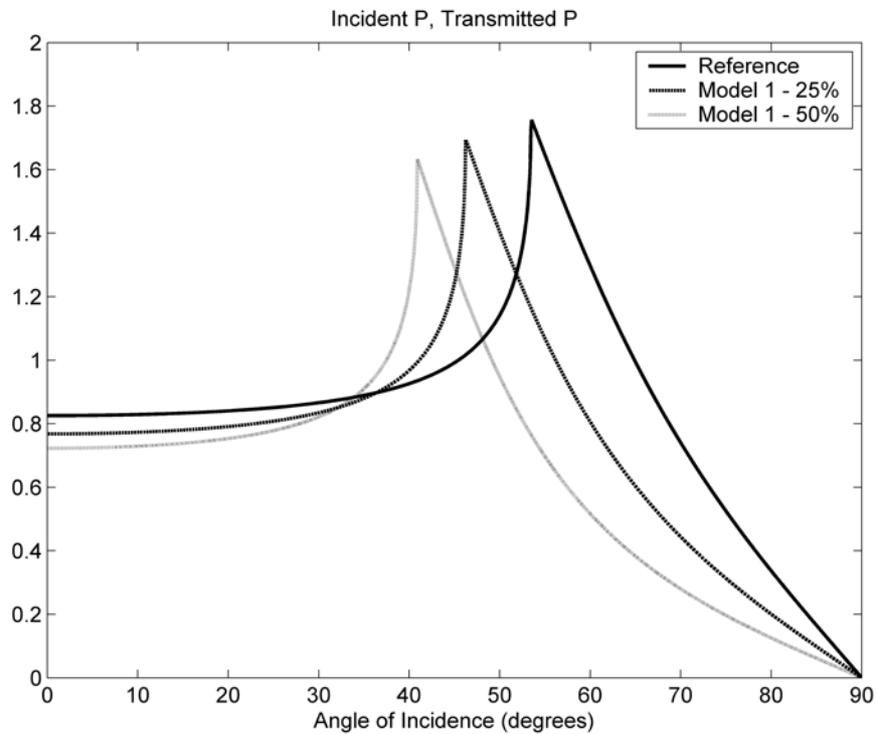


Figure 5.4 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en P (T_{pp}), pour le modèle de référence et le modèle 1 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse

Nous allons aussi nous intéresser aux ondes converties à l'interface et étudier les ondes réfléchies et transmises en qSV. La Figure 5.5 montre l'amplitude relative d'une onde qP réfléchi en qSV (R_{ps}) pour les mêmes proportions de couches que pour la figure précédente. Les angles critiques sont les mêmes. Pour l'incidence verticale et à 90° il n'y a pas de conversion d'onde qP en qSV, comme pour le cas isotrope. Pour des angles inférieurs à l'angle critique, il n'y a pas de fortes différences entre les courbes correspondants au modèle 1 et le modèle de référence. L'amplitude la plus importante correspond au modèle 1 et 50% des couches de faible vitesse avec un coefficient R_{ps} de 0.18. Après l'angle critique l'effet des couches à faible vitesse est plus important. L'amplitude relative est maximale pour le Modèle 1 à 50%, avec une valeur de 0.42, ce qui est plus du double de la valeur du modèle de référence, 0.19. Le maximum de chaque courbe se trouve à 10° après l'angle critique.

La Figure 5.6 montre l'amplitude relative pour une onde qP transmise en qSV (T_{ps}) pour le modèle 1 et toujours la même proportion de couches. Il n'y a pas de conversion pour l'incidence verticale. Les courbes ressemblent aux courbes correspondant aux coefficients R_{ps} .

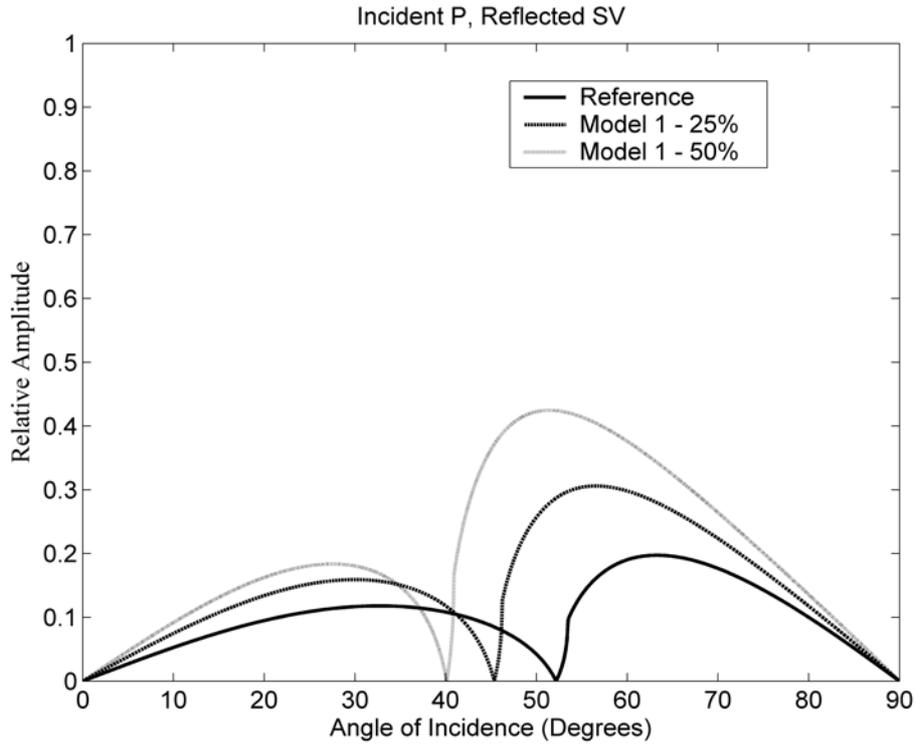


Figure 5.5 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en S (R_{ps}), pour le modèle de référence et le modèle 1 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse

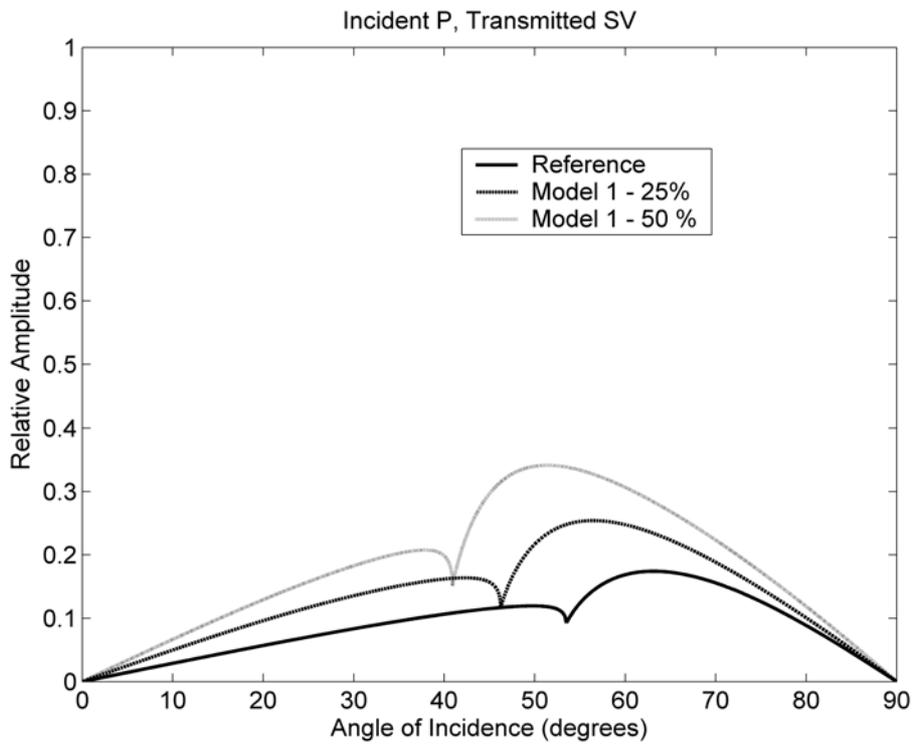


Figure 5.6 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en S (T_{ps}), pour le modèle de référence et le modèle 1 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse

Nous avons utilisé un deuxième modèle qui alterne des couches de vitesse d'onde de compression de 6.5 km/s et 3.25 km/s (Table 5.1, Modèle 2). Une vitesse aussi basse semble difficile à accepter pour des roches à la profondeur du Moho. Mais à l'échelle du milieu effectif, la vitesse moyenne est seulement 25 % inférieure à la vitesse du modèle de référence pour le cas extrême de 50% de couches à faible vitesse. Des faibles vitesses dans la croûte ont été déjà observées. Ainsi Makovsky et Klemperer (1999) ont expliqué la réflectivité des points brillants à 15 km de profondeur sous le Tibet par un contraste de vitesse VP entre 5.3 ± 0.2 km/s pour la croûte et 3 ± 0.8 km/s pour le réflecteur. Avec de telles réductions de vitesse, une théorie viscoélastique serait plus appropriée pour l'étude de la présence des fluides dans une roche. Ces théories modèlent les mécanismes d'atténuation dus à la présence des fissures et leur saturation des fluides (Carcione, 1997; Carcione et al., 1998; Stovas et Ursi, 2003). Elles nécessitent la connaissance des facteurs de qualité et des pics de relaxation. Nous avons préféré modéliser les effets de premier ordre plutôt qu'ajouter plus d'hypothèses physiques à nos modèles.

La figure 5.7 montre le coefficient de réflexion R_{pp} pour le modèle 2 avec 25 et 50% de couches à faible vitesse. Les effets de la présence des fines lamelles sont les mêmes que pour le modèle 1 mais plus marqués. La diminution de l'angle critique est très importante, puisqu'il passe de 53.5° pour le modèle de référence à 39° et 31.5° pour le modèle 2 à 25 et 50 % respectivement. L'amplitude relative pour les dépôts proches augmente de 0.18 à 0.3 et 0.385, doublant la valeur de référence dans le cas le plus extrême. Un autre effet important se produit juste après l'angle critique, avec la forte diminution de l'amplitude relative. Pour le cas à 50% de couches à faible vitesse, l'amplitude diminue jusqu'à 0.67 pour remonter vers 1 pour l'angle d'incidence à 90° .

Pour les autres coefficients de réflexion et transmission T_{pp} , R_{ps} et T_{ps} (Figures 5.8, 5.9 et 5.10) les effets sont bien sûr les mêmes que pour le modèle 1, mais beaucoup plus prononcés. Les différences en amplitude relative avec le modèle de référence sont plus importantes mais les effets deviennent très flagrants surtout après l'angle critique.

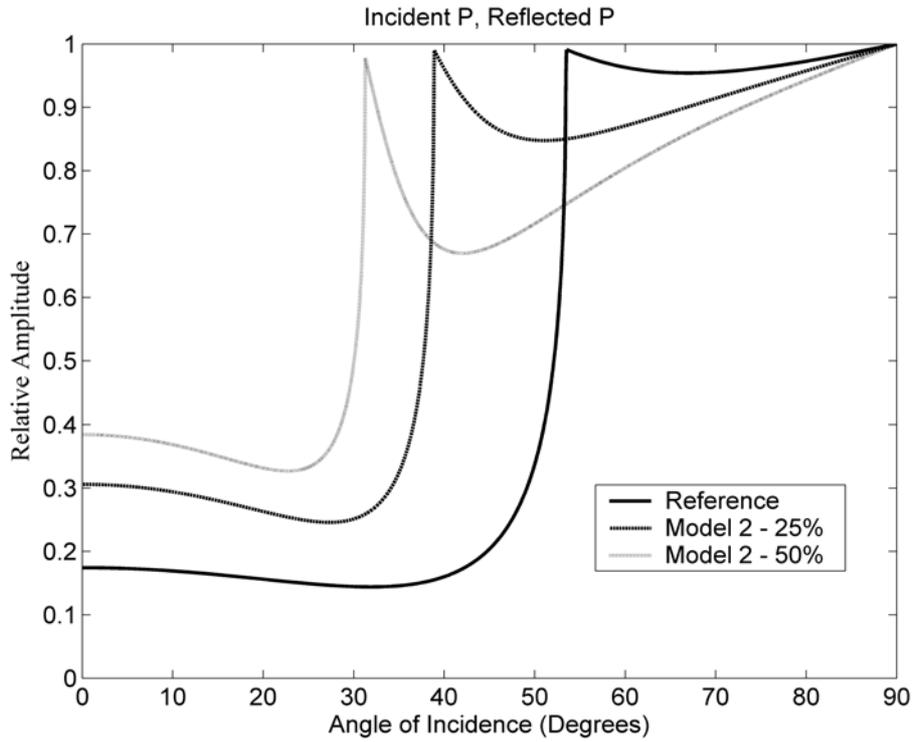


Figure 5.7 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en P (R_{pp}), pour le modèle de référence et le modèle 2 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse

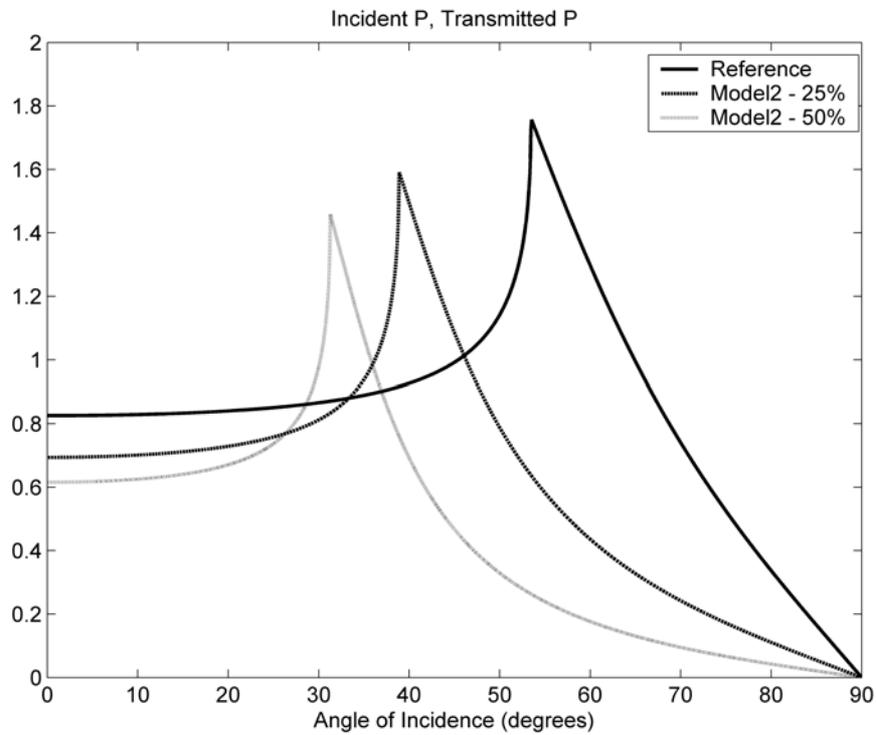


Figure 5.8 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en P (T_{pp}), pour le modèle de référence et le modèle 2 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse

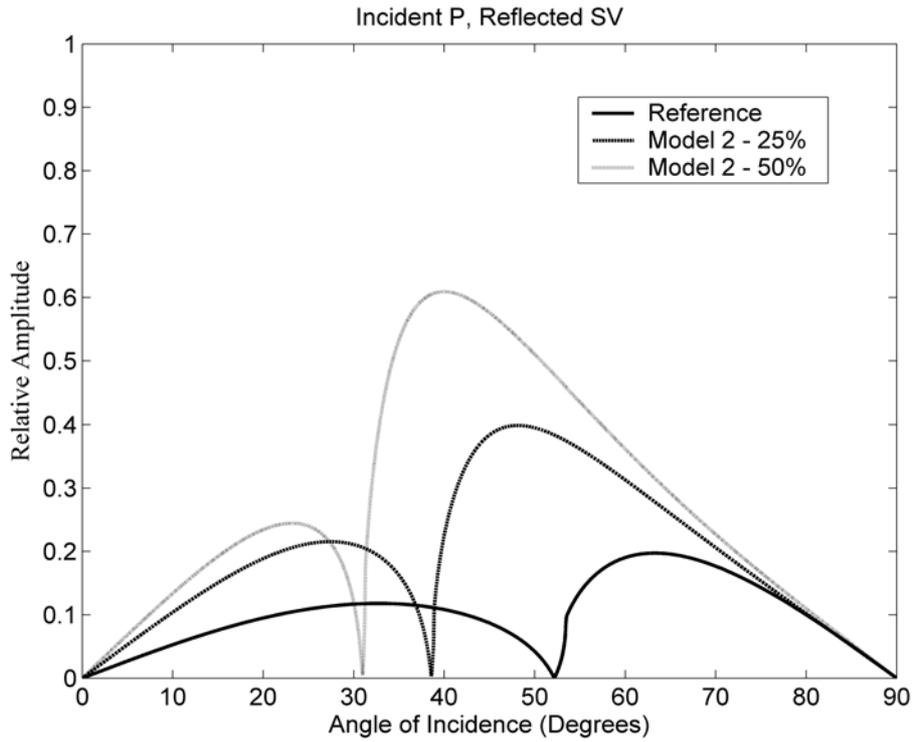


Figure 5.9 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en S (Rps), pour le modèle de référence et le modèle 2 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse

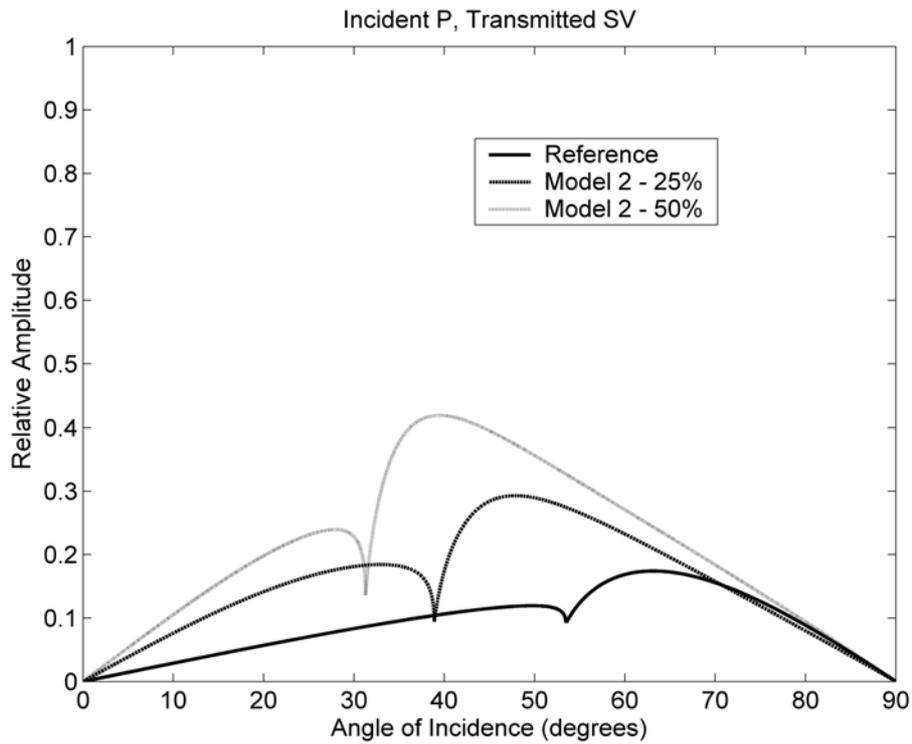


Figure 5.10 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en S (Tps), pour le modèle de référence et le modèle 2 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse

La présence des couches à faible vitesse produit un autre effet très intéressant. Si elles proviennent de la présence de fluides ou de la fusion partielle, le rapport entre V_p et V_s augmente puisque la réduction de V_s est plus importante que celle de V_p . Par exemple, Hammond et Humphreys (2000) trouvent que 2 % de fusion partielle produit une augmentation de V_p/V_s de 1.76 à 2. Des valeurs de V_p/V_s élevées ont été mesurées en Islande, allant jusqu'à 2.2 pour une profondeur entre 20 et 50 km (Gebrande et al., 1980 et Takei, 2002). Nous avons modélisé trois rapports différents de vitesses, $V_p/V_s = 1.7, 2$ et comme valeur extrême 2.5 pour les couches à faible vitesse du modèle 2. Nous avons gardé la valeur 1.7 pour les couches à vitesse de 6.5 km/s.

Les variations des vitesses P et SV avec l'angle d'incidence pour les trois valeurs de V_p/V_s modélisées sont très différentes. V_s varie d'une façon plus importante. L'augmentation de V_p/V_s ne produit pas seulement un décalage des valeurs de vitesse vers des vitesses plus faibles, mais aussi une variation plus importante de la vitesse avec l'angle d'incidence. En effet, pour le cas de $V_p/V_s = 1.7$, nous avons une variation entre les vitesses maximum et minimum inférieure à 400 m/s. Pour le cas de $V_p/V_s = 2.5$ cette variation augmente à 600 m/s. Le décalage se produit parce que la vitesse pour les petits angles et les grands angles diminue beaucoup. Pour les angles d'incidence égaux à 0 et 90° nous avons une différence de 650 m/s entre la courbe correspondant à V_p/V_s égal à 1.7 et celle correspondant à V_p/V_s égal à 2.5. Pour les angles intermédiaires la différence se réduit à 300 m/s.

Nous avons modélisé les différents rapports V_p/V_s pour le modèle 2 avec 50% de couches à faible vitesse présentes dans le milieu effectif. Nous avons choisi ce modèle puisque c'est celui que montre le plus clairement les effets de l'augmentation du rapport V_p/V_s . La Figure 5.12 montre le coefficient de réflexion R_{pp} . Avant l'angle critique l'augmentation de V_p/V_s n'a pas d'effet sur la réflectivité. Mais après l'angle critique l'effet est très intéressant. Il se produit une importante diminution du coefficient de réflexion jusqu'à son niveau avant l'angle critique, pour $V_p/V_s=2.5$. Nous avons un pic de forte réflectivité seulement dans un intervalle de quelques degrés après l'angle critique. Cette courbe est très différente des courbes traditionnelles de réflexion où, une fois que l'angle critique est atteint, la réflectivité reste constante et égale à 1.

La figure 5.13 montre le coefficient de transmission T_{pp} . Nous ne voyons pas une grande différence entre les courbes. Le coefficient R_{ps} est illustré sur la Figure 5.14. Ici augmenter le rapport V_p/V_s n'a pas d'effet avant l'angle critique non plus, mais après nous

observons une forte augmentation de la réflectivité. Pour le coefficient de transmission T_{ps} (Figure 5.15) nous avons une augmentation de la transmission avant et après l'angle critique.

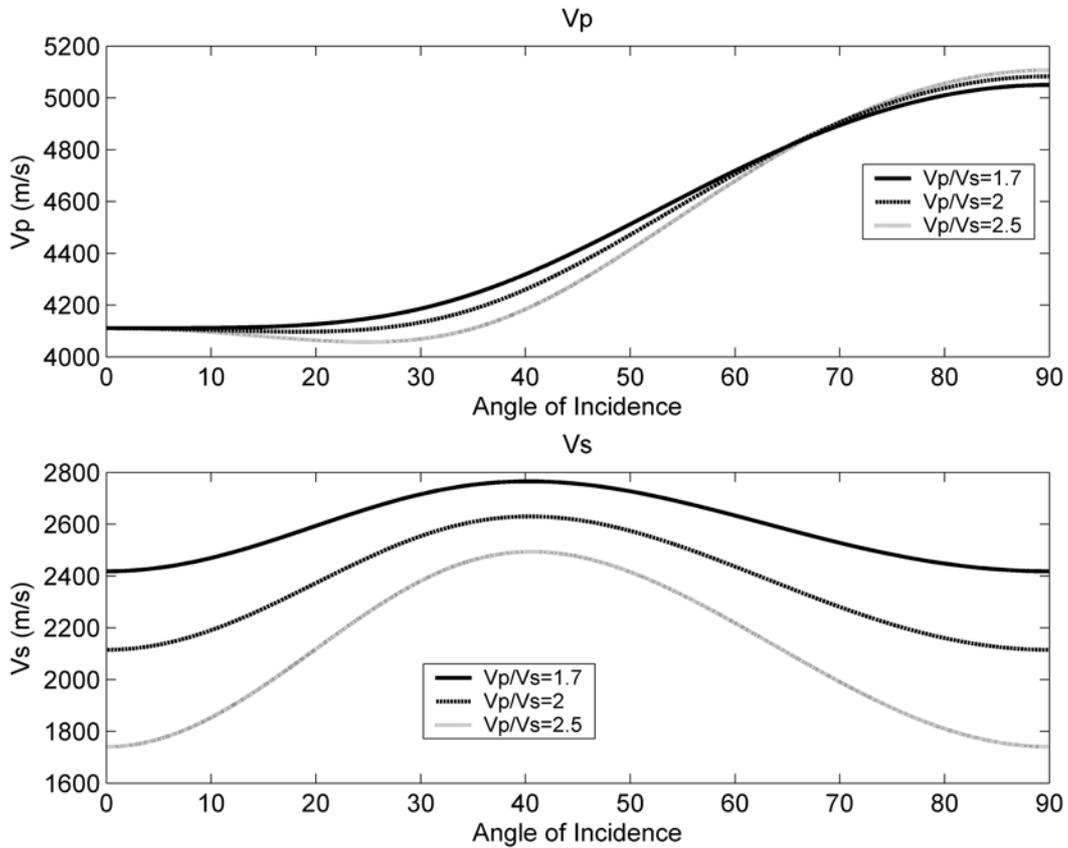


Figure 5.11 Vitesses d'ondes P et S en fonction de l' angle d'incidence pour le modèle 2 à 50% de couches à faible vitesse et $V_p/V_s = 1.7, 2$ et 2.5

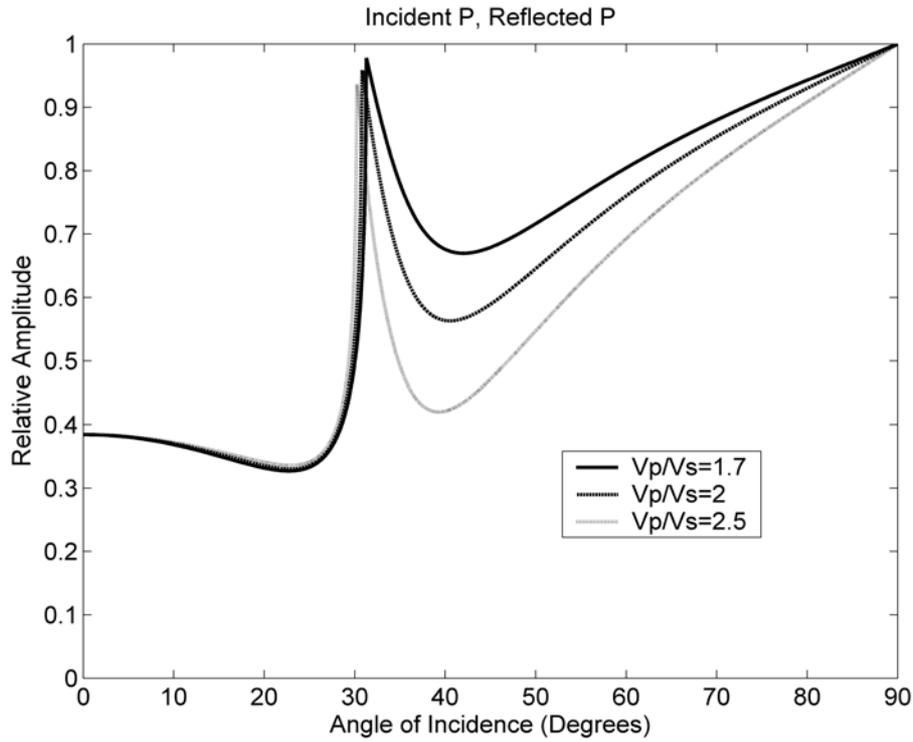


Figure 5.12 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en P (R_{pp}), pour le modèle 1 à 50% de couches à faible vitesse et $V_p/V_s = 1.7, 2$ et 2.5 .

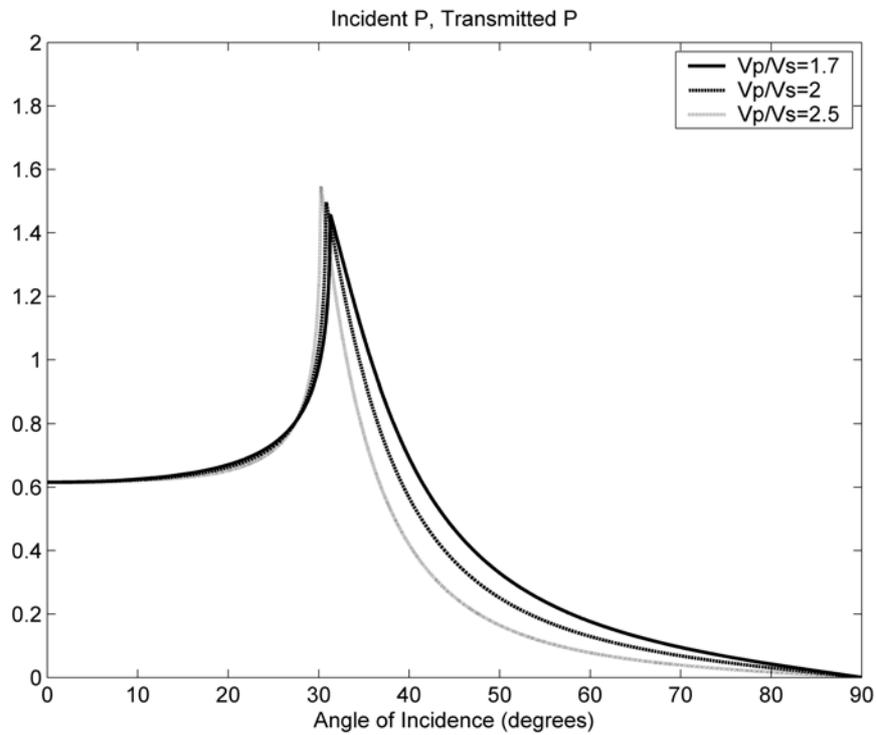


Figure 5.13 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en P (T_{pp}), pour le modèle 2 à 50% de couches à faible vitesse et $V_p/V_s = 1.7, 2$ et 2.5 .

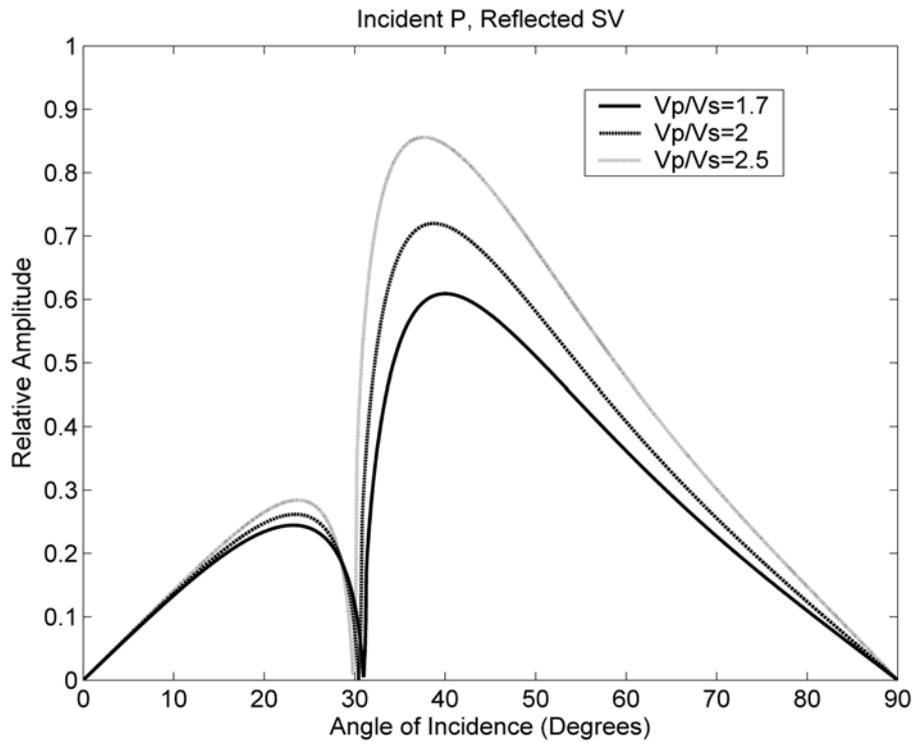


Figure 5.14 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en S (R_{ps}), pour le modèle 2 à 50% de couches à faible vitesse et $V_p/V_s = 1.7, 2$ et 2.5 .

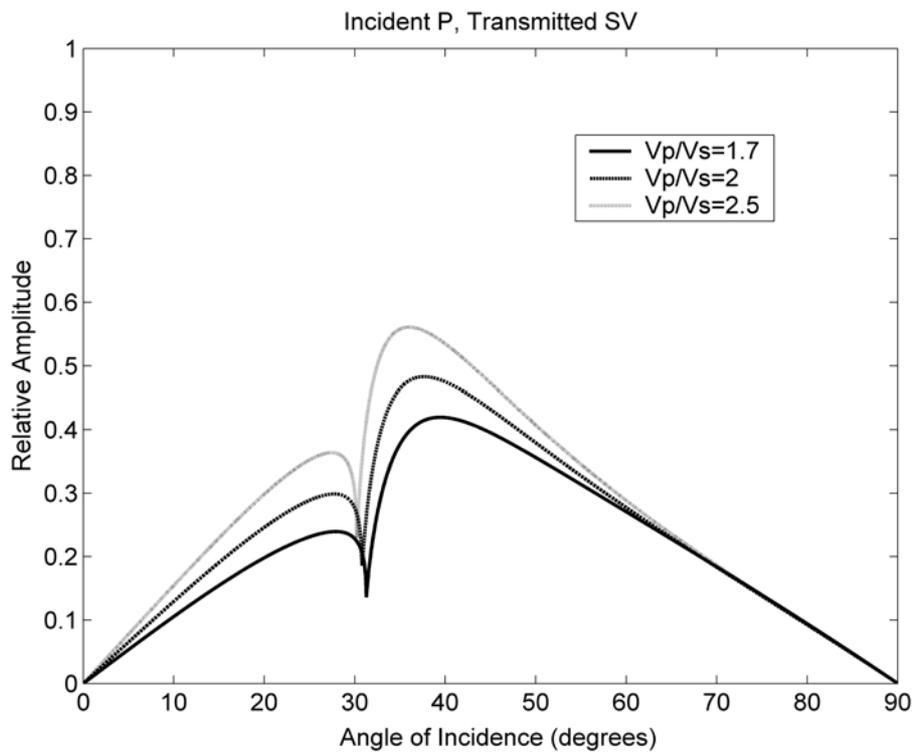


Figure 5.15 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en S (T_{ps}), pour le modèle 2 à 50% de couches à faible vitesse et $V_p/V_s = 1.7, 2$ et 2.5 .

La meilleure façon de voir l'importance des différents paramètres et mesurer les effets de leurs variations dans la modélisation est de les faire varier en continu. Ceci permet de voir les différentes valeurs critiques qui jouent sur la forme des différentes courbes et ainsi savoir à partir de quelles valeurs les effets sur la réflectivité deviennent importants. Nous avons calculé les différents coefficients de réflexion/transmission pour des variations de la vitesse lente du modèle, des variations dans la proportion des couches à faible vitesse et des variations dans le rapport V_p/V_s . Nous avons choisi de faire varier ces paramètres pour le modèle 2 qui nous permet de mieux voir les changements dans les différents coefficients. Nous présentons ici seulement les coefficients R_{pp} et R_{ps} puisque ce sont les plus intéressants du point de vue de la sismique réflexion. Dans l'Annexe 3, nous présentons les coefficients de transmission T_{pp} et T_{ps} pour le même modèle 2 et les coefficients R_{pp} , R_{ps} , T_{pp} et T_{ps} pour le modèle 1.

Nous avons calculé les coefficients de réflexion R_{pp} et R_{ps} pour des vitesses de couche lente entre 3 et 6,5 km/s et un rapport entre V_p et V_s de 2. La proportion des couches à haute et faible vitesse est fixée à 50%. La Figure 5.16 montre les résultats obtenus. Nous pouvons observer que les changements importants d'amplitude relative commencent quand la vitesse est inférieure à 4500 m/s, mais que l'angle critique diminue continûment. Nous pouvons obtenir des images semblables si nous fixons une vitesse et changeons le rapport entre couches.

La Figure 5.17 montre les coefficients de réflexion R_{pp} et R_{ps} pour le même modèle avec 50% de couches à 3250 m/s mais avec une variation du rapport entre V_p et V_s entre 1.5 et 2.5 pour la couche à faible vitesse. Nous pouvons voir clairement que pour des valeurs supérieures à 1.8 (la valeur normale pour la croûte profonde) l'effet dans l'amplitude est remarquable. Nous pouvons voir aussi que pour des angles inférieurs à l'angle critique la variation de V_p/V_s n'a pas d'effet ni pour la réflexion en qP ni pour la réflexion en qS .

La figure 5.18 montre les variations des vitesses P et S du milieu effectif pour les deux cas décrits auparavant. Pour le cas de V_p et V_s par rapport à la vitesse de la couche, nous pouvons vérifier que pour le cas isotrope (c'est à dire quand les vitesses des couches sont égales, 6500 m/s dans notre cas) il n'y a pas de variation de la vitesse du milieu effectif avec l'angle critique. Plus on diminue la vitesse des couches, plus l'effet en fonction de l'angle d'incidence est important. Pour le cas des vitesses en fonction de V_p/V_s nous pouvons voir que l'effet sur V_p n'est pas du tout important. Pour V_s c'est le contraire. Nous pouvons bien

voir que l'augmentation de V_p/V_s produit une diminution de V_s pour les angles proches à 0 et à 90° .

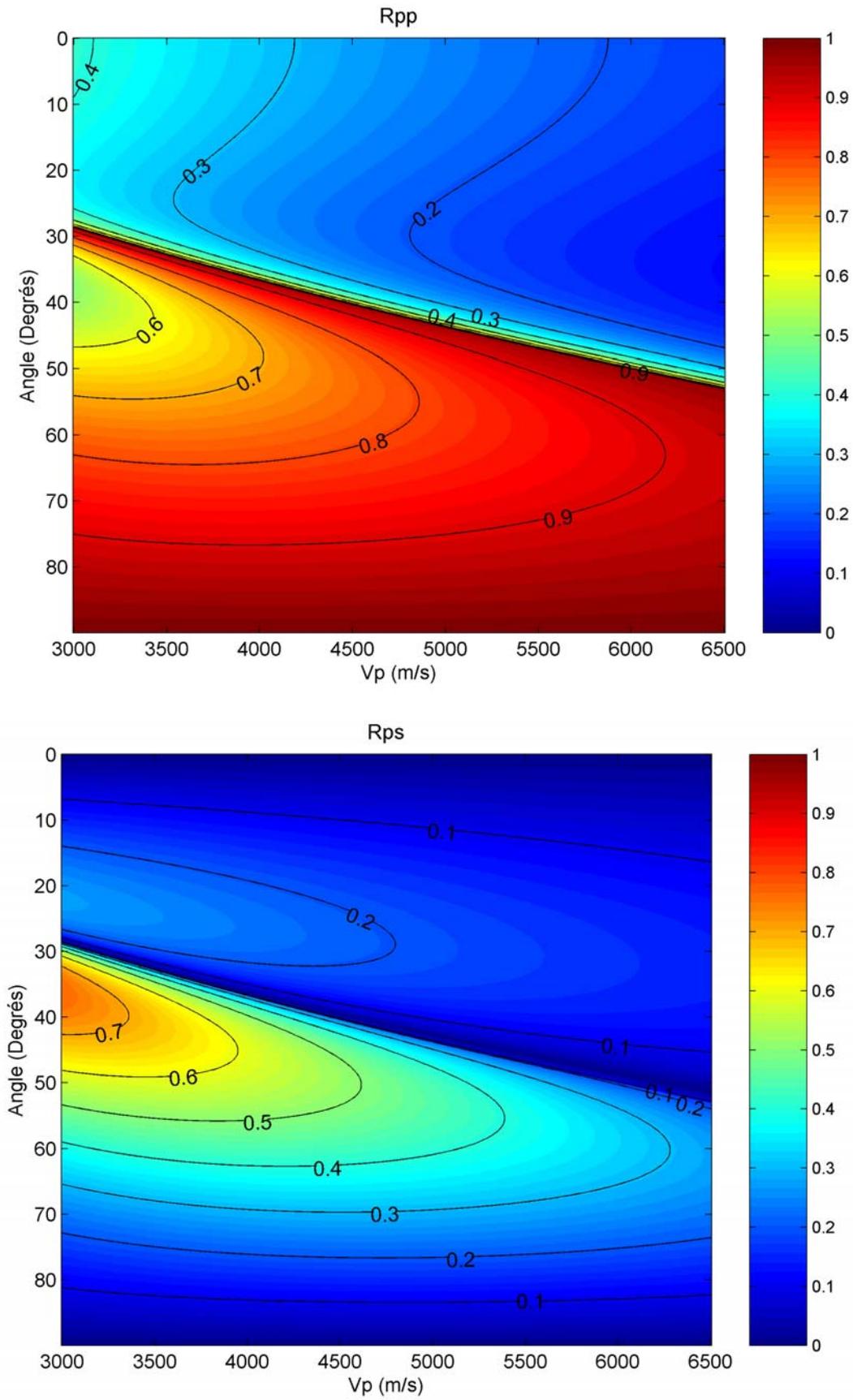


Figure 5.16 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en P et S (R_{pp} et R_{ps}) pour le modèle 2 à 50% ($V_p/V_s = 2$) en fonction de l'angle d'incidence et vitesse de couches lentes (V_p).

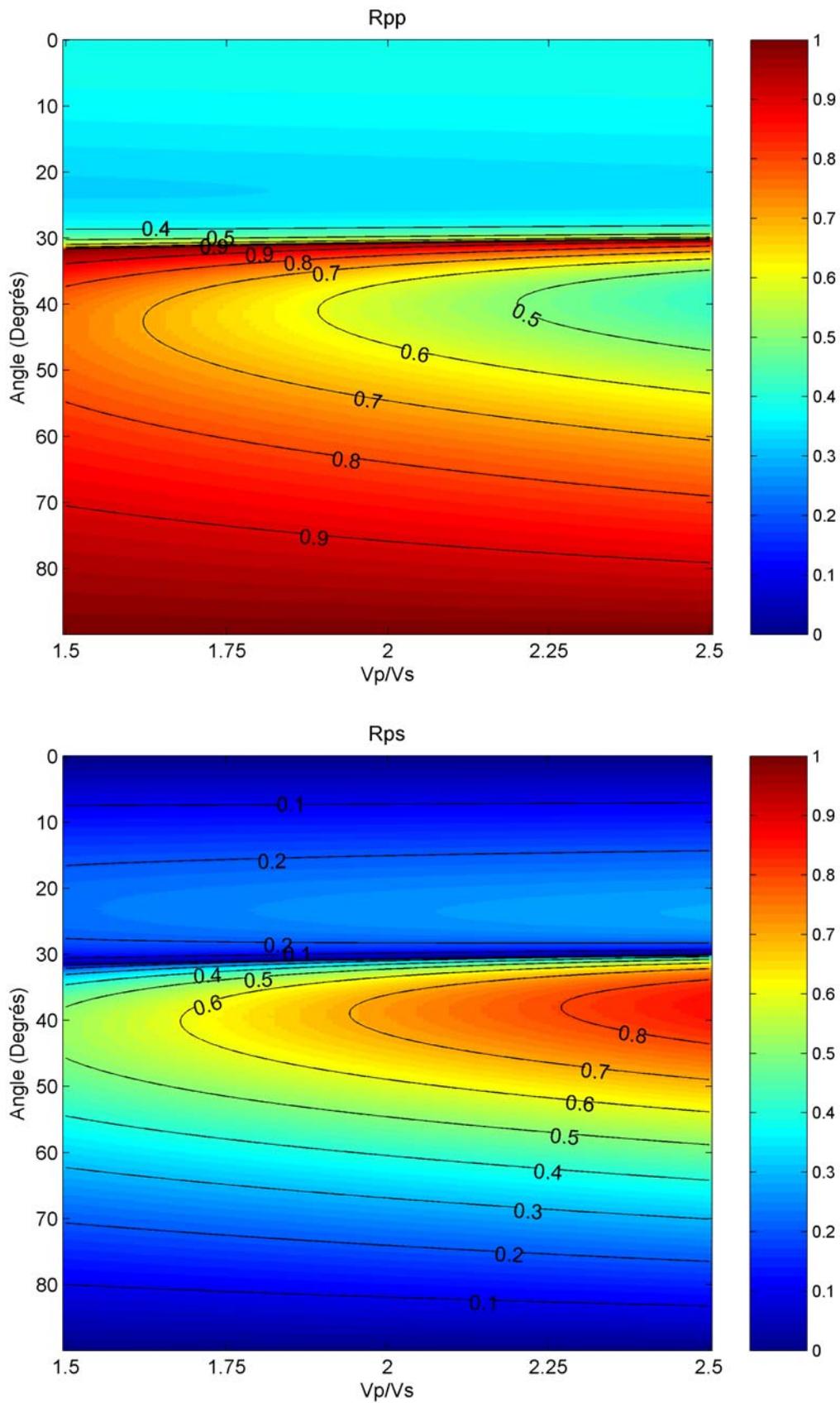


Figure 5.17 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en P et S (R_{pp} et R_{ps}) pour le modèle 2 à 50% en fonction de l'angle d'incidence et rapport V_p/V_S

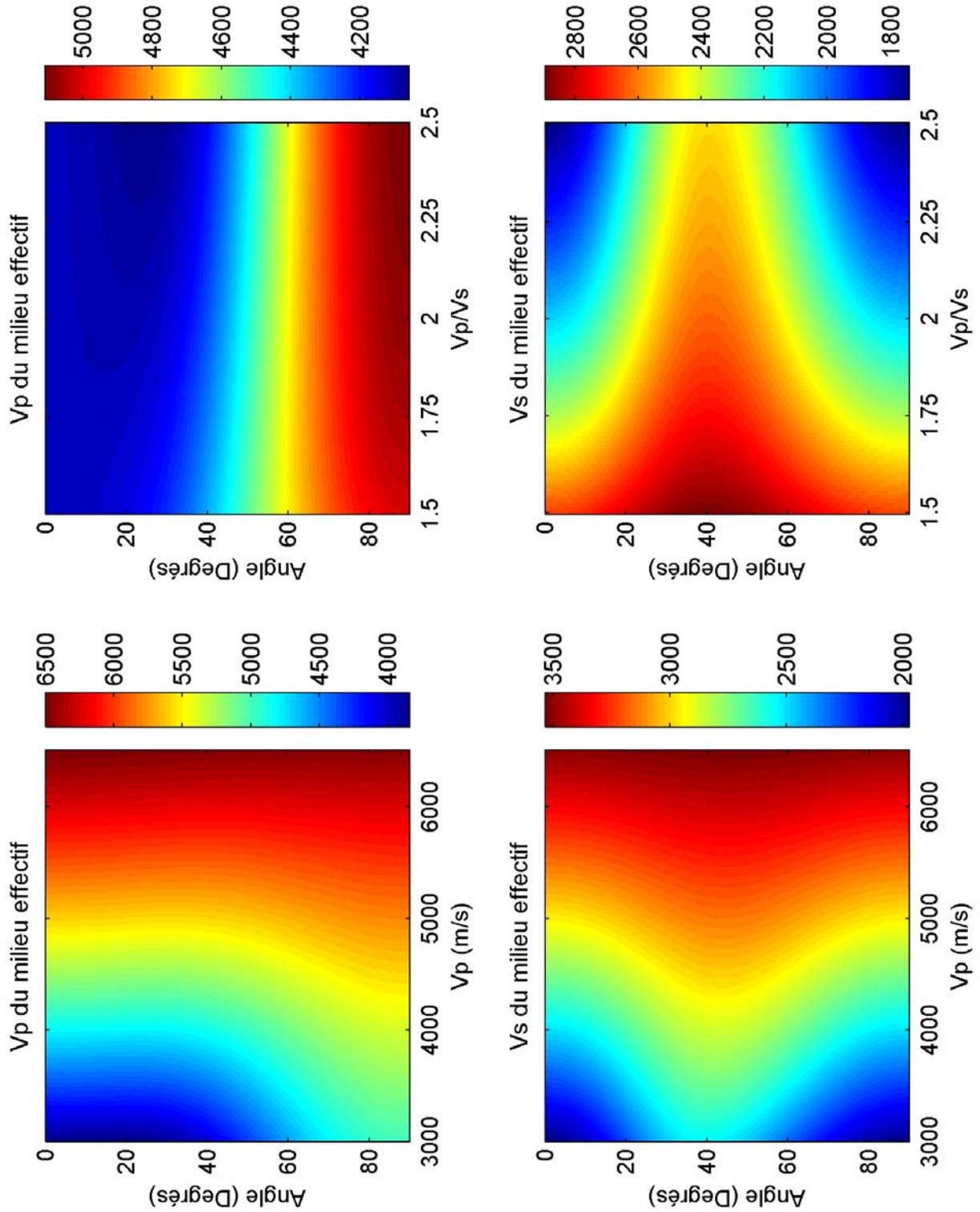


Figure 5.18 Vitesses d'ondes P et S (V_p et V_s effectives) en fonction de l'angle d'incidence et en fonction de la vitesse des couches lentes (V_p) et du rapport V_p/V_s (pour le modèle 2 à 50%)

5.4 Discussion et conclusions

Un milieu hétérogène structuré sous forme de couches fines devant la longueur d'onde peut être remplacé par un milieu effectif homogène anisotrope. Si les couches sont horizontales, l'anisotropie a un axe de symétrie vertical (isotropie transverse ou TI). Nous avons calculé la réflectivité entre un milieu effectif TI et un milieu isotrope et nous avons étudié les variations des différents coefficients de réflexion-transmission avec les variations des propriétés des différentes couches. Nous avons modélisé le Moho comme une interface entre une croûte profonde TI et un manteau supérieur isotrope, en supposant la présence de fines couches de basse vitesse dans un intervalle de la croûte au dessus du manteau. En effet, la très forte réflectivité du Moho observée à des angles d'incidence inférieurs à 30° sous la région d'Akrata, du type point brillant, peut difficilement être expliquée avec une interface entre deux milieux isotropes correspondant à la croûte profonde et au manteau. Le contexte tectonique du rift de Corinthe, une zone en extension rapide proche d'une subduction active, permet d'envisager la présence locale de fluides ou d'intrusions magmatiques dans un intervalle de la croûte profonde. Ce sont ces fluides ou intrusions qui vont se placer en forme de fines lamelles et qui vont donner lieu au milieu anisotrope équivalent en raison de leur faible vitesse.

5.4.1 PARTICULARITES DES COEFFICIENTS DE REFLEXION

Les variations des vitesses P et S du milieu effectif avec l'angle d'incidence produisent trois effets principaux sur le coefficient de réflexion pour une onde incidente qP et réfléchi en qP : la diminution de la valeur de l'angle critique, l'augmentation du coefficient de réflexion à incidence verticale et une diminution de la réflectivité après l'angle critique.

La diminution de l'angle critique dépend principalement de la vitesse sismique des intrusions et de leur proportion par rapport à la matrice. Plus la vitesse est lente ou la proportion importante, plus l'angle critique va diminuer. Nous avons testé deux modèles avec différentes vitesses de propagation et différentes proportions entre couches et nous les avons comparés avec un milieu isotrope sans la présence d'intrusions. Le milieu de référence correspond à une croûte isotrope de vitesse 6.5 km/s. Tous les modèles sont en contact avec un manteau supérieur isotrope, de vitesse V_p égale à 8.1 km/s. Pour le cas le plus "extrême" testé (alternance des vitesses de 6.5 et 3.25 km/s pour la croûte profonde), la présence des lamelles à faible vitesse produit une diminution de l'angle critique de 59.5° à 31.5° .

L'augmentation du coefficient de réflexion pour l'incidence verticale (petits déports) provient simplement de l'augmentation du contraste de vitesse avec le manteau et dépend aussi de la vitesse des intrusions ou de leur proportion. Pour le même cas qu'auparavant le coefficient double par rapport à la valeur de référence.

La diminution de la réflectivité après l'angle critique dépend, elle aussi, de la vitesse des intrusions, puisque c'est évidemment un effet de l'anisotropie. Pour une interface entre deux milieux isotropes cet effet n'est pas observé. Pour une interface anisotrope-isotrope, c'est le rapport V_p/V_s qui contrôle la diminution de l'amplitude au delà de l'angle critique. L'augmentation du rapport V_p/V_s , lié à la décroissance de V_s , produit des pics de réflectivité étroits. C'est la présence du magma ou des fluides qui peut être à l'origine d'une augmentation de V_p/V_s .

5.4.2 APPLICATION AU POINT BRILLANT SOUS LA REGION D'AKRATA

Nos observations sur la réflectivité du Moho sous la région d'Akrata montrent une très forte réflectivité (pic d'amplitude de 10 dB) dans une zone limitée (environ $5 \times 5 \text{ km}^2$) vue avec des déports d'environ 30 km correspondant à des angles d'incidence inférieurs à 30° . Les conditions généralement défavorables à l'observation de réflexions profondes avec le réseau de Derveni ne nous ont pas permis d'observer le Moho en dehors de cette zone limitée. Nous supposons néanmoins que nous sommes bien en présence d'un point brillant limité en extension, à la réflectivité anormalement élevée par rapport à celle observée par Clément et al. (2004) et Zelt et al. (2005) à l'échelle régionale aux déports supérieurs à 50 km. Nous admettons aussi que la coïncidence spatiale de ce point brillant avec l'extrémité ouest du rift n'est pas un hasard et que la plaque plongeante présente en profondeur peut contribuer à la création d'anomalies de vitesse lente dans la croûte profonde.

Nous avons vu que nous arrivons à diminuer l'angle critique jusqu'à 30° en introduisant une proportion de couches à basse vitesse suffisante. En jouant sur le rapport V_p/V_s , on arrive à localiser un pic de réflectivité autour de cette valeur. De toute façon le coefficient de réflexion pour les angles inférieurs à l'angle critique augmente fortement. Nos données ne nous permettent pas de savoir dans quel cas nous nous trouvons. Nous aurions besoin de pouvoir regarder à des déports supérieurs aux déports utilisés, du moins si nous supposons que les hétérogénéités de la croûte supérieure ne masquent pas les variations en profondeur (Henstock et Levander, 2000). Nous avons cependant montré que le point brillant

mis en évidence au niveau du Moho pourrait résulter des hétérogénéités dues à la présence locale de fluides ou d'intrusions magmatiques dans un intervalle de la croûte profonde et présentes sous forme de couches fines par rapport aux longueurs d'onde hectométriques utilisées.

6 CONCLUSION GENERALE

L'objet de cette étude est de fournir des informations complémentaires sur la structure profonde du rift de Corinthe à l'aide des dispositifs sismiques placés sur les côtes nord et sud du Golfe. L'emplacement des dispositifs nous fournit une fourchette d'déports complémentaire (2 à 60 km environ) à ceux utilisés par la sismique quasi-verticale enregistrée par le bateau (entre 0 et 6 km) et par la sismique grand-angle sous incidence supérieure à l'incidence critique effectuée à l'aide des stations sismologiques placées tout autour du golfe. Les sections en point de tir commun nous permettent de mesurer des vitesses apparentes de propagation sous les stations. C'est une information très importante, qui ne peut pas être connue avec fiabilité avec des stations isolées. Les vitesses apparentes nous donnent une information sur les caractéristiques du sous-sol et nous permettent aussi de reconnaître et séparer les différentes arrivées. Les variations de temps d'arrivée nous donnent une information sur la structure sous le dispositif.

Les tirs effectués par le N/O Maurice Ewing nous ont permis d'enregistrer différentes arrivées en provenance de différentes profondeurs : la croûte superficielle, la croûte profonde et une réflexion dans le manteau supérieur. Les arrivées fournissent des informations nouvelles et complémentaires sur la structure profonde du rift. Les arrivées enregistrées par le réseau de Derveni, placé sur la côte sud du golfe de Corinthe, nous ont permis de détecter une interface à faible pendage sous le réseau de Derveni, une interface à une profondeur de 26 km sous la ville d'Akrata, une très forte réflexion au niveau du Moho et finalement une réflexion à une profondeur d'environ 60 km qui pourrait provenir de la plaque plongeante mise en évidence précédemment par tomographie sismologique.

L'importance de la géologie superficielle sous la source sur la capacité des ondes à pénétrer efficacement dans la croûte profonde a été mise en évidence. Les trains d'ondes dans l'eau, réfléchis et transmis efficacement sur les flancs du bassin, ont une forte amplitude et sont une source importante de bruit. La bathymétrie et la topographie accentuées et les variations latérales d'épaisseur sédimentaire rendent les temps d'arrivée très irréguliers. L'hétérogénéité de la structure géologique compartimentée par de nombreuses failles contribue à la complexité des enregistrements.

Le premier résultat obtenu est venu de l'étude des ondes réfractées observées en premières arrivées à partir des profils en ligne avec les dispositifs terrestres (déports inférieurs à 25 km). Avec les premières arrivées enregistrées par le réseau de Galaxidi, nous avons

déterminé une vitesse de 6 km/s pour le socle. Avec les ondes converties sur le flanc sud du golfe, nous avons déterminé une vitesse de 4.3 km/s dans les sédiments sous le réseau de Derveni. Les temps d'arrivée des ondes réfractées observées sur le réseau de Derveni sont modélisés par une interface plane plongeant de 15° vers le nord entre deux milieux de vitesses 4.3 km/s et 6 km/s. Les ondes réfractées suivent cette interface sur une distance de 15 km. L'extrapolation vers le nord de cette interface sur une distance de 10 km passe par l'hypocentre du séisme de Galaxidi de 1992 à 7.4 km de profondeur.

Plusieurs raisons nous ont conduit à choisir un modèle avec une interface plane plongeant vers le nord pour ajuster les données. Premièrement, les variations des temps d'arrivée et des amplitudes sont lisses, ce qui montre que les ondes réfractées ne sont pas perturbées par les blocs faillés comme c'est le cas pour les ondes directes dans l'eau, qui sont efficacement converties au bord du bassin mais sont fortement atténuées au passage de la faille de Xylokastro. Ceci nous indique clairement que les ondes réfractées se propagent en dessous des blocs faillés. Deuxièmement, Clément (2000) a observé une faille à faible pendage sous le bassin sédimentaire, ce qui nous conduit à prolonger l'interface sous le réseau de Derveni à partir du bassin sédimentaire. Finalement c'est un modèle simple qui nous permet d'expliquer les observations.

Une migration en temps des arrivées réfractées vers le point d'émergence des rayons le long de l'interface fournit une image détaillée de l'interface sous le réseau. Une sommation des images obtenues avec 10 tirs successifs améliore le rapport signal/bruit. L'image obtenue montre une ondulation en temps résultant des variations de vitesse dues aux variations d'épaisseur des sédiments synrift et à la topographie de l'interface. Le haut de l'ondulation correspond à des affleurements de carbonates dans le bloc au sud de la faille de Xylokastro.

L'image migrée obtenue est conforme à la géométrie proposée par Sorel (2000) pour le toit des écailles de socle sous les blocs faillés au-dessus d'une faille de détachement. Cette géométrie n'explique pas seulement les vitesses apparentes observées, mais aussi les variations des temps d'arrivée et des amplitudes très lisses tout au long de la première arrivée. Une géométrie avec des failles normales à fort pendage, comme celle proposée par Westaway (2002), paraît difficilement compatible avec nos observations.

Un autre résultat important est l'observation d'une réflexion intra-crustale à 26 km de profondeur. Son spectre semble indiquer un effet de litage. Cette interface marque le début de la croûte réfléchissante et n'avait jamais été observée dans les campagnes sismiques

précédentes. Nous avons réalisé une carte de profondeur en temps de l'interface. Celle-ci nous permet de voir, malgré les incertitudes liées au pointage et aux corrections de temps de trajet dans le bassin, qu'il n'y a pas de saut en temps lié à la prologation en profondeur d'une des failles normales affleurant en surface.

Nous avons aussi enregistré des réflexions en provenance d'un Moho très brillant situé à 38 km de profondeur sous la ville d'Akrata. C'est un phénomène local qui est mis en évidence par la courbe de décroissance de l'amplitude en fonction du temps de propagation, qui montre un pic de 10 dB. La forte réflectivité du Moho est observée à des angles d'incidence inférieurs à 30°. Ces valeurs sont bien inférieures à l'incidence critique sur une interface entre deux milieux isotropes de vitesses correspondant à la croûte profonde et au manteau.

Le contexte tectonique du rift de Corinthe, une zone en extension rapide proche d'une subduction active, permet d'envisager la présence locale de fluides ou d'intrusions magmatiques dans un intervalle de la croûte profonde. En supposant que de telles hétérogénéités sont présentes sous forme de couches fines par rapport aux longueurs d'onde hectométriques utilisées, l'intervalle correspondant de la croûte profonde se comporte comme un milieu anisotrope. Nous avons calculé les coefficients de réflexion sur une interface entre un milieu effectif anisotrope correspondant à une croûte profonde comportant des pourcentages variés d'hétérogénéités de faible vitesse et un manteau isotrope. Il est possible de faire diminuer significativement la valeur de l'incidence critique en augmentant la proportion de couches à faible vitesse. De plus, l'augmentation du rapport V_p/V_s lié à la décroissance de V_p produit des pics de réflectivité étroits. Il est possible que le point brillant mis en évidence au niveau du Moho résulte d'un tel phénomène.

Pour conclure, nous pouvons dire que malgré les difficultés d'interprétation des données propres à ce type d'acquisition expérimentale, comme la couverture sismique simple ou les différences de parcours entre ondes descendantes et montantes, les observations et résultats obtenus méritent amplement les efforts fournis et contribuent à l'amélioration de notre compréhension sur la structure d'environnements tectoniques complexes.

7 ANNEXES

7.1 Annexe 1

Nous présentons le détail des enregistrements pour la réflexion à 10.5 secondes pour les profils nord-sud et pour chaque station. Les stations concernées sont celles au sud de la faille de Xylocarpe, c'est à dire de la 17 à la 29. Quelques stations sont tombées en panne, donc le fait de ne pas avoir enregistré des réflexions est due, des fois, aux stations. Les stations sont divisées en H (High), M (Medium) et B (Bottom) puisque nous avons trois traces par station.

Nous décrivons l'amplitude et le déport. Pour l'amplitude nous avons les catégories suivantes, totalement subjectives:

- Très Bien (TB)
- Bien (B)
- Faible (F)
- Très faible (TF)
- Devine (D)

Le déport est donné en kilomètres.

Les profils sont organisés d'ouest à est.

STATION	PROFIL						
	27	26	28	25	29	24	30
29B	F 30-34			F 24-32	TF 24-30		
29H				F 26-30			
28B	F 30-34						
24B	TB 23-34	F 24-33	B 24-33	B 20-30		F 24-28	B 22-28
23B	F 30-33	TF 24-31	B 20-32 (Int)	B 19-30	B 20-29	B 22-27	
23M			B 24-32	B 22-30			
23H			B 24-32	B 21-30		B 22-26	
22B	F 26-30	TF 2730					
22H			F 20-32	F 22-30			
21H				F 20-28			
21M	F	D		F 22-30		F 20-27	
20B				F 20-28		B 22-26	
20M				F 24-30		B 21-27	
19B				TF 21-29		B 20-27	
19M						B 20-27	
17B	D 23-32	TF 23-26	TF 24-29	B 18-29	TF 21-25	TB 17-27	B 12-20
17M			F 20-28	B 18-28	F 23-24	B 19-27	B 12-18
17H				TB 16-29		B 19-25	F 12-19

7.2 Annexe 2

Nous avons trouvé une erreur dans la définition de la variable K_1 utilisée pour calculer les paramètres de rai pour les ondes qP et qSV dans Graebner (1992, équations 3 et 4). La définition correcte dans la notation de Graebner est:

$$K_1 = \frac{\rho}{C} + \frac{\rho}{L} - \left\{ \frac{A}{L} + \frac{L}{C} - \frac{(F+L)^2}{CL} \right\} p^2$$

7.3 Annexe 3

Nous présentons dans la Figure 8.1 les coefficients de transmission T_{pp} et T_{ps} calculés pour un milieu avec 50% de couches à vitesses entre 3000 et 6500 m/s et un rapport V_p/V_s de 2.

Dans la Figure 8.2 nous présentons les coefficients de transmission T_{pp} et T_{ps} pour le modèle 2 (50% des couches à faible vitesse égal a 3250 m/s) pour des V_p/V_s entre 1.5 et 2.5.

La Figure 8.3 présente les coefficients de réflexion et transmission (R_{pp} , R_{ps} , T_{pp} et T_{ps}) pour le modèle 1 (V_p 4500 m/s pour les couches à faible vitesse, et $V_p/V_s = 2$) pour des proportions des couches à faible vitesse entre 0 et 50%.

Dans la Figure 8.4 nous présentons les coefficients de réflexion et transmission R_{pp} , R_{ps} , T_{pp} et T_{ps} pour le modèle 1 (50% des couches à faible vitesse égal a 4500 m/s) pour des V_p/V_s entre 1.5 et 2.5.

La Figure 8.5 présente les variations des vitesses V_p et V_s du milieu effectif pour des variations de la proportion de couches à faible vitesse pour le modèle 1 avec $V_p=4500$ m/s et $V_p/V_s=2$. Nous présentons aussi les variations des vitesses en fonction du rapport V_p/V_s pour des valeurs comprises entre 1.5 et 2.5. Le modèle est aussi le 1 ($V_p=4500$ m/s et 50% des couches à faible vitesse).

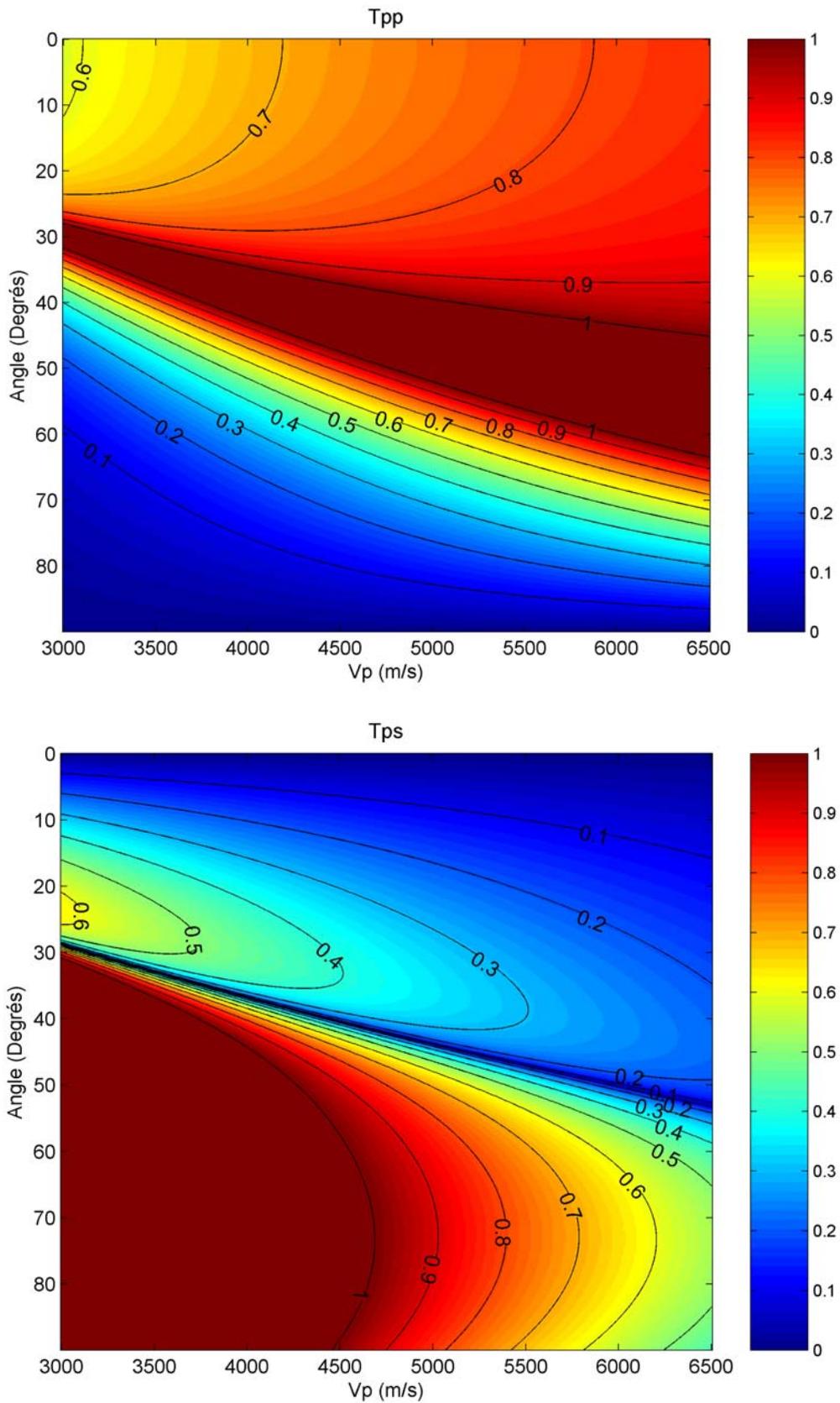


Figure 7.1 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en P et S (T_{pp} et T_{ps}) pour le modèle 2 à 50% ($V_p/V_s = 2$) versus angle d'incidence et vitesse de couches lentes (V_p).

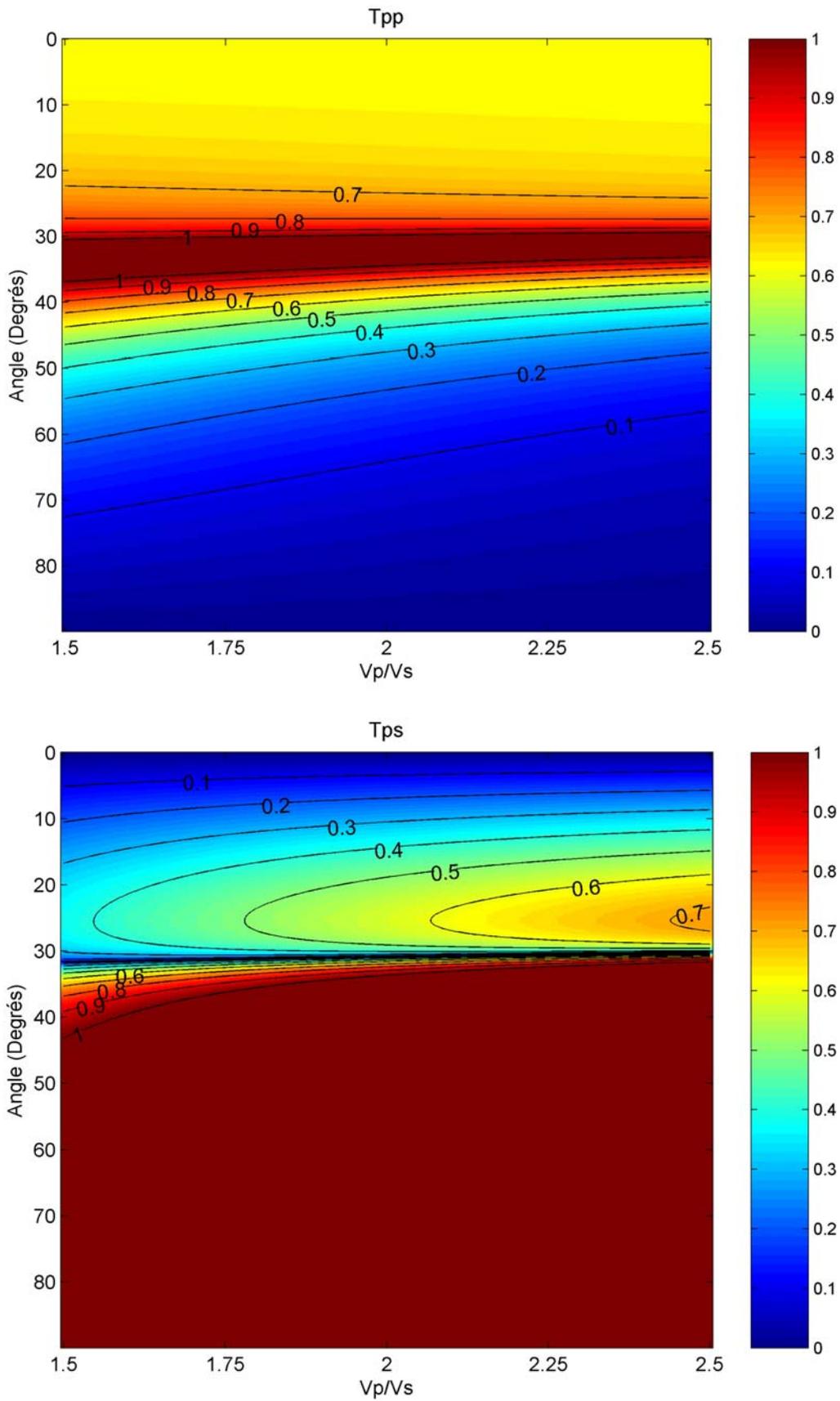


Figure 7.2 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en P et en S (T_{pp} et T_{ps}) pour le modèle 2 à 50% versus angle d'incidence et rapport Vp/VS

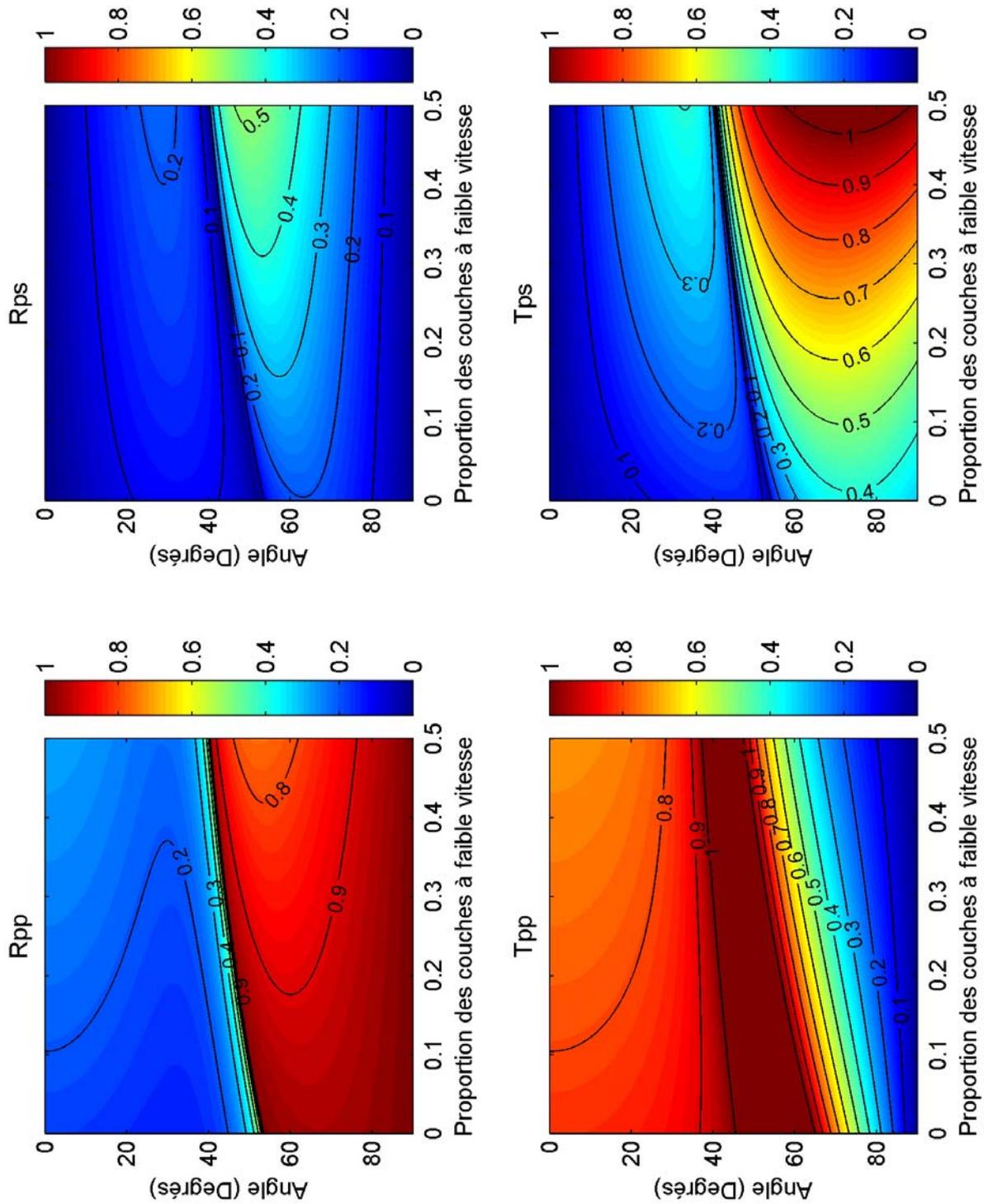


Figure 7.3 Coefficients de réflexion et transmission pour une onde incidente P réfléchi et transmise en P et en S (R_{ps} , T_{ps} , R_{pp} et T_{pp}) pour le modèle 1 à 50% ($V_p/V_s = 2$) versus angle d'incidence et proportion des couches à faible vitesse.

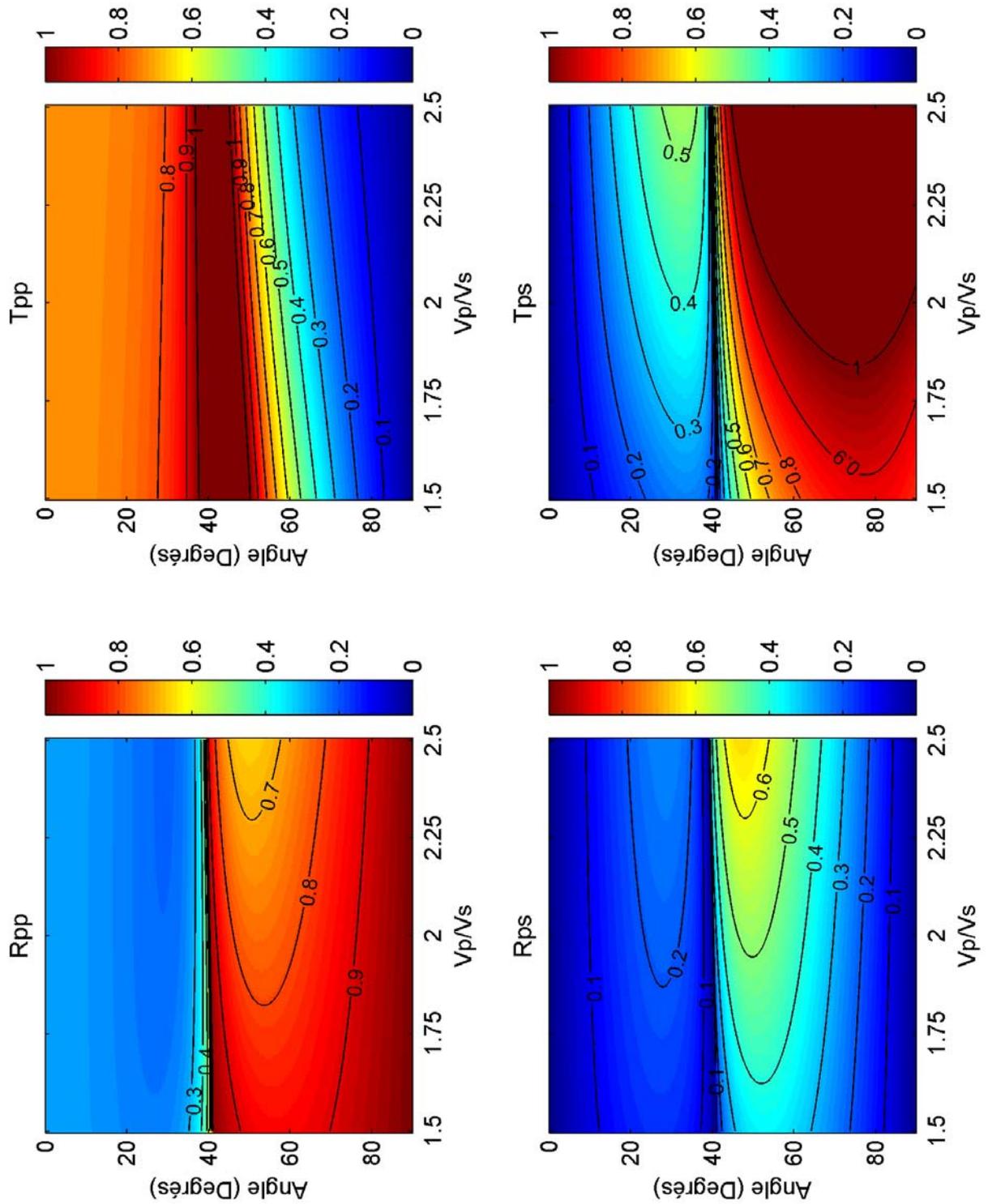


Figure 7.4 Coefficients de réflexion et transmission pour une onde incidente P réfléchi et transmise en P et en S (R_{pp} , T_{pp} , R_{ps} et T_{ps}) pour le modèle 1 à 50% versus angle d'incidence et rapport V_p/V_s

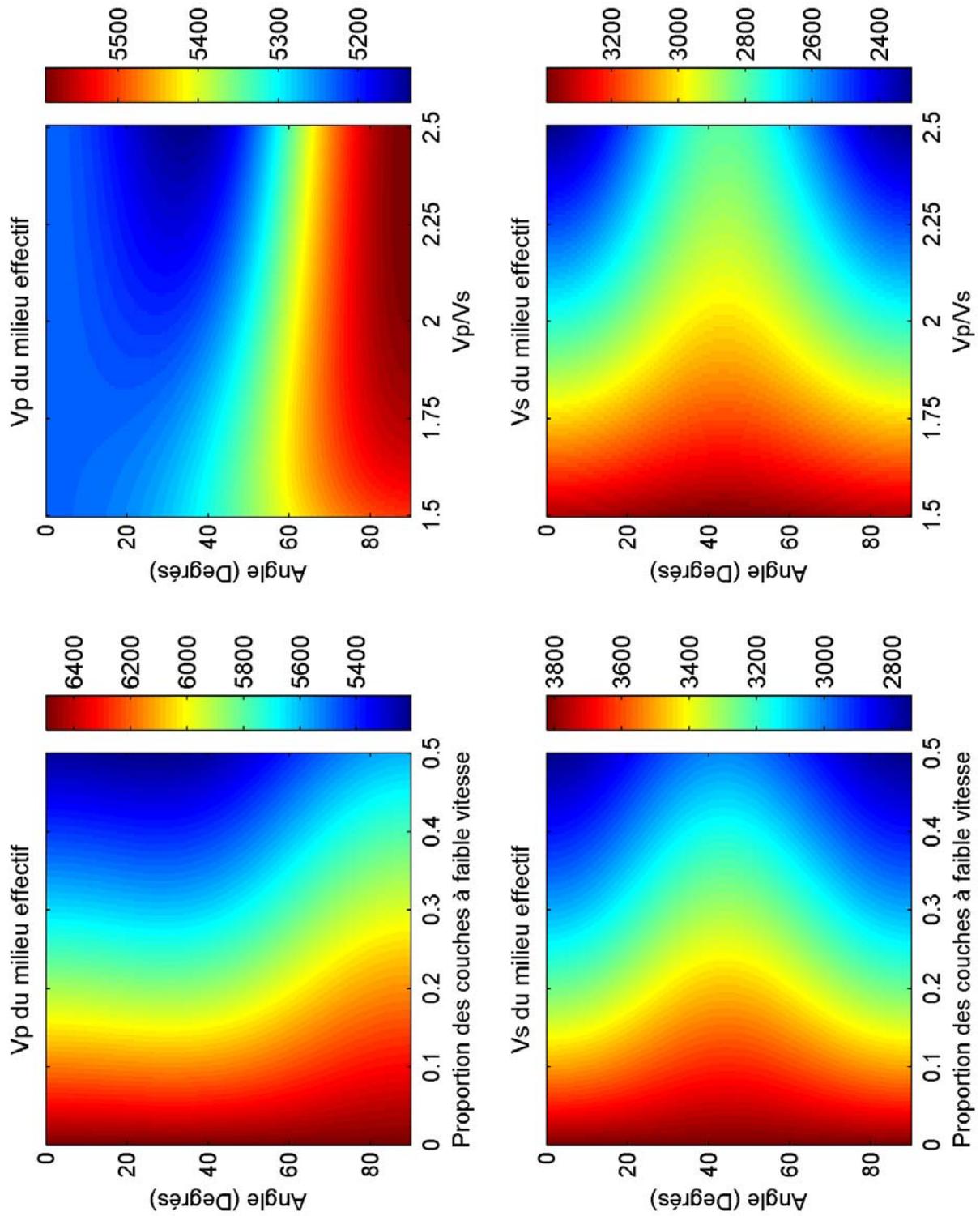


Figure 7.5 Vitesses d'ondes P et S (V_p et V_s effectives) versus angle d'incidence et versus vitesse de couches lentes (V_p) (V_p/V_s est 2) et rapport V_p/V_s ($V_p = 4500$ m/s).

8 TABLE DE FIGURES

Figure 2.1 Carte topographique et bathymétrique du Golfe de Corinthe montrant les profils sismiques effectués lors de la campagne du Maurice Ewing et l'emplacement des réseaux de Galaxidi et de Derveni.....	7
Figure 2.2 Vue vers le Sud du réseau de Galaxidi, de la baie d'Itea, et des montagnes de la côte sud du Golfe de Corinthe.....	8
Figure 2.3 Vue vers le Nord du réseau de Derveni au Nord de Pyrgos, des sédiments syn-rift et de la côte nord du Golfe de Corinthe.	8
Figure 2.4 Fin du dispositif de Derveni au pied du Mont Mavron.....	9
Figure 2.5 Onde directe enregistrée par la trace 1 de la flûte sismique à un déport de 188.5 m. La périodicité de la bulle du canon le plus gros est 165 ms.....	10
Figure 2.6a. Signaux des différents canons 2.6b. Signal résultant de l'interférence entre eux	11
Figure 2.7a. Spectre moyen des réflexions enregistrées entre 1 et 2 s temps double sur la trace 1 de la flûte sismique pour 60 tirs consécutifs	11
Figure 2.8a Profil de Derveni. 7.2 km de long et 7.1° de pente moyenne 2-8b Profil de Galaxidi. 2.4 km de long et 2.4° de pente moyenne.....	12
Figure 2.9 Bathymétrie du Golfe de Corinthe illustrant la forme en cuvette du bassin et la raideur du flanc sud du golfe. La vue est en regardant vers l'ONO et les graduations correspondent à la longitude et la latitude.....	14
Figure 2.10 Profils utilisés pour illustrer les caractéristiques des enregistrements faits sur les réseaux de Derveni au Sud et Galaxidi au Nord. L'étoile indique la position du bateau au moment où le séisme de Skyros a été enregistré. Les contours bathymétriques sont en mètres.	15
Figure 2.11 Profil GOC11 enregistré par la station 00 du réseau de Derveni située près de la côte montrant les principales arrivées enregistrées.....	16
Figure 2.12 Zoom sur la réflexion des ondes dans l'eau sur la péninsule limitant la baie d'Itea à l'Est.....	17
Figure 2.13 Profil GOC11 enregistré par la Station 02 du réseau de Galaxidi	18

Figure 2.14 Profil GOC07 enregistré par la station 29 située à l'extrémité sud du réseau de Derveni. Seuls les tirs effectués à l'est du Golfe montrent des ondes transmises dans l'eau avec une forte amplitude.....	20
Figure 2.15 Profil GOC07 enregistré par la station 00 du réseau de Derveni située près de la côte. Tous les tirs montrent des ondes transmises dans l'eau avec une amplitude dominant toutes les autres arrivées.....	20
Figure 2.16 Profil GOC07 enregistré par la station A10 du réseau de Galaxidi.....	21
Figure 2.17 Séisme de Skyros enregistré par la station 00 du réseau de Derveni près de la côte.	22
Figure 2.18 Séisme de Skyros enregistré par la station 29 située à l'extrémité sud du réseau de Derveni.	22
Figure 3.1 Carte du Golfe de Corinthe d'après Moretti (2003) et Bernard (1997).....	27
Figure 3.2 Coupe du Rift de Corinthe dans sa partie ouest d'après Rigo (1996).....	27
Figure 3.3 Coupe montrant l'interprétation faite par Sorel (2000) des structures extensives visibles à terre à l'ouest du réseau de Derveni.....	27
Figure 3.4 Carte des nappes constituant les reliefs des Hellénides et montrant la situation du Golfe de Corinthe dans la zone d'extension égéenne entre la subduction de la plaque Afrique et la faille nord-anatolienne (NAF) d'après Le Pourhiet (2003) .	28
Figure 3.5 Filtrage d'une trace avec un filtre passe-bande traditionnel.....	29
Figure 3.6 Egalisation spectrale réalisée pour une trace.....	30
Figure 3.7 Spectres avant et après égalisation spectrale. La fonction d'égalisation est représentée entre les deux spectres.....	33
Figure 3.8 Premières arrivées réfractées pour un point de tir enregistré sur le réseau de Derveni représentées sans (haut) et avec égalisation spectrale en utilisant une fonction d'égalisation calculée sur toute la trace (milieu) ou dans une fenêtre de 6 s (bas).	35
Figure 3.9 Enregistrement du tir 110 sur le réseau de Derveni montrant les premières arrivées réfractées suivies des ondes dans l'eau transmises sur le flanc sud du bassin. Le décalage des trois traces correspondants à la station 6 provient d'un problème sur la base de temps de la station.	36

- Figure 3.10 Illustration de la brutale disparition des arrivées réfractées sur le réseau de Derveni entre les tirs 128 (haut), 129 (milieu) et 130 (bas) du profil GOC10..... 37
- Figure 3.11 Section migrée correspondant au profil GOC10 (Taylor et al., 2003). Les arrivées réfractées ne sont observées sur le réseau de Derveni que pour les tirs situés au Sud (à gauche) du tir 130 (étoile)..... 38
- Figure 3.12 Carte montrant la position des réseaux de Derveni et Galaxidi et des profils utilisés pour analyser les ondes réfractées. Les contours bathymétriques (en m) indiquent la position du bassin profond. Le carré indique la position de l'épicentre du séisme de Galaxidi. Les étoiles en ligne indiquent les tirs de la Figure 3.14, le segment épais ceux de la Figure 3.15, utilisés pour déterminer la vitesse des arrivées réfractées sur le réseau de Galaxidi. L'étoile noire correspond au tir le plus au nord pour lequel des ondes réfractées sont observées sur le réseau de Derveni. Le point noir indique le tir de la Figure 3.9. Le triangle indique le tir de la Figure 3.13, utilisé pour déterminer la vitesse des ondes directes sur le réseau de Derveni..... 39
- Figure 3.13 Tir proche de la côte du profil GOC 11 enregistré par le réseau de Derveni. Les ondes directes (ondes dans l'eau transmises sur le flanc sud du bassin) indiquent une vitesse de 4,3 km/s pour les sédiments syn-rifts. Elles sont fortement atténuées au passage de la faille de Xylokastro au niveau du village de Pyrgos.40
- Figure 3.14 Premières arrivées enregistrées par le réseau de Galaxidi pour des tirs en ligne avec le réseau issus des profils GOC14 10 15 et 13..... 43
- Figure 3.15 Section composite montrant les premières arrivées sur le réseau de Galaxidi pour 29 tirs consécutifs du profil GOC12 en ligne avec le réseau. La pente des premières arrivées correspond à une vitesse de 6 km/s..... 44
- Figure 3.16 Topographie du réseau de Derveni. La pente moyenne est de 7°..... 44
- Figure 3.17 Modèle de vitesse dans le bassin déterminé par migration profondeur avant sommation par Clément (2000). Ces vitesses sont utilisées pour calculer le délai sous le tir dans la modélisation des temps d'arrivée des ondes réfractées observées sur le réseau de Derveni. 46
- Figure 3.18 Modélisation des temps de trajet des ondes réfractées et des ondes dans l'eau transmises sur le flanc sud du bassin provenant du tir 110 du profil GOC 10

(Figure 3.12, point noir) et enregistrées sur le réseau de Derveni. Les traits montrent les temps de trajet calculés pour les premières arrivées réfractées le long d'une interface plane pentée à 15° vers le nord entre les carbonates (4.3 km/s) et le socle (6 km/s) et pour les ondes transmises se propageant à 4.3 km/s dans le compartiment inférieur de la faille de Xylokastro. Le trou pour les dépôts entre 16 et 17 km correspond au village de Pyrgos. Les ondes réfractées montrent de faibles variations de temps de trajet et d'amplitudes. Au contraire, les ondes transmises sont fortement atténuées au passage de la faille de Xylokastro. 46

Figure 3.19 Schéma montrant la géométrie des rayons utilisée pour migrer les arrivées réfractées vers l'interface. 47

Figure 3.20 Image obtenue par sommation de dix tirs migrés en temps consécutifs sous le réseau de Derveni. La migration est faite avec une vitesse de 4.3 km/s le long des rayons réfractés émergeant avec un angle critique de 45° d'une interface ayant un pendage de 15° vers le nord. La ligne montre la topographie convertie en temps à 4.3 km/s. La distance est mesurée par rapport à la côte, avec des valeurs négatives en mer. L'ondulation de l'interface traduit la structure en blocs à travers la faille de Xylokastro. 49

Figure 3.21 Coupe à travers le rift de Corinthe au niveau de Derveni résumant les informations obtenues par la modélisation des temps d'arrivée des ondes réfractées issues du tir indiqué par le rond noir et par la migration des arrivées réfractées sous le réseau de Derveni. Le carré et la flèche indiquent l'hypocentre et le mécanisme du séisme de Galaxidi. Les chiffres sont les valeurs des vitesses en km/s utilisées dans l'eau, les sédiments du bassin, les carbonates des Hellénides et le socle. 50

Figure 4.1 Carte de l'Egée d'après Nyst and Thatcher (2004). Les mécanismes au foyer des séismes de magnitude supérieure à 5 et les failles actives sont présentés avec des couleurs indiquant le type de déformation. 61

Figure 4.2 Micro-plaques d'après Nyst et Thatcher (2004). Les flèches montrent le mouvement relatif de la plaque sud par rapport à la plaque nord pour chaque frontière de plaque. 62

Figure 4.3 Ondes réfléchies sur le Moho sous le Golfe de Corinthe enregistrées par Clément et al. (2004). 64

Figure 4.4 Profil GOC 25 enregistré par la station 28 du réseau de Derveni après application d'une correction NMO, d'une correction du délai dans le bassin sédimentaire et d'un filtrage F-K. Les 3 principales arrivées profondes sont visibles simultanément sur cette coupe.	66
Figure 4.5 Profil GOC24 enregistré par la station 17 du réseau de Derveni, après application d'une correction NMO et d'une correction du délai dans le bassin sédimentaire. La réflexion à 10.5s, ramenée à 8.4 s, est clairement apparente.	68
Figure 4.6 Zoom sur la réflexion profonde de la Figure 4.5.	69
Figure 4.7 Carte des tirs pour lesquels la réflexion à 10.5 s a été observée sur la moitié sud du réseau de Derveni.	70
Figure 4.8 Profil GOC01 enregistré par la station 23B du réseau de Derveni, après application d'une correction NMO et d'une correction du délai dans le bassin sédimentaire. L'interface présente un pendage vers l'ouest.	71
Figure 4.9 Carte de la réflexion à 10.5 s après application d'une correction NMO et d'une correction du délai dans le bassin sédimentaire. Les temps obtenus sont représentés à la position du point-milieu entre la source et le récepteur.	72
Figure 4.10 Profil GOC27 enregistré par la station 29B du réseau de Derveni montrant la réflexion à 13.5 s sur le Moho. Aucune correction n'a été effectuée.	74
Figure 4.11 Carte des tirs pour lesquels la réflexion à 13.5 s sur le Moho a été enregistrée sur le réseau de Derveni. Les couleurs indiquent les temps simples de propagation dans l'eau et le bassin sédimentaire utilisés pour effectuer les corrections de temps sous les tirs. Le profil identifié par les cercles noirs est celui pour lequel une réflexion à 18 s a été observée, les points-milieus correspondant sont indiqués avec les mêmes symboles. Les étoiles et les diamants indiquent la position d'épicentres de séismes localisés à des profondeurs de plus de 70 km par le réseau local de Patras et par le réseau mondial. Les traits à terre correspondent aux principales failles normales de la région.	75
Figure 4.12 Profils GOC 27 et 01 enregistrés par la station 29B du réseau de Derveni. La réflexion sur le Moho est si brillante que la réflexion à 10.5 s est à peine visible.	76

Figure 4.13 Deux vues différentes de la réflexion sur le Moho. La continuité des temps et des amplitudes est remarquable.....	77
Figure 4.14 Courbe de décroissance d'amplitude calculée pour 200 tirs du profil GOC27 enregistrés sur la station 29B. Le premier pic d'amplitude correspond à la réflexion à 10.5 s. La croûte reste réfléchissante avec une amplitude constante jusqu'au pic à 13.5 s, supérieur à 10 dB, qui correspond à la réflexion au niveau du Moho.	78
Figure 4.15 Pointé de la réflexion sur le Moho (en bleu) et limites de la fenêtre pour le calcul des valeurs moyennes d'amplitudes représentées sur la carte de la Figure 4.16 ..	80
Figure 4.16 Carte de la somme du carré des amplitudes dans une fenêtre de 0.6 s autour de la réflexion sur le Moho. Les amplitudes sont très homogènes et les nombreux points de croisements sont cohérents.	80
Figure 4.17 Carte des amplitudes maximum dans une fenêtre de 0.6 s autour de la réflexion sur le Moho.....	81
Figure 4.18 Module des spectres calculés dans des fenêtres de 2.4s centrées sur les réflexions à 10.5 et 13.5s et sur le bruit avant la première arrivée et moyennés sur 150 traces. Pour la réflexion au niveau du Moho, le spectre ressemble à la partie basse fréquence du spectre de toute une trace, avec des pics à 6.5 et 13 Hz. La réflexion se produit sans effet fréquentiel. La réflexion à 10.5 s se fait avec un renforcement du pic à 13 Hz par rapport à celui à 6.5 Hz qui pourrait être une indication d'une croûte profonde dite « litée » sous notre zone réfléchissante	82
Figure 4.19 Exemple d'anomalie d'amplitude observée au niveau du Moho dans le Basin and Range d'après Jarchow et al. (1993)	84
Figure 4.20 Courbes de décroissance d'amplitudes illustrant des bright spots observés dans la croûte profonde d'après Jarchow et al. (1993).	85
Figure 4.21 Vue en 3D de la surface en temps correspondant à la base du bassin sédimentaire à l'extrémité nord-ouest du Golfe de Corinthe.....	86
Figure 4.22 Cartes montrant le temps simple jusqu'à la base du bassin (a), le temps pointé pour la réflexion sur le Moho (b), ce temps après correction NMO (c) et enfin avec correction de bassin (d). Les deux dernières figures sont en position point-milieu.....	88

Figure 4.23 Carte en temps double du Moho après correction NMO et correction pour l'épaisseur variable d'eau et de sédiments. La profondeur moyenne du Moho sur la zone de forte réflectivité est de 38 km.	89
Figure 4.24 Exemple de pointé de l'arrivée sur le Moho	90
Figure 4.25 Réflexion à 18 s après application d'une correction NMO, de corrections pour la profondeur d'eau et du bassin sédimentaire et d'un filtrage F-K pour atténuer les ondes dans l'eau. La réflexion apparaît horizontale. La profondeur de l'interface se trouverait à 61 km.	91
Figure 5.1 Milieu en couches homogènes isotropes, remplacé par un milieu homogène anisotrope transverse (HTI). D'après White (1965).	101
Figure 5.2 Vitesses d'ondes P et S en fonction de l'angle d'incidence pour le modèle 1 à 25 et 50% de couches à faible vitesse.	104
Figure 5.3 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en P (R_{pp}), pour le modèle de référence et le modèle 1 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse ..	105
Figure 5.4 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en P (T_{pp}), pour le modèle de référence et le modèle 1 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse	105
Figure 5.5 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en S (R_{ps}), pour le modèle de référence et le modèle 1 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse ..	107
Figure 5.6 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en S (T_{ps}), pour le modèle de référence et le modèle 1 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse	107
Figure 5.7 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en P (R_{pp}), pour le modèle de référence et le modèle 2 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse ..	109
Figure 5.8 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en P (T_{pp}), pour le modèle de référence et le modèle 2 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse	109
Figure 5.9 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en S (R_{ps}), pour le modèle de référence et le modèle 2 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse ..	110

Figure 5.10 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en S (Tps), pour le modèle de référence et le modèle 2 - à 25 et 50% de couches à faible vitesse 110

Figure 5.11 Vitesses d'ondes P et S en fonction de l' angle d'incidence pour le modèle 2 à 50% de couches à faible vitesse et $V_p/V_s = 1.7, 2$ et 2.5 112

Figure 5.12 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en P (Rpp), pour le modèle 1 à 50% de couches à faible vitesse et $V_p/V_s = 1.7, 2$ et 2.5 113

Figure 5.13 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en P (Tpp), pour le modèle 2 à 50% de couches à faible vitesse et $V_p/V_s = 1.7, 2$ et 2.5 113

Figure 5.14 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en S (Rps), pour le modèle 2 à 50% de couches à faible vitesse et $V_p/V_s = 1.7, 2$ et 2.5 114

Figure 5.15 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en S (Tps), pour le modèle 2 à 50% de couches à faible vitesse et $V_p/V_s = 1.7, 2$ et 2.5 114

Figure 5.16 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en P et S (Rpp et Rps) pour le modèle 2 à 50% ($V_p/V_s = 2$) en fonction de l' angle d'incidence et vitesse de couches lentes (V_p). 117

Figure 5.17 Coefficients de réflexion pour une onde incidente P réfléchi en P et S (Rpp et Rps) pour le modèle 2 à 50% en fonction de l' angle d'incidence et rapport V_p/V_S 118

Figure 5.18 Vitesses d'ondes P et S (V_p et V_s effectives) en fonction de l'angle d'incidence et en fonction de la vitesse des couches lentes (V_p) et du rapport V_p/V_s (pour le modèle 2 à 50%)..... 119

Figure 7.1 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en P et S (Tpp et Tps) pour le modèle 2 à 50% ($V_p/V_s = 2$) versus angle d'incidence et vitesse de couches lentes (V_p). 132

Figure 7.2 Coefficients de transmission pour une onde incidente P transmise en P et en S (Tpp et Tps) pour le modèle 2 à 50% versus angle d'incidence et rapport V_p/V_S 133

- Figure 7.3 Coefficients de réflexion et transmission pour une onde incidente P réfléchi et transmise en P et en S (R_{pp} , T_{pp} , R_{ps} et T_{ps}) pour le modèle 1 à 50% ($V_p/V_s = 2$) versus angle d'incidence et proportion des couches à faible vitesse..... 134
- Figure 7.4 Coefficients de réflexion et transmission pour une onde incidente P réfléchi et transmise en P et en S (R_{pp} , T_{pp} , R_{ps} et T_{ps}) pour le modèle 1 à 50% versus angle d'incidence et rapport V_p/V_s 135
- Figure 7.5 Vitesses d'ondes P et S (V_p et V_s effectives) versus angle d'incidence et versus vitesse de couches lentes (V_p) (V_p/V_s est 2) et rapport V_p/V_s ($V_p = 4500$ m/s). 136

9 BIBLIOGRAPHIE

- ANCORP Working Group, 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96)), *J. Geophys. Res.*, **108 (B7)**, 2328, doi:10.1029/2002JB001771.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G. Rigo, A. et 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.
- Backus, G. E., 1962. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering, *J. Geophys. Res.*, **67**, 4427-4440.
- Bailey, R. C., 1990. Trapping of aqueous fluids in the deep crust, *Geophys. Res. Lett.*, **17 (8)**, 1129-1132.
- Barnes, A. E. et Reston, T. J., 1992. A study of two mid-crustal bright spots from Southeast Georgia (USA), *Geophys. J. Int.*, **108 (2)**, 683-691.
- Bernard, P. et al., 1997. The Ms=6.2, June 15, [1995] Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *J. Sismol.*, **1**, 131-150.
- Blangy, J. P., 1994. AVO in transversely isotropic media-An overview, *Geophysics*, **59**, 775-781.
- Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J. C., Papazissi, K., Mitskaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D. et Deschamps, A., 2000. Active deformation of the gulf of Corinth, Greece: results from repeated GPS surveys between 1990 and 1995. *J. Geophys. Res.*, **105**, 25605-25625.
- Brocher, T. M., 1981. Geometry and physical properties of the Socorro, New Mexico, magma bodies, *J. Geophys. Res.*, **86**, 9420-9432.
- Brocher, T. M., Fuis, G. S., Fisher, M. A., Plafker, G., Moses, M. J., Taber, J. J. et Christensen, N. I., 1994. Mapping the megathrust beneath the northern Gulf of Alaska using wide-angle seismic data, *J. Geophys. Res.*, **99 (B6)**, 11663-11686, doi:10.1029/94JB00111.

- Brocher, T. M., Parsons, T., Blakely, R. J., Christensen, N. I., Fisher, M. A., Wells, R. E. et SHIPS Working Group, 2001. Upper crustal structure in Puget Lowland, Washington: Results from the 1998 Seismic Hazards Investigation in Puget Sound, *J. Geophys. Res.*, **106 (B7)**, 13,541-13564.
- Brooks, M et Farentinos, G., 1984. Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia Channels, western Greece, *Tectonophysics*, **101**, 25-54.
- Brown, L., et al., 1987. COCORP: New perspectives on the deep crust, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **89 (1)**, 47-54.
- Burton, P.W., Xu, Y., Qin, C., Tselentis, G.-A. et Sokos, E., A catalogue of seismicity in Greece and the adjacent areas for the twentieth century, *Tectonophysics*, **390**, 117-127, 2004
- Buske, S., Lüth, S., Meyer, H., Patzig, R., Reichert, C., Shapiro, S., Wigger, P. et Yoon, M., 2002. Broad depth range seismic imaging of the subducted Nazca Slab, North Chile, *Tectonophysics*, **350**, 273-282.
- Carcione, J. M., Kosloff, D. et Behle, A., 1991. Long-wave elastic anisotropy in stratified media, *Geophysics*, **56**, 245-254.
- Carcione, J. M., 1997. Reflection and transmission of qP - qS plane waves at a plane boundary between viscoelastic transversely isotropic media, *Geophys. J. Int.*, **129**, 669-680.
- Carcione, J. M., Helle, H. B. et Zhao, T., 1998. Effects of attenuation and anisotropy on reflection amplitude versus depth, *Geophysics*, **63**, 1652-1658.
- Chéry, J., 2001. Core complex mechanics: From the Gulf of Corinth to the Snake Range, *Geology*, **29**, 439-442.
- Christensen, N. I., 1989. Reflectivity and Seismic Properties of the Deep Continental Crust, *J. Geophys. Res.*, **94 (B12)**, 17793-17804.
- Christensen, N. I. et Mooney, W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, **100 (B7)**, 9761-9788.

- Clément, Ch., 2000. Imagerie sismique crustale de la subduction hellénique et du golfe de Corinthe, *thèse de doctorat de l'université Paris 7-Denis Diderot*, 178 p.
- Clément, Ch., Sachpazi, M., Charvis, Ph., Graindorge, D., Laigle, M., Hirn, A. et Zafiropoulos, G., 2004. Reflection-refraction seismics in the Gulf of Corinth: hints at deep structure and control of the deep marine basin. *Tectonophysics*, **391**, 97-108.
- Coppens, F. et Mari, J. L., 1984. L'égalisation spectrale: un moyen d'améliorer la qualité des données sismiques, *Geophysical Prospecting*, **32**, 258-281.
- Daley, P. F. et Hron, F., 1977. Reflection and transmission coefficients for transversally anisotropic media, *Bull. Seis. Soc. Ame.*, **67**, 661-675.
- Daley, P. F. et Hron, F., 1979. Reflection and transmission coefficients for seismic waves in ellipsoidally anisotropic media, *Geophysics*, **44**, 27-38.
- Doutsos, T., Pe-Piper, G., Boronkay, K. et Koukouvelas, I., 1993. Kinematics of the central Hellenides, *Tectonics*, **12**, 936-953.
- Frankel, A. et Clayton, R.W., 1986. Finite difference simulations of seismic scattering: implications for the propagation of short-period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, **91**, 6465-6489.
- Furlong, K. P. et Fountain, D. M., 1986. Continental crustal underplating: Thermal considerations and seismic-petrologic consequences, *J. Geophys. Res.*, **91 (B8)**, 8285-8294.
- Gallart, J., Driad, L., Charvis, P., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., de Voogd, B. et Sachpazi, M., 1999. Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect, *J. Geophys. Res.*, **104 (B2)**, 2895-2908.
- Gebrande, H., Miller, H. et Einarsson, P., 1980. Seismic structure of Iceland along RRISP-profile 1, *Journal of Geophysics*, **47**, 239-249.
- Godfrey, N. J., Christensen, N. I. et Okaya, D. A., 2000. Anisotropy of schists: Contribution of crustal anisotropy to active source seismic experiments and shear wave splitting observations, *J. Geophys. Res.*, **105 (B12)**, 27991-28007.

- Godfrey, N. J., Fuis, G. S., Langenheim, V., Okaya, D. A. et Brocher, T. M., 2002. Lower crustal deformation beneath the central Transverse Ranges, southern California: Results from the Los Angeles Region Seismic Experiment, *J. Geophys. Res.*, **107 (B7)**, 2144, doi:10.1029/2001JB000354.
- Graebner, M., 1992. Plane-wave reflection and transmission coefficients for a transversely isotropic solid, *Geophysics*, **57**, 1512-1519.
- Graindorge, D., Spence, G., Charvis, P., Collot, J. Y., Hyndman, R. et Tréhu, A. M., 2003. Crustal structure beneath the Strait of Juan de Fuca and southern Vancouver Island from seismic and gravity analyses, *J. Geophys. Res.*, **108 (B10)**, 2484, doi:10.1029/2002JB001823.
- Hammond, W. C. et Humphreys, E. D., 2000. Upper mantle seismic wave velocity: Effects of realistic partial melt geometries, *J. Geophys. Res.*, **105 (B5)**, 10,975-10,986.
- Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Kassaras, I., Papadimitriou, E., Makropoulos, K., Voulgaris, N. et Papaioannou, C., 2000. Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece), *Geophys. J. Int.*, **141**, 438-456.
- Henry, S. A., Woodward, D. J., Okaya, D. et Yu, J., 2004. Mapping the Moho beneath the Southern Alps continent-continent collision, New Zealand, using wide-angle reflections, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L17602, doi: 10.1029/2004GL020561.
- Henstock, T. J. et Levander, A., 2000. Impact of a complex overburden on analysis of bright reflections: A case study from the Mendocino Triple Junction, *J. Geophys. Res.*, **105 (B9)**, 21711-21726.
- Higgs, B., 1988. Syn-sedimentary structural controls on basin deformation in the Gulf of Corinth, Greece, *Basin Research*, **1**, 155-165.
- Hirn, A., Sachpazi, M., Siliqi, R., Mc Bride, J., Marnelis, F., Cernobori, L. et The STREAMERS-PROFILES group, 1996. A traverse of the ionian islands front with coincident normal incidence and wide-angle seismics, *Tectonophysics*, **264**, 35-49.
- Holliger, K. et Robertsson, J. O. A., 1998. Effects of the shallow subsurface on upper crustal seismic reflection images, *Tectonophysics*, **286**, 161-169.

- Hyndman, R. D. et Shearer, P. M., 1989. Water in the lower continental crust: Modeling magnetotelluric and seismic reflection results, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **98** (2), 343-365.
- Jarchow, M. J., Thompson, G. A., Catchings, R. D. et Mooney, W. D., 1993. Seismic evidence for active magmatic underplating beneath the Basin and Range province, western United States, *J. Geophys. Res.*, **98**, 22095-22108.
- Jones, K., Warner, M. et Brittan, J., 1999. Anisotropy in multi-déport deep-crustal seismic experiments, *Geophys. J. Int.*, **138**, 300-318.
- Kahle, H.-G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A. et Veis, G., 2000. GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian plates, *J. Geophys. Res.*, **105**, 23353-23370.
- Karagianni, E. E., Papazachos, C. B., Panagiotopoulos, D. G., Suhadoloc, P., Vuan, A. et Panza, G. F., 2005. Shear velocity structure in the Aegean area obtained by inversion of Rayleigh waves, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **160**, 127-143.
- Lafond, C. F. et Levander, A., 1995. Migration of wide-aperture onshore-offshore seismic data, central California: Seismic images of late stage subduction, *J. Geophys. Res.*, **100** (B11), 22231-22244, doi:10.1029/95JB01968.
- Laigle, M., Hirn, A., Sachpazi, M. et Roussos, N., 2000. North Aegean crustal deformation: An active fault imaged to 10 km depth by reflection seismic data, *Geology*, **28**, 71-74.
- Laigle, M., Sachpazi, M. et Hirn, A., 2004. Variation of seismic coupling with slab detachment and upper plate structure along the western Hellenic subduction zone, *Tectonophysics*, **391**, 85-95.
- Latorre, D., Virieux, J., Monfret, T. et Lyon-Caen, H., 1994a. Converted seismic wave investigation in the Gulf of Corinth from local earthquakes, *C. R. Geosciences*, **336**, 259-267.

- Latorre, D., Virieux, J., Monfret, T., Monteiller, V., Vanorio, T., Got, J.-L. et Lyon-Caen, H., 2004b. A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set, *Geophys. J. Int.*, **159 (3)**, 1013-1031, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02412.x.
- Le Pourhiet, L., Burov, E. et Moretti, I., 2003. Initial crustal thickness geometry controls on the extension in a back arc domain: Case of the Gulf of Corinth. *Tectonics*, **22 (4)**, 1032.
- Lüeschen, E., 1994. Crustal “bright spots” and anisotropy from multi-component P- and S-wave measurements in southern Germany, *Tectonophysics*, **232(1-4)**, 343-354.
- Makovsky, Y. et Klemperer, S., 1999. Measuring the seismic properties of Tibetan bright spots: Evidence for free aqueous fluids in the Tibetan middle crust, *J. Geophys. Res.*, **104 (B5)**, 10795-10825.
- Marquis, G. et Hyndman, R. D., 1991. Velocity-resistivity correlations in the deep crust, dans *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections, Geodynamics Series*, **22**, 329-333.
- Marquis, G. et Hyndman, R. D., 1992. Geophysical support for aqueous fluids in the deep crust: seismic and electrical relationships, *Geophys. J. Int.*, **110**, 91-105.
- Matsumoto, S. et Hasegawa, A., 1996. Distinct S-wave reflector in the midcrust beneath Nikko-Shirane Volcano in the northeastern Japan Arc, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3067-3083.
- Mavko, G. M., 1980. Velocity and attenuation in partially molten rocks, *J. Geophys. Res.*, **85 (B10)**, 5173-5189.
- Melia, P. J. et Carlson, R. L., 1984. An experimental test of P-wave anisotropy in stratified media, *Geophysics*, **49**, 364-378.
- Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V. et Micarelli, L., 2003. The Gulf of Corinth: an active half graben?. *Journal of Geodynamics*, **36**, 323-340.
- Nazareth, J. J. et Clayton, R. W., 2003. Crustal structure of the Borderland-Continent transition zone of southern California adjacent to Los Angeles, *J. Geophys. Res.*, **108 (B8)**, doi: 10.1029/2001JB000223.

- Nicolich, R., Laigle, M., Hirn, A., Cernobori, L et Gallart, J., 2001. Crustal structure of the Ionian margin of Sicily: Etna volcano in the frame of regional evolution, *Tectonophysics*, **329 (1-4)**, 121-139.
- Nyst, M., et Thatcher, W., 2004. New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean, *J. Geophys. Res.*, **109**, B11406, doi:10.1029/2003JB002830.
- Ori, G. G., 1989. Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (? Miocene-Pleistocene), Greece, *Geology*, **17**, 918-921.
- Otis, M. O. et Smith, R. B., 1977. Homomorphic deconvolution by log spectral averaging, *Geophysics*, **42**, 1146-1157.
- Page, B. M. et Brocher, T. M., 1993. Thrusting of the central California margin over the edge of the Pacific plate during the transform regime, *Geology*, **21 (7)**, 635–638.
- Papazachos C. et Nolet, G., 1997. P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times, *J. Geophys. Res.*, **102**, 8349-8367.
- Pi Alperin, J. M., Marthelot, J. M., Galvé, A., Sachpazi, M., Taylor, B., Laigle, M. et Hirn, A., 2004. Seismic refraction imaging of the southern Corinth rift shoulder at Derveni, *C. R. Geoscience*, **336**, 251-257.
- Postma, G. W., 1955. Wave propagation in a stratified medium, *Geophysics*, **20**, 3-17.
- Pratt, T. L., Mondary, J. F., Brown, L. D., Christensen, N. I. et Danbom, S. H., 1993. Crustal structure and deep reflector properties; wide angle shear and compressional wave studies of the midcrustal Surrency bright spot beneath southeastern Georgia, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17723-17735.
- Rietbrock, A., Tiberi, C., Scherbaum, F. et Lyon Caen, H., 1996. Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf on Corinth: evidence from high resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **1**, 1817-1820.

- Rigo, A., Lyon Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makioupoulos, K., Papadimitriou, P. et Kassaras, I., 1996. A microseismic study of the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for the large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.*, **126**, 663-688.
- Roux, E., 2003. Structure sismique de la partie superficielle du socle au Nord du Golfe de Corinthe, *rapport de DEA, EOST-ULP, Strasbourg*, 26 p.
- Ryberg, T. et Fuis, G. S., 1998. The San Gabriel bright reflective zone: Possible evidence of young mid-crustal thrust faulting in southern California, dans *Deep Seismic Reflection Profiling of the Continents, I: General Results and New Methods*, édité par S. L. Klemperer and W. D. Mooney, *Tectonophysics*, **286**, 31-46.
- Sachpazi, M., Hirn, A., Nercessian, A., Avedik, F., Mc Bride, J, Loucoyannakis, M, Nicolich, R. et the STREAMERS-PROFILES group, 1997. A first coincident normal-incidence and wide-angle approach to studying the extending Aegean crust, *Tectonophysics*, **270 (3-4)**, 301-312.
- Sachpazi, M, Clément, Ch., Laigle, M., Hirn, A. et Rousson, N., 2003. Rift structure, evolution and earthquakes in the Gulf of Corinth, from reflection seismic images, *Earth and Planetary Science Lett.*, **216**, 243-257.
- Sanford, A. R., Alptekin, O. et Topozada, T. R., 1973. Use of reflection phases on microearthquake seismograms to map an unusual discontinuity beneath the Rio Grande Rift, *Bull. Seismol. Am.*, **63**, 2021-2034.
- Sato, H., Sacks, I. S. et Murase, T., 1989. The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low-velocity zone: comparison with heat flow and electrical conductivity studies. *J. Geophys. Res.*, **94 (B5)**, 5689-5704.
- Scherwath, M., Stern, T., Davey, F., Okaya, D., Holbrook, W. S., Davies, R. et Kleffmann, S., 2003. Lithospheric structure across oblique continental collision in New Zealand from wide-angle P wave modeling, *J. Geophys. Res.*, **108 (B12)**, 2566, doi:10.1029/2002JB002286.

- Schmeling, H., 1985. Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electric properties of rocks. Part I: elasticity and anelasticity, *Physics of the Earth & Planetary Interiors*, **41**, 34-57.
- Sorel, D., 2000. A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece, *Geology*, **28**, 83–86.
- Stovas, A. et Ursin, B., 2003. Reflection and transmission responses of layered transversely isotropic viscoelastic media, *Geophysical Prospecting*, **51**, 447-477.
- Takei, Y., 2002. Effect of pore geometry on Vp/Vs: From equilibrium geometry to crack, *J. Geophys. Res.*, **107 (B2)**, 2043, 10.1029/2001JB000522.
- Taylor, B., Goodliffe, A. M., Weiss, J. R., Sachpazi, M, Hirn, A., Laigle, M. et Stefatos, A., 2003. Detachment tectonics in the Gulf of Corinth rift, *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 07222.
- Tiberi, C., Lyon-Caen, H., Hatzfeld, D., Achauer, U., Karagiani, E., Kiratzi, A., Louvari, E., Panagiotopoulos, D., Kassaras, I., Kaviris, G., Makropoulos, K. et Papadimitriou, P., 2000. Crustal and upper mantle structure beneath the Corinth rift (Greece) from a teleseismic tomography study, *J. Geophys. Res.*, **105**, 28159-28171.
- Tiberi, C., Diament, M., Lyon-Caen, H. et King, T., 2001. Moho topography beneath the Corinth Rift area (Greece) from inversion of gravity data, *Geophys. J. Int.*, **145**, 797-808.
- Tufekčić, D., Claerbout, J. F. et Rašperić, Z., 1981. Spectral balancing in the time domain, *Geophysics*, **46**, 223-230.
- Van Avendonk, H. J. A., Holbrook, W. S., Okaya, D., Austin, J. K., Davey, F. et Stern, T., 2004. Continental crust under compression: A seismic refraction study of South Island Geophysical Transect I, South Island, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, **109**, B06302, doi: 10.1029/2003JB002790.
- Vidal, N., Gallart, J. et Dañobeitia, J. J., 1998. A deep seismic crustal transect from the NE Iberian Peninsula to the western Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, **103 (B6)**, 12381-12396, doi:10.1029/98JB00076.

- Walther, C. H. E., Flueh, E. R., Ranero, C. R., von Huene, R. et Strauch, W., 2000. Crustal structure across the Pacific margin of Nicaragua: evidence for ophiolitic basement and a shallow mantle sliver. *Geophys. J. Int.*, **141 (3)**, 759-777.
- Warner, M., 1990a. Absolute reflection coefficients from deep seismic reflections, *Tectonophysics*, **173**, 15-23.
- Warner, M., 1990b. Basalts, water, or shear zones in the lower continental crust?, *Tectonophysics*, **173**, 163-174.
- Warner, M., 2004. Free water and seismic reflectivity in the lower continental crust, *J. Geophys. Eng.*, **1**, 88–101, PII: S1742-2132(04)75488-6.
- Wernicke, B., 1995. Low-angle normal faults and seismicity: a review, *J. Geophys. Res.*, **100**, 20159-20174.
- Westaway, R., 2002. The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: Coupling between surface processes and flow in the lower continental crust, *Tectonophysics*, **348**, 269-318.
- Wright, J., 1987. The effect of transverse isotropy on reflection amplitude versus déport, *Geophysics*, **52**, 564-567.
- Zelt, B. C., Taylor, B., Hirn, A. et Sachpazi, M., 2003. Deep crustal and shallow sedimentary velocity structure along the Gulf of Corinth rift, *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 04679.
- Zelt, B. C., Taylor, B., Weiss, J. R., Goodliffe, A. M., Sachpazi, M. et Hirn, A., 2004. Streamer tomography velocity models for the Gulf of Corinth and Gulf of Itea, Greece. *Geophys. J. Int.*, **159(1)**, 333-346, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02388.x.
- Zelt, B. C., Taylor, B., Sachpazi, M. et 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.

RESUME

Pour préciser le mécanisme d'extension à l'échelle de la croûte sous le Rift de Corinthe, une campagne de sismique réflexion a été réalisée en juillet 2001 par le N/O Maurice Ewing. Deux dispositifs fixes d'enregistrement sismique terrestre, placés sur les épaulements du rift de Corinthe, ont permis d'enregistrer à terre les tirs sismiques effectués en mer pour des distances source-récepteur comprises entre 2 km et 65 km. Pour l'étude de la structure de la croûte continentale, ces offsets sont intermédiaires entre ceux de la sismique réflexion sous incidence quasi-verticale et ceux de la sismique grand-angle sous incidence supérieure à l'incidence critique. Un premier résultat provient de l'étude des ondes réfractées observées en premières arrivées à partir des profils en ligne avec les dispositifs terrestres. Les temps d'arrivée des ondes réfractées observées sur le réseau de Derveni sont ajustés avec une interface plane plongeant de 15° vers le nord entre deux milieux de vitesse 4.3 km/s et 6 km/s. Une migration en temps des arrivées réfractées vers le point d'émergence des rayons le long de l'interface fournit une image détaillée de l'interface sous le réseau conforme à la géométrie de détachement proposée pour expliquer la formation des blocs basculés sur la base d'arguments géologiques. Des réflexions provenant de la croûte inférieure, du Moho et sous le Moho, ont été observées sur les récepteurs situés au sud de la faille de Xylocastro pour des tirs dans la partie nord-ouest du golfe. L'étude de ces réflexions a permis de mettre en évidence une interface à une profondeur de 26 km qui indique la présence d'un litage de la croûte profonde, une très forte réflexion à une profondeur de 38 km qui suggère la présence de couches fines à très faible vitesse donnant un comportement anisotrope dans un intervalle peu épais au niveau du Moho, et une réflexion à une profondeur de 60 km qui reflète la présence de la plaque Africaine sous le Rift.

Mots-clefs: Rift de Corinthe, Moho, sismique de réfraction, sismique de réflexion profonde, détachement.

ABSTRACT

On July 2001 the R/V Maurice Ewing carried out a reflection seismic campaign to study the mechanics of continental extension of the crust under the rift of Corinth. Two land seismic spreads installed on the shoulders of the rift recorded the seismic shots made on the sea for offsets between 2 km and 65 km. To study the structure of the continental crust, these offsets are between reflection seismics, under quasi-vertical incidence, and wide-angle seismics under incidence greater than the critical one. The first result came after the study of the refracted waves observed as first arrivals for profiles inline with the land spreads. The arrivals times of the refracted waves observed on the Derveni spray were adjusted with a 15° north-dipping interface between block faulted carbonates of 4.3 km/s velocity and the basement of 6 km/s velocity. The image obtained by time-migration of the traces down to the emerging point of the refracted waves beneath the Derveni array is in agreement with the detachment geometry proposed to explain the tilted blocs formation based on geological arguments. Reflections coming from the deep crust, the Moho and beneath the Moho were recorded with the receivers of the Derveni array installed south of the Xylocastro fault for shots located on the north-west tip of the Gulf. The analysis of these reflections put in evidence: a 26 km depth interface showing a layered deep crust, a 38 km deep reflection corresponding to Moho showing a consistent 10 dB peak in amplitude on curves of amplitude decay versus time and finally a 60 km depth reflection showing the presence of the African plate under the Rift.

Key words: Rift of Corinth, Moho, refraction seismics, deep seismic reflections, detachment.